

### МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

#### ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

# ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (96)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург ААНИИ 2013

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

Релакционная коллегия канд. физ.-мат. наук *Данилов А.И. (зам. главного редактора)* канд. геогр. наук Бузин И.В. (ученый секретарь, тел. (812) 337-3212. e-mail: buzin@aari.ru) Меркулов А.А. (секретарь, тел. (812) 337-3135, e-mail: aam@aari.ru) д-р геогр. наук Алексеев Г.В. (ААНИИ) канд. физ.-мат. наук Бобылев Л.П. (Фонд Нансен-центр) д-р геогр. наук Вуглинский В.С. (ГГИ) канд. геол.-минерал. наук Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология) л-р геогр. наук Гудкович З.М. (ААНИИ) д-р геогр. наук Зубакин Г.К. (ААНИИ) д-р геол.-минерал. наук Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология) д-р физ.-мат. наук Катцов В.М. (ГГО) канд. геогр. наук Липенков В.Я. (ААНИИ) канд. техн. наук Лихоманов В.А. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Макштас А.П. (ААНИИ) д-р геогр. наук Никифоров Е.Г. (ААНИИ) канд. биол. наук Неелов А.В. (ЗИН РАН) канд. геогр. наук Радионов В.Ф. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Рожков В.А. (СПбГУ) д-р геогр. наук Саватюгин Л.М. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Тимохов Л.А. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Трошичев О.А. (ААНИИ)

### ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (96)

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

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

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»: 70279 – на гол:

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода); 70278 – для предприятий и организаций (на полгода).

> Литературный редактор: Е.В.Миненко Оригинал-макет: А.А.Меркулов На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ), 2013.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.А.Киселев, А.И.Решетников.</i> Метан в Российской Арктике: результаты наблюдений и расчетов
Г.Н.Антоновская, Я.В.Конечная, А.Н.Морозов. Сейсмическая активность арктической зоны: новые данные по западному сектору 16
Г.К.Зубакин, Н.Е.Иванов, А.В.Нестеров. Сопряженность дрейфа айсбергов с полем атмосферного давления в северо-восточной части Баренцева моря 26
В.Г.Дмитриев. К вопросу о возможностях снижения риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений для различных видов деятельности в морской Арктике
В.П.Епифанов, Л.М.Саватюгин. Влияние препятствий на ложе на движение ледника
<i>М.Ю.Кулаков, А.П.Макштас.</i> Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века
Э.И.Луценко, В.Е.Лагун. Полярные мезомасштабные циклоны в атмосфере над Баренцевым и Карским морями
3.М.Гудкович, В.П.Карклин, Е.У.Миронов, В.В.Иванов, С.М.Лосев, Л.Н.Дымент, В.М.Смоляницкий, С.В.Фролов, А.В.Юлин, Е.А.Усольцева. Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007–2013 гг
В.В.Харитонов. Некоторые результаты измерения толщины ровного льда на дрейфующей станции «Северный полюс-38»
Б.В.Иванов, В.Ф.Тимачев, П.Н.Священников, А.П.Макштас, В.М.Бедненко, А.К.Павлов. Энергомассообмен между океаном и атмосферой в районе зимней полыньи к северу от архипелага Шпицберген111
Памяти Е.Г.Никифорова

## CONTENTS

УДК 551.510.41

Поступила 15 мая 2013 г.

## МЕТАН В РОССИЙСКОЙ АРКТИКЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И РАСЧЕТОВ

канд. физ.-мат. наук. А.А.КИСЕЛЕВ, канд. физ.-мат. наук. А.И.РЕШЕТНИКОВ Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова (ГГО), Санкт-Петербург, e-mail: kismgo@rambler.ru, alexr35@mail.ru

Приведен краткий обзор российских публикаций за последние годы, посвященных атмосферному метану. Указаны основные физико-химические свойства метана, а также проблемы, связанные с его эмиссией в атмосферу в арктическом регионе и с влиянием потепления климата. Представлены измерения концентрации СН<sub>4</sub> на российских арктических станциях. Обсуждаются оценки эмиссии метана с российской территории и модельные оценки влияния эволюции содержания метана в атмосфере на климат.

Ключевые слова: Арктика, метан, концентрация, эмиссия, парниковый эффект, измерения, модельные оценки.

*Метан и его роль в глобальном потеплении.* Среди компонент атмосферного воздуха метан (CH<sub>4</sub>) занимает очень важное место, обуславливающее пристальный интерес к нему исследователей. Такое повышенное внимание, как известно, вызвано тем, что вклад атмосферного метана в глобальное потепление – второй после вклада CO<sub>2</sub> (их радиационный форсинг равен 0,48 и 1,66 Вт/м<sup>2</sup> соответственно [МГЭИК, 2007]). В то же время молекула CH<sub>4</sub> «работает» на глобальное потепление значительно эффективнее молекулы углекислого газа: потенциал глобального потепления CH<sub>4</sub> в краткосрочной перспективе в 72, а среднесрочной в 25 раз выше, чем у CO<sub>2</sub> [МГЭИК, 2007]. Измерения показывают, что начиная с доиндустриального периода концентрация метана выросла примерно на 150 %, в то время как концентрация CO<sub>2</sub> лишь на 40 %. Поэтому роль CH<sub>4</sub> как парникового газа постоянно возрастает. Нелишне добавить, что увеличение содержания метана способствует росту концентрации другого парникового и жизнеобеспечивающего газа – озона как в тропосфере [Crutzen, Zimmermann, 1991], так и в стратосфере [Ozone Depletion, 2010].

Низкая эффективность Киотского Протокола, первый этап действия которого завершился в 2012 г., наряду с безуспешными попытками принятия международных, более действенных мер по ограничению эмиссии важнейших парниковых газов в атмосферу, породили поиски иных подходов, направленных на снижение темпов глобального потепления. Сегодня активно предлагается идея сокращения выбросов газов и аэрозолей, чье воздействие на радиационный режим и на климат значительно, но их время пребывания в атмосфере (недели, месяцы или годы) существенно короче, чем у  $CO_2$  (~100 лет), а значит, и отклик климатической системы должен проявиться достаточно быстро (см., напр., [Molina et al., 2009]). В начале 2012 г. создана Коалиция (в составе Бангладеш, Ганы, Канады, Мексики, США и Швеции), объявившая своей целью реализацию этой идеи (http://www.unep.org/ccac/Portals/24183/docs/ CoalitionFramework.pdf). В мае 2012 г. к инициативе Коалиции присоединились все

страны «Большой восьмерки», в том числе – Россия. Предполагается, что благодаря заявленным Коалицией мерам рост приземной температуры воздуха в период с настоящего времени до 2050 г. не превзойдет 0,5 °С. Главное место в перечне таких «короткоживущих климатических загрязнителей» (в оригинале: Short-Lived Climate Pollutants) занимают «черный углерод» (black carbon) и метан.

Большая часть атмосферного метана имеет биогенное бактериальное происхождение. Химическим путем в атмосфере он не образуется. Поэтому поступление природного метана в атмосферу полностью контролируется его потоками с земной поверхности. Общая среднегодовая глобальная эмиссия СН<sub>4</sub> в среднем составляет 582 Мт с разбросом оценок 503-610 Мт [МГЭИК, 2007], при этом чуть более 1/3 его эмиссии принадлежит естественным источникам и чуть менее 2/3 – антропогенным. Основные естественные источники связаны с потоками СН<sub>4</sub> с заболоченных территорий, пресноводных водоемов, поверхности океана, а также с метаном, образующимся в колониях термитов и выделяемым при сжигании биомассы в результате пожаров. Согласно оценкам [Ozone Depletion, 1994; Бажин, 2000], ежегодно благодаря естественным источникам в атмосферу попадает около 200 Мт СН, (с разбросом оценок от 101 до 355 Мт/год), основной вклад в которые вносят заболоченные земли. 50 % их площадей приходится на страны арктического региона, а доля этих стран в естественной эмиссии СН, оценивается в 30-50 %. С антропогенной деятельностью связаны потоки метана в атмосферу при добыче ископаемого топлива, с полигонов захоронения бытовых отходов и мусора на свалках, при очистке сточных вод, расширении сельскохозяйственных угодий (рисовых плантаций), разведении крупного рогатого скота и др. Разнородность источников метана – основная причина большой погрешности в оценках их интенсивности.

Разрушение молекул метана происходит в результате его атмосферных химических реакций с гидроксилом (~90 %, см. [Kiselev, Karol, 2000; 2002]) и атомарным хлором (выше 35 км). Определяемое скоростями этих реакций «время жизни» метана в атмосфере оценивается в 8–10 лет [МГЭИК, 2007; Voulgarakis et al., 2013], согласно [Prather et al., 2012], на сегодняшний день оно составляет 9,1±0,9 лет. Вследствие того, что указанное «время жизни» многократно превосходит характерное время глобального атмосферного переноса, поле средней концентрации  $CH_4$  почти однородно по горизонтали (что, однако, не исключает повышенного содержания метана в окрестностях источников).

*Измерения метана в Российской Арктике.* Важной особенностью является то, что за последние сто лет потепление в арктическом регионе происходило примерно вдвое интенсивнее, чем в среднем по земному шару. В частности, рост температуры приземного арктического воздуха за период 1950–2010 гг. составил 0,4 °C в летние и 1,65 °C в зимние месяцы [МГЭИК, 2007]. Одновременно с увеличением температуры приземного слоя воздуха здесь отмечены изменение количества осадков, влагосодержания почвы и речного стока; уменьшение площади морских льдов; увеличение глубины протаивания вечной мерзлоты. При этом общее глобальное потепление не только не исключает экстремальных отрицательных температурных аномалий на региональном уровне (что, например, имело место зимой 2009 и 2010 гг.), но может даже способствовать их усилению. Вследствие сказанного, налаживание регулярного всестороннего мониторинга в Арктическом регионе (в том числе и в России), равно как и анализа и интерпретации получаемых данных, является одной из наиболее актуальных задач ближайшего времени.

Сегодня количество принадлежащих странам арктического региона станций, осуществляющих мониторинг метана, приближается к трем десяткам. Отметим, что некоторые из них начали действовать в 2012 г., т.е. они были оперативно организованы в соответствии с вышеупомянутой инициативой Коалиции (это шведские Kiruna-Stordalen (68° 35' с.ш., 19° 05' в.д.), Norunda (60° 09' с.ш., 17° 48' в.д.) и Svartberget (64° 18' с.ш., 19° 77' в.д.), а также канадская Inuvik (68° 30' с.ш., 133° 53' з.д.); кроме того в планах Канады открытие в 2013 г. еще одной станции Cambridge Bay (69° 07' с.ш., 105° 03' з.д.)).

Россия располагает пятью постоянно действующими станциями: Черский (68° 51' с.ш., 161° 53' в.д.), Териберка (69° 12' с.ш., 35° 06' в.д.), Новый Порт (67° 41' с.ш., 72° 52' в.д.), Тикси (71° 05' с.ш., 128° 9' в.д.) и Воейково (59° 57' с.ш., 30° 6' в.д.). Систематические измерения на вышках проводятся также в последние годы в рамках японо-российского проекта (охватывают область 51–63° с.ш., 62–129° в.д.) [Sasakawa et al., 2010] и в Обнинске [Баранов и др., 2010]. Периодически мониторинг метана осуществляется над Западной Сибирью (самолетные измерения [Аршинов и др., 2009*a*; 2009*b*]), в акватории моря Лаптевых и прилегающей территории (наблюдения с судов и с борта вертолета в 2003–2009 гг. [Шахова и др., 2007, 2008; Shakhova et al., 2010*a*, 2010*b*, 2010*b*]), в районе сибирских газовых месторождений (см., напр., [Reshetnikov et al., 2000; Решетников и др., 2011; Яговкина и др., 2003]) и вдоль железнодорожных магистралей в ходе эксперимента «Тройка» [Беликов и др., 2006; Виноградова и др., 2007].

Местоположение вышеперечисленных российских станций позволяет выделить местные особенности поведения концентрации метана. Так, одну из них (Териберка, Кольский полуостров) можно рассматривать как фоновую, другую (Новый Порт, полуостров Ямал) – в качестве станции, данные измерений на которой позволяют контролировать техногенные выбросы парниковых газов на близко расположенных месторождениях природного газа и нефти, а третью (Воейково) как станцию в окрестности крупного мегаполиса. Важно также и то, что станции Новый Порт и Тикси находятся в зоне сплошной многолетней мерзлоты с множеством небольших термокарстовых озер, накладывающей отпечаток на формирование поля концентрации метана. Рис. 1–4 иллюстрируют сказанное.



Рис. 1. Среднемесячные данные регулярных фляжечных измерений концентрации CH<sub>4</sub> за период 2004–2011 гг. на станциях Новый Порт (1) и Териберка (2).



Рис. 2. Обобщенные результаты многолетних измерений концентраций СН<sub>4</sub> как функция долготы места (от побережья п-ова Таймыр до устья р. Индигирки) [Shakhova et al., 2010]. Максимальные значения концентраций близки к долготе расположения ст. Тикси.



Рис. 3. Результаты непрерывных измерений (осредненных за 1 ч) концентраций  $CH_4$  за июль (*a*) и август (*б*) 2011 г. на станции Тикси.

Данные измерений концентрации  $CH_4$  на ст. Териберка близки к результатам мониторинга на других арктических фоновых станциях (как по амплитуде сезонных вариаций, так и по величинам межгодовых изменений), ср. рис. 1 и 3. В то же время концентрации метана, зафиксированные на ст. Новый Порт, существенно (в среднем на 100 млрд<sup>-1</sup>) превышают аналогичные концентрации на ст. Териберка, поскольку на результатах измерений сказалось влияние техногенных источников. Существенная разница имела место и в амплитуде сезонных колебаний: 60 млрд<sup>-1</sup> на ст. Териберка против 200 и более млрд<sup>-1</sup> на ст. Новый Порт. При этом максимальные значения концентрации наблюдались в зимние месяцы (правда, это было обусловлено снижением верхней границы пограничного слоя).

Представленные на рис. 2 измеренные концентрации СН<sub>4</sub> (~2500–2600 млрд<sup>-1</sup>) на 25-30 % выше фоновых значений. Но в диапазоне от 130 до 135° в.д. амплитуды концентрации СН<sub>4</sub> (осредненные за 5 лет наблюдений) превышают фоновые значения концентрации СН<sub>4</sub> даже в 3-4 раза. Проведенные в этом районе в конце августа 2008 г. с борта НЭС «Академик Федоров» измерения содержания СН, дали значения: 1905,6, 1876,7 и 1887,5 млрд<sup>-1</sup> для 105,25°, 116,12°, 132,42° в.д. соответственно. Регулярные наблюдения за метаном на ст. Тикси, расположенной на берегу моря Лаптевых, начаты летом 2010 г. совместно Финским Метеорологическим институтом, ГГО и NOAA/ ESRL (США). На рис. 3 представлены результаты двухмесячных непрерывных наблюдений на этой станции в 2011 г.: среднемесячная концентрация CH, составила 1909 ±  $30 \text{ млрд}^{-1}$  в июле и  $1959 \pm 42 \text{ млрд}^{-1}$  в августе; максимальная амплитуда колебаний концентрации СН, достигала 140 млрд<sup>-1</sup> при максимальном значении концентрации 2008 млрд<sup>-1</sup> в июле и около 300 млрд<sup>-1</sup> при максимальном значении 2150 млрд<sup>-1</sup> в августе. Отметим, что максимальное значение приходилось на вторую половину августа, характеризующуюся и максимальными дневными температурами приземного слоя воздуха. Анализ возможных причин столь значительных расхождений результатов мониторинга в этом регионе содержится в [Решетников, Ивахов, 2012].

Рис. 4 свидетельствует о превышении фоновых концентраций  $CH_4$  в районе станции в период интенсивного таяния вечной мерзлоты (июль, август, сентябрь) на 5–10%. Отметим, что по данным фляжечных наблюдений такое превышение в летние



Рис. 4. Результаты непрерывных и фляжечных измерений  $CH_4$  из павильона «Чистый воздух» ст. Тикси.

месяцы было меньше: оно не превышало 2,08 млрд<sup>-1</sup> в 2011 г. и 1,93 млрд<sup>-1</sup> в 2012 г. Таким образом, комплекс измерений содержания метана на российских станциях дает основу для проведения оценок объемов его эмиссии от антропогенных и природных источников с территории РФ.

Оценки эмиссии метана с российской территории. Величину потока метана в атмосферу с поверхности переувлажненных территорий определяют как экспериментально, так и модельными методами. И.Л.Калюжный и др. [2009] произвели измерения эмиссии CH<sub>4</sub> на олиготрофном болотном массиве Ламмин-Суо, расположенном в 1 км к юго-востоку от поселка Ильичево Ленинградской области. По результатам этого мониторинга авторы разработали модель эмиссии метана на болотных массивах. Установлена зависимость величины потока CH<sub>4</sub> от уровня болотных вод и температуры активного торфяного слоя. Большой объем информации получен по данным измерений в Западно-Сибирском регионе, в частности в районе Васюганских болот [Васюганское болото..., 2000]. Измерения естественных потоков CH<sub>4</sub> в тундре (район дельты р. Лены – устья Колымы) представлены в работе [Ривкина и др., 2006].

Иногда при решении локальных задач используются параметризации потока метана (см. напр., [Zimov et al., 2006; Надежина и др., 2011]). Влияние болотных экосистем Северной Евразии на эмиссию метана обсуждается в [Денисов и др., 2010]. Авторы работы [Глаголев и др., 2009] для внутриболотных озер лесотундры, северной тайги и подтайги Западной Сибири получили значения эмиссии CH<sub>4</sub> 17,6, 44,8 и 169,7 мг/м<sup>2</sup> сутки соответственно. Все приведенные значения сравнимы по порядку величины с оценками потоков метана от заболоченных земель. Общий выброс CH<sub>4</sub> с переувлажненных территорий России оценивается величиной ~ 21 Мт/г [Киселев, Кароль, 2003, 2005].

Объем выбросов метана при добыче природного газа и подземной добыче угля, как правило, определяется решением обратной задачи. Именно этот метод был использован при оценке эмиссии метана из района крупнейших газовых месторождений Западной Сибири (Уренгойского, Ямбургского, Медвежьего и др.), которая составила 2–3 Мт/г [Jagovkina et al., 2000; Яговкина и др., 2003]. Суммарные потери метана при его добыче на газовых и нефтяных месторождениях России, согласно [Гинзбург и др., 2011], достигают 14±4,5 Мт/г. Суммарная оценка объемов эмиссии метана с российской территории складывается в основном из эмиссии с поверхности переувлажненных территорий (около 50 %), потерь при добыче и транспорте природного газа (технология и потери за счет фугитивных утечек), нефти и угля (около 30–40 %), а также с полигонов захоронения твердых бытовых отходов (около 5 %). Метан выбрасывается в атмосферу и в качестве продуктов жизнедеятельности крупных жвачных животных, в российских условиях вклад этих выбросов составляет примерно 2–5 %. Таким образом, общий выброс СН<sub>4</sub> с территории России можно оценить в 40–45 Мт/г [Киселев, Кароль, 2003, 2005; Гинзбург и др., 2011].

*Криозона* – «бомба замедленного действия»? В последние годы в РФ и за рубежом широко дискутируется вопрос о возможном вкладе криолитозоны Восточной Сибири в формирование полей концентрации метана в арктическом регионе. При этом рассматриваются несколько возможных версий эмиссии метана, а именно: а) выделение газообразного метана из газогидратов, большие залежи которых обнаружены на шельфах морей Лаптевых, Новосибирского и Чукотского; б) выделение метана, захороненного в слое многолетней мерзлоты, при увеличении периода и глубины ее протаивания (к этой версии примыкает и версия, связанная с ролью небольших и относительно неглубоких карстовых озер, образованных в местах интенсивного таяния многолетней мерзлоты); в) вклад одной из крупнейших рек Восточной Сибири – Лены в перенос растворенного метана в моря Северного Ледовитого океана. Гидраты метана представляют собой похожую на лед субстанцию – смесь воды и метана, существующую при температурах не выше 20 °С и давлениях не ниже 3-5 МПа в покрытых водой осадочных породах на глубине 300-500 м. 99 % гидратов в глобальном масштабе сконцентрировано на континентальном шельфе [Collett et al., 2009]. Оставшийся один процент приходится на осадочные породы над слоем многолетней мерзлоты на больших морских глубинах. Плотность СН, в гидратах более чем в 160 раз превосходит плотность чистого метана при стандартных давлении и температуре. До сих пор существует большая неопределенность в том, насколько чувствительны газогидраты, находящиеся в осадочных породах под слоем воды в 300-500 м, к потеплению климата. Масса метана в арктических газовых гидратах оценивается как  $10^{4}$ – $10^{7}$  Мт, а его залежи под ледяным покровом как 2,7×10<sup>6</sup> Мт (с десятикратной (!) ошибкой) [Yakushev, Chuvilin, 2000]. По оценкам геологов, содержание гидратов только на континентальном шельфе морей Восточной Сибири составляет более чем 3,5×10<sup>5</sup> Мт С [Shakhova et al., 2010]. Согласно более консервативной оценке [Boswell, Collett, 2011], глобальное содержание углерода в гидратах составляет 1,8×106 Мт.

Ряд работ посвящен исследованию деградации зоны вечной мерзлоты в условиях современного потепления [Малевский-Малевич и др., 2005, 2007], а также количественным оценкам отклика эмиссии метана на эту деградацию [Anisimov, 2007; Anisimov et al., 2012]. Авторы работы [Аржанов и др., 2007], используя данные мониторинга, с помощью разработанной ими модели многолетней мерзлоты, позволяющей рассчитывать характеристики термического и гидрологического режимов почвы, провели численные эксперименты по оценке глубины слоя сезонного протаивания пород в Северном полушарии для периода 1960–2000 гг. В то же время в некоторых работах (см., напр., [Petrenko et al., 2010]) подчеркивается высокая степень неопределенности этого источника эмиссии CH<sub>4</sub>, в частности, на шельфе моря Лаптевых он оценивается в 1–12 Мт С/год [McGuire et al., 2009]. Здесь также нельзя не отметить, что модельные расчеты [Dmitrenko et al., 2011], а также наблюдения температуры на разных глубинах на шельфе показывают: текущего потепления недостаточно, чтобы вызвать дестабилизацию вечной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых.

Модельные исследования роли метана в эволюции климатической системы. Количество российских работ, посвященных оценкам отклика климатической системы в региональном масштабе на изменения эмиссии атмосферного метана, очень невелико (см. напр., [Елисеев и др., 2008, 2011; Киселев, Кароль, 2003, 2005; Mokhov, Eliseev, 2008]). Так, согласно модельным оценкам [Киселев, Кароль, 2003], при гипотетическом десятикратном увеличении содержания СН<sub>4</sub> в тропосфере северных умеренных широт (вследствие его прорыва из недр Земли) температура воздуха в этом слое возрастет на 0,5 °С. Исследованию зависимости времени жизни метана и окиси углерода СО и окислительной способности атмосферы гидроксилом от величины эмиссии СН<sub>4</sub>, СО и азотных окислов посвящены работы [Kiselev, Karol, 2000, 2002]. В Институте физики атмосферы им. А.М.Обухова (РАН) разработана климатическая модель промежуточной сложности, с помощью которой проведен ряд оценок. Например, вычислено изменение приповерхностной температуры в XXI в. вследствие роста содержания в атмосфере парниковых газов (в том числе метана). В зависимости от выбранного сценария выбросов парниковых газов, глобальное повышение приповерхностной температуры составило от 2,5 до 4,1 К. При этом повышение приповерхностной температуры наиболее значительно в высоких широтах, особенно в Северном полушарии, а также в целом больше над сушей, чем над океаном, а потепление у поверхности больше в зимний период, чем в летний. Максимальное потепление отмечается в Арктике и над сушей субполярных широт Северного полушария, достигая в этих регионах к концу XXI в. 6–10 К относительно конца XX в. [Елисеев и др., 2011].

Заключение. Из сказанного выше можно получить представление о том, в какой степени продвинулись исследования последних лет, посвященные различным аспектам проблемы метана в арктической области. Очевидно, полученные результаты должны стать стартовой площадкой для последующих исследований. Необходимы дальнейшее развитие сети станций для мониторинга СН, (и других парниковых газов), совершенствование средств обработки и анализа полученных данных. Отметим недостаточную изученность естественных механизмов эмиссии метана и, соответственно, их зависимости от множества факторов, таких, как температура активного слоя почвы, ее влажность, уровень болотных вод, мощность торфяных пластов на болотах, осадочные отложения на дне карстовых озер, содержание метана в многолетней мерзлоте, изменение рН в Северном Ледовитом океане, особенно в дельтах крупных рек и др. Нуждаются в уточнении и антропогенные составляющие эмиссии метана в атмосферу, в частности в результате потерь и утечек при добыче и транспорте природного газа и пр. Наконец, очень важно расширение и углубление теоретических (в первую очередь модельных) исследований для изучения и оценки роли и характера взаимодействия атмосферного метана с климатической системой и экосистемой Земли.

Работа выполнена в рамках темы ЦНТП 1.3.2 и частично при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 11-05-00750а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 4. С. 65–69.

*Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноуйе Г.* Пространственная и временная изменчивость концентрации СО<sub>2</sub> и СН<sub>4</sub> в приземном слое воздуха на территории Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009*а*. Т. 22. № 2. С. 183–192.

Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноуйе Г., Максютов Ш., Мачида Т., Фофонов А.В. Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // Оптика атмосферы и океана. 20096. Т. 22. № 5. С. 457–464.

Баранов Ю.И., Бугрим Г.И., Вишератин К.Н., Гончаров Н.В., Кашин Ф.В. Комплексный мониторинг содержания метана, закиси азота, окиси и двуокиси углерода в приземном воздухе атмосферы города // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. 2010. Вып. 2. Калужский научный центр. С. 552–557.

Беликов И.Б., Бреннинкмайер К.А.М., Еланский Н.Ф., Ралько А.А. Приповерхностная концентрация метана и оксидов углерода над континентальной территорией России по результатам экспериментов TROICA // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 1. С. 50–63. Васюганское болото: Природные условия, структура и функционирование / Под ред. Н.И.Инишевой. Томск: ЦНТИ, 2000. 136 с.

Виноградова А.А., Федорова Е.И., Беликов И.Б., Гинзбург А.С., Еланский Н.Ф., Скороход А.И. Временные изменения концентраций углекислого газа и метана в городских условиях // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 651–663.

*Бажин Н.М.* Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 3. С. 52–57.

Гинзбург А.С., Виноградова А.А, Федорова Е.И. Некоторые особенности сезонного хода содержания метана в атмосфере Северной Евразии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 1. С. 50–63.

Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Казанцев В.С., Максютов Ш.Ш. Эмиссия CH<sub>4</sub> из болотных ландшафтов подтайги Западной Сибири: к «стандартной модели» Ab4 // Восьмое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Материалы Российской конференции / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: Аграф-Пресс, 2009. С. 240–242.

Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка изменений эмиссии метана болотными экосистемами Северной Евразии в XXI веке с использованием результатов расчетов с региональной моделью климата // Метеорология и гидрология. 2010. № 2. С. 55–62.

*Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н.* Оценки изменений климата с помощью модели промежуточной сложности, включающей углеродный и метановый цикл // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 139–152.

*Елисеев А.В., Мохов И.И., Мурышев К.Е.* Оценки изменений климата XX–XXI веков с использованием версии климатической модели ИФА РАН, включающей модель общей циркуляции океана // Метеорология и гидрология. 2011. № 2. С. 5–16.

Калюжный И.Л., Лавров С.А., Решетников А.И., Парамонова Н.Н., Привалов В.И. Эмиссия метана на олиготрофном болотном массиве северо-запада России // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 20–30.

Киселев А.А., Кароль И.Л. Возможные последствия высвобождения метана из толщи вечной мерзлоты на территории России // Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии / Под ред. Г.В. Менжулина. СПб.: Наука, 2005. С. 102–113.

Киселев А.А., Кароль И.Л. Отклик газового состава тропосферы северных умеренных широт на возможный прорыв метана из недр Земли в атмосферу // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 5. С. 579–588.

*Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Павлова Т.В.* Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2005. № 3. С. 36–44.

Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Павлова Т.В., Семиошина А.А. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Криосфера Земли. 2007. № 1. С. 29–36.

МГЭИК, 2007: Отчет Межправительственной группы экспертов по изменениям климата, 2007. URL: http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\_syr\_ru.pdf [дата обращения 02.04.2013]

Надежина Е.Д., Молькентин Е.К., Киселев А.А. Семиошина А.А., Школьник И.М. Исследование влияния параметризации в задаче оценки потоков метана по данным региональной климатической модели ГГО для территории России // Метеорология и гидрология. 2011. № 6. С. 26-41.

Решетников А.И., Зинченко А.В., Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Ивахов В.М., Казакова К.В. Результаты мониторинга основных парниковых газов на арктических станциях Росгидромета // Труды Главной геофизической обсерватории. 2011. Вып. 564. С. 223–240.

Решетников А.И., Ивахов В.М. Результаты непрерывных наблюдений за концентрацией метана на станции Тикси (сравнение с данными наблюдений на шельфе моря Лаптевых) // Труды Главной геофизической обсерватории. 2012. Вып. 566. С. 257–269.

Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. №3. С. 23–41.

Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Салюк А.Н., Бельчева Н.А., Космач Д.А. Аномалии метана в приводном слое атмосферы на шельфе Восточно-Сибирской Арктики // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 6. С. 819–823.

Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Сергиенко В.И., Салюк А.Н., Бельчева И.И., Космач Д.А. Состояние вопроса о роли Восточно-Сибирского шельфа в современном цикле метана // Изменение окружающей среды и климата. Природные катастрофы / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Изд-во «Пробел», 2008. С. 164–176.

Яговкина С.В., Кароль И.Л., Зубов В.А., Лагун В.Е., Решетников А.И., Розанов Е.В. Оценки потоков метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной региональной модели переноса // Метеорология и гидрология. 2003. № 4. С. 49–62.

*Anisimov O.* Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission // Environmental Research Letters. 2007. № 2. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045016.

Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Lavrov S.A, Strelchenko J.G. The current dynamics of the submarine permafrost and methane emissions on the shelf of the Eastern Arctic seas // Ice and Snow. 2012.  $\mathbb{N}_2$  2. P. 97–105.

*Boswell R., Collett T.S.* Current perspectives on gas hydrate resources // Energy and Environmental Science. 2011. Vol. 4. P. 1206–1215.

*Collett T., Johnson A., Knapp C., Boswell R.* Natural gas hydrates: A review // Natural Gas Hydrates-Energy Resource Potential and Associated Geologic Hazards. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, 2009. P. 146–219.

*Crutzen P.J., Zimmermann P.H.* The changing photochemistry of the troposphere // Tellus. 1991. Vol. AB43. P. 136–151.

Dmitrenko I.A. Kirillov S.A., Tremblay L.B., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S.A., Razumov S.O., Grigoriev M.N. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // Journal of Geophysical Research – Oceans. 2011. Vol. 116. C10027. doi: 10.1029/2011JC007218.

*Jagovkina S.V., Karol I.L., Zubov V.A., Lagun V.E., Reshetnikov A.I., Rozanov E.V.* Reconstruction of the methane fluxes from the west Siberia gas fields by the 3D regional chemical transport model // Atmospheric Environment. 2000. Vol. 34. № 29–30. P. 5319–5328.

*Kiselev A.A., Karol I.L.* Modeling of the long term tropospheric trends of hydroxyl radical for the Northern Hemosphere // Atmospheric Environment. 2000. Vol. 34. № 29–30. P. 5271–5282.

*Kiselev A.A., Karol I.L.* The ratio between nitrogen oxides and carbon monoxide total emissions as precursors of tropospheric hydroxyl content evolution // Atmospheric Environment. 2002. Vol. 36. P. 5971–5981.

*McGuire D., Christensen T.R., Hayes D., Heroult A., Euskirchen E., Kimball J.S., Koven C., Lafleur P., Miller P.A., Oechel W., Peylin P., Williams M., Yi Y. An assessment of the carbon balance of arctic tundra: comparisons among observations, process models, and atmospheric inversions // Biogeosciences.* 2012. Vol. 9. P. 3185–3204. doi:10.5194/bg-9-3185-2012.

*Mokhov I.I., Eliseev A.V.* Explaining the eventual transient saturation of climate carbon cycle feedback // Carbon Balance and Management. 2008. Vol. 3–4. doi: 10.1186/1750-0680-3-4.

Molina M., Zaelke D., Madhava Sarma K., Andersen A.O., Ramanathan V., Kaniaru D. Reducing abrupt climate change risk using the Montreal Protocol and other regulatory actions to complement cuts in  $CO_2$  emissions // Proceedings of National Academy of Sciences. 2009. Vol. 106. No 49. P. 20616–20621.

Ozone Depletion, 1994: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project. Report № 37. Geneva, 1994.

Ozone Depletion, 2010: WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project. Report № 52. Geneva, 2010.

Petrenko V.V., Ethiridge D.M., Weiss R.F., Brook E.J., Shaefer H., Severinghaus J.P., Smith A.M., Lowe D., Hua Q., Riedel K. Methane from the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. Vol. 329. (5996). P. 1146–1147.

*Prather M.J., Holmes C.D., Hsu J.* Reactive greenhouse gas scenarios: Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39. L09803. doi:10.1029/2012GL051440.

*Reshetnikov A.I., Paramonova N.N., Shashkov A.A.* An evaluation of historical methane emissions from the Soviet gas industry // Journal of Geophysical Research. 2000. Vol. 105 (D3). P. 3517–3529.

Sasakawa M., Shimoyama K., Machida T., Tsuda N., Suto H., Arshinov M., Davydov D., Fofonov A., Krasnov O., Saeki T., Koyama Y., Maksyutov S. Continuous measurements of methane from a tower network over Siberia // Tellus. 2010. Vol. 62. Issue 5. P. 403–416.

*Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O.* Methane from the East Siberian Arctic Shelf-Response // Science. 2010*a*. Vol. 329 (5996). P. 1147–1148.

*Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Rekant P., Salyuk A., Kosmach D.* Geochemical and geophysical evidence of methane release from the inner East Siberian Shelf // Journal of Geophysical Research. 2010*6.* Vol. 115. doi:10.1029/2009JC005602.

*Shakhova, N., Semiletov I., Salyuk A., Joussupov V., Kosmach D., Gustafsson O.* Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf// Science. 2010. Vol. 327 (5970). P. 1246–1250.

*Voulgarakis A., Naik V., Lamarque J.F., Shindell D.T., Young P., Prather M.J., Wild O., Field R., Sudo K., Szopa S., Zeng G.* Analysis of present day and future OH and methane lifetime in the ACCMIP simulations // Atmospheric Chemistry and Physics. 2013. Vol. 13. P. 2563–2587. doi: 10.5194/acp-13-2563-2013.

*Yakushev V.S., Chuvilin E.M.* Natural gas and hydrate accumulation within permafrost in Russia // Cold regions Science and Technology. 2000. Vol. 31. P. 189–197.

Zimov S.A., Schuur E.A., Chapin F.S. Climate change: Permafrost and the global carbon budget // Science. 2006. Vol. 312. P. 1612–1613. doi: 10.1126/science.1128908.

A.A.KISELEV, A.I.RESHETNIKOV

## METHANE IN THE RUSSIAN ARCTIC: MEASUREMENTS AND MODEL ESTIMATIONS

The short review of Russian recent publications devoted to atmospheric methane problem is shown. The basic physical and chemical features of methane are mentioned. Also the methane emission and climate warming effect problems are shown. The relevant  $CH_4$  concentration measurements at the Russian Arctic stations are presented. The estimations of both methane emission from the Russian territory and climatic effect of atmospheric methane content are discussed.

Keywords: Arctic, methane, concentration, emission, greenhouse effect, measurements, model estimations.

УДК 550.34

Поступила 6 мая 2013 г.

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЗАПАДНОМУ СЕКТОРУ

канд. техн. наук Г.Н.АНТОНОВСКАЯ, мл. науч. сотр. Я.В.КОНЕЧНАЯ, канд. техн. наук А.Н.МОРОЗОВ

Институт экологических проблем Севера Уральского отделения Российской академии наук (ИЭПС УрО РАН), г. Архангельск, e-mail: essm.ras@gmail.com

Представлены новые результаты мониторинга сейсмической активности арктической зоны с момента запуска высокоширотного сейсмологического пункта на Земле Франца-Иосифа. Полученные данные позволяют существенно расширить границы территории, охваченной сейсмологическими наблюдениями, что важно для исследования геодинамики полярной зоны.

Ключевые слова: арктическая зона, землетрясения, мониторинг, сейсмические станции.

В силу особого географического положения Арктика является местом пересечения интересов многих государств, причем как арктических, так и неарктических. Арктика – это не только громадные запасы минерального и биологического сырья, богатейший сырьевой резерв глобального значения, в том числе углеводородного сырья, но это и резервное пространство для России и всего мира. В связи с планируемым промышленным освоением арктического региона и прежде всего с развитием добывающих, перерабатывающих и транспортных отраслей, ориентированных на углеводороды, мониторинг сейсмической ситуации арктических территорий является весьма актуальной и первостепенной задачей для обеспечения безопасности соответствующих производств при их проектировании и строительстве. Длительная эксплуатация месторождения может привести к повышению сейсмической активности данного региона – возникновению наведенной сейсмичности, что является опасным природно-техногенным процессом. Как следствие – возникновение серьезных экологических катастроф, человеческие жертвы и негативное влияние на здоровье населения [Мельников и др., 1995; Каминский и др., 2005; Лесихина и др., 2007].

Кроме того, возможное потепление климата может повысить риски возникновения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера с тяжелыми последствиями. В настоящее время в Арктике отмечается сокращение территорий с вечной мерзлотой, данный процесс сопровождается появлением эрозий и оседанием грунта, изменением гидрологических процессов, снижением стабильности склонов и, таким образом, увеличением опасности возникновения оползней и лавин. Это может стать угрозой нефтепроводам и прочим конструкциям, построенным в районах с вечной мерзлотой [Мельников и др., 1995].

Происходящие в арктическом регионе природные явления и глобальные процессы на Земле теснейшим образом взаимосвязаны – изменения в Арктике могут привести к перестройке всей динамики процессов на планете. В связи с этим решение экономических, социальных и оборонных задач должно обеспечиваться постоянным научным сопровождением, важной составной частью которого является подготовка специалистов по проблемам Арктики.

В отечественной науке одним из важных направлений по изучению арктического пространства, развиваемым в последнее время, является сейсмология. Одной из фундаментальных задач сейсмологии является оценка сейсмичности литосферы – пространственного расположения очагов землетрясений, их миграции во времени и выделившейся энергии, сейсмической активности территорий. Данные результаты являются основой для построения карт общего сейсмического районирования (ОСР), отображающих неблагоприятные районы для строительства. Карты ОСР используются при проектировании сооружений, безопасное функционирование которых является одной из актуальных задач при обеспечении комплексной безопасности арктических территорий. Оценка сейсмической опасности определяет технологии мониторинга сооружений и площадок их размещения, а также является основой прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера [Руководство..., 2011].

К настоящему времени сеть сейсмических станций в российском секторе Арктики все еще остается редкой, действующих сейсмологических пунктов явно недостаточно для оценки современной сейсмической ситуации. За весь период сейсмологических наблюдений на территории полярного круга функционировало пять сейсмологических пунктов – Апатиты, Хейс, Норильск, Тикси и Иультин [Панасенко, 1986]. До 1960 г. информация о землетрясениях в Арктике поступала от сейсмических станций, расположенных на телесейсмических расстояниях в средних широтах Северного полушария. Сильные арктические землетрясения регистрируются сейсмическими станциями Геофизической службы РАН («Пулково», «Москва», «Обнинск», «Свердловск») [Юдахин, Французова, 2001]. Созданные в период Международного геофизического года (1957/58 г.) сейсмологические пункты заметно улучшили положение по изучению сейсмических явлений за полярным кругом. Сложившаяся к 1960 г. сеть аналоговых сейсмических станций уверенно регистрировала арктические землетрясения с магнитудой 4,5 и более, а для отдельных частей региона и более слабые – с магнитудой 4. К концу 1980-х гг. в арктическом регионе работало 43 станции, магнитудный порог чувствительности сейсмических станций в Арктике соответствовал значениям в диапазоне от 3,9 до 4. В то же время в Северной Канаде и Аляске магнитудный порог приближался к значениям от 3 до 3,5, а в Фенноскандии – от 2 до 2,5 [Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996 и 1999].

В западном секторе Российской Арктики инструментальные сейсмические наблюдения были возможны благодаря функционированию следующих сейсмических станций: «Хейс» (с 1957 по 1992 г.), установленной на о. Хейса арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), «Амдерма» (с 1962 по 1964, с 1983 по 1986 и с 1994 по 2003 гг.) – Ненецкий автономный округ, «Арктическая» (с 1968 по 1970 г.) – Земля Александры арх. ЗФИ. Отметим, что впервые слабые землетрясения в районе желоба Франц-Виктория были зафиксированы станцией «Арктическая», принадлежащей НИИ геологии Арктики [Аветисов, 1971; Аветисов, Голубков, 1971]. С 1982 г. непрерывно функционируют российские сейсмологические станции на арх. Шпицберген, на Кольском полуострове – с 1956 г. [Аветисов, 1996].

В период распада СССР арктические сейсмологические исследования были почти полностью прекращены за исключением функционирования ключевых сейсмостанций. Активизация сейсмологических наблюдений на севере России началась с



Рис. 1. Карта эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных Архангельской сейсмической сетью в декабре 2012 г.

2002 г. благодаря инициативе академика Н.П.Лаверова и чл.-корр. РАН Ф.Н.Юдахина [Сейсмологические исследования..., 2011]. В 2003 г. на территории Архангельской области, на базе Института экологических проблем Севера Уральского отделения РАН (ИЭПС УрО РАН), начала функционировать Архангельская сейсмическая сеть, состоящая в то время из четырех сейсмологических пунктов. На сегодняшний день Архангельская сеть состоит из 11 сейсмологических пунктов (рис. 1), оснащенных в основном аппаратурой мирового уровня; главной задачей сети является мониторинг западного сектора Арктической зоны Российской Федерации [Ф.Н.Юдахин и др., 2003]. На рис. 1 в качестве примера приведена карта эпицентров сейсмических событий природного и техногенного характера, зарегистрированных Архангельской сетью в декабре 2012 г. Черными треугольниками отмечены сейсмологические сети, данные которых привлекаются нами для уточненной обработки. Организована система сбора, хранения и передачи данных в Архангельский сейсмологический центр, созданный в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН.

Установка новых сейсмических станций на арктических и приарктических территориях (конец 2010 г.) началась с возрождения сейсмологического пункта в п. Амдерма (AMD). В августе 2011 г. был открыт сейсмологический пункт «Нарьян-Мар» (NRM), а в сентябре 2011 г. – высокоширотный сейсмологический пункт на архипелаге Земля Франца-Иосифа о. Земля Александры «Земля Франца-Иосифа» (ZFI), включающий три сейсмические станции. С установкой заполярных станций и открытием самого северного сейсмологического пункта РФ повысилась чувствительность Архангельской сейсмической сети, что дало возможность регистрировать слабые сейсмические события, происходящие в западном секторе Арктики (рис. 1).

За весь период работы сети зарегистрировано свыше 1500 землетрясений из арктического региона. Подавляющее большинство землетрясений связано с сейсмоактивной зоной, протягивающейся через глубоководную часть Арктики до шельфа моря Лаптевых. Указанная зона является фрагментом глобального сейсмического пояса срединно-океанических хребтов, трассирующего дивергентные границы литосферных плит. В глубоководной части Северного Ледовитого океана зона приурочена к гребню подводного хребта Гаккеля, являющегося продольной осью Евразийского суббассейна. По ней проходит граница Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Срединно-Арктический пояс землетрясений, являющийся самым северным фрагментом глобальной системы рифтогенных сейсмических поясов, представляет собой единственную в Арктике область современной межплитной сейсмичности. Все остальные, достаточно многочисленные в Арктике, сейсмоактивные зоны не связаны с какими-либо межплитными границами и порождены воздействием на литосферу различного рода внутриплитных напряжений [Аветисов, 1996]. Яркими примерами таких сейсмоактивных зон являются: Фенноскандия, архипелаг Шпицберген, Новосибирские острова, море Лаптевых, Баффинов залив и Баффинова земля, острова Королевы Елизаветы.

В работе [Аветисов, 1996] показано, что возникновение напряжений в земной коре этого региона и, как следствие этого, проявление сейсмичности в основном обусловлено воздействием трех факторов: частичной разрядкой напряжений, генерируемых в трансарктической межплитной зоне, разгрузкой от древнего оледенения и реакцией литосферы на давление мощных толщ осадков. Соотношение вкладов этих явлений в геодинамику можно понять только путем детального изучения пространственно-временного распределения сейсмичности, причем данные высокоширотных станций имеют особое значение. Таким образом, анализ данных сейсмологического пункта ZFI, как наиболее близко расположенного к арктическим океаническим хребтам, представляет наибольший интерес. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Региональные сейсмические события (расстояния до эпицентров от 300 до 3000 км). Подавляющее число землетрясений, регистрируемых с/с ZFI, происходит в районе арх. Шпицберген в проливе Стур-Фьорд. По данным [Ассиновская, 1994; Асминг и др., 1996; Виноградов, Баранов, 2005; Баранов, Виноградов, 2010], с 2008 г. отмечается увеличение сейсмической активности архипелага. В этом районе наблюдаются землетрясения с магнитудой 6,0 и более, сопровождающиеся продолжительными афтершоковыми процессами, что для арктического региона явление достаточно редкое. Геодинамические процессы данного района пристально изучаются, что связано, в первую очередь, с текущей выработкой полезных ископаемых на арх. Шпицберген и разработкой перспективных месторождений на шельфе.

Другим сейсмоактивным районом является хребет Гаккеля. Главной особенностью записей землетрясений из этого региона является наличие на некоторых сейсмограммах ярко выраженной *T*-фазы. Условия формирования этих волн в настоящее время выяснены лишь приблизительно. Известно, что возбуждаемые землетрясениями объемные волны, достигая дна океанов, порождают в водной толще гидроакустические волны, распространяющиеся в близвертикальном направлении. Гидроакустические волны могут как затухать достаточно быстро (на расстояниях до нескольких десятков километров), так и распространяться на значительные расстояния без значительных потерь. Длительность *T*-фазы составляет порядка трех минут, диапазон частот достаточно широк – от 1 до 7 Гц, что в целом соответствует представлениям о природе гидроакустических волн [Соловьев и др., 1980]. Для событий, регистрируемых с северо-восточного части хр. Гаккеля (относительно с/с ZFI), удается выделить лишь фазы объемных волн с использованием стандартных фильтров (2–8; 3–6 Гц и др.). Отсутствуют поверхностные волны, наблюдающиеся при землетрясениях с северо-западного направления.

Для качественной обработки регистрируемых событий с/с ZFI с северо-западного направления привлекаются данные сейсмической группы SPITS, принадлежащей сейсмологической службе NORSAR (Норвегия) (рис. 1). Обработка записей событий северо-восточного направления осложнена отсутствием в этом районе каких-либо сейсмических станций, что создает проблему при локации эпицентров и сказывается на увеличении значений минимальных магнитуд регистрируемых землетрясений. Действующая сейсмическая группа SPITS не всегда может качественно регистрировать сейсмические события из этого района в силу удаленного ее расположения.

Локальные сейсмические события (расстояния до эпицентров менее 300 км). Данный тип событий уверенно выделяется на записях с/с ZFI с использованием фильтров 6–10 и 8–12 Гц. Для более точного определения координат эпицентров к данным с/с ZFI привлекаются по необходимости данные сейсмических групп SPITS и ARCESS, расположенной на севере Норвегии и принадлежащей также норвежской сейсмической сети NORSAR.

По результатам непрерывных наблюдений с/с ZFI (с сентября 2011 г. по декабрь 2012 г.) получены новые данные о сейсмичности на границе континентального склона земной коры (рис. 2). Большинство регистрируемых событий приурочено к склону океанического шельфа в районе желоба Франц-Виктория. На данный момент фокальные механизмы землетрясений определить невозможно из-за малого количества станций, окружающих очаг землетрясения и зарегистрировавших его. Наличие сейсмической активности именно в районе желоба Франц-Виктория, в отличие от желоба Святой



Рис. 2. Карта эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных сейсмологическим пунктом ZFI за 2011–2012 гг.

Анны, расположенного восточнее архипелага, согласно [Ассиновская, 1994], представляется вполне закономерным, если рассматривать Свальбардское поднятие как единый блок, отвечающий за сейсмический процесс.

Таким образом, полученные результаты позволили подтвердить сейсмическую активность в районе желоба Франц-Виктории и сделать первые выводы об особенностях сейсмического режима континентального склона Евразии в пределах архипелага Земля Франца-Иосифа, подчеркивая тем самым уникальность и значимость сейсмологического пункта ZFI при изучении сейсмичности Арктики.

Микросейсмический фон. Эндогенные динамические процессы в земной коре находят отражение в таких характеристиках регистрируемых волновых полей, как параметры микросейсмического фона. Микросейсмы представляют собой непрерывные малоамплитудные колебания земной поверхности, которые генерируются природными и техногенными факторами: вариациями атмосферного давления, циклонами, воздействием океанических волн на берег и шельф, микроземлетрясениями, медленными движениями в земной коре, в том числе по разрывным нарушениям, а также из-за антропогенной деятельности.

Во время арктических сейсмологических экспедиций 2011 и 2012 гг. сотрудниками ИЭПС УрО РАН при поддержке Национального парка «Русская Арктика» были выполнены замеры уровня микросейсмического фона на ряде островов арх. Земля Франца-Иосифа (данные приведены в табл. 1).

Таблица 1

				Коорд	инаты	olo	
			ий	пун	кта	ске 0,1	
g		НИЙ	y)	измер	бении	ичс от	
Номер пункт измерений	Условное название	Дата измере	Время измер (по Гринвич	φ,°	λ,°	Уровень микросейсмі фона (мкм/с) в диапазоне до 2,0 Гц	
1	о. Земля Александры ледник Лунный	05.08.2012	9:42:00	80,71	46,53	0,9	
2	о. Земля Александры бухта Северная-2	04.08.2012	9:36:00	80,77	47,74	0,5	
3	<ul> <li>о. Земля Александры</li> <li>бухта Северная-3</li> </ul>	04.08.2012	11:57:00	80,77	47,77	0,7	
4	о. Нансена	08.08.2012	11:55:00	80,54	53,91	0,4	
5	о. Джексона	04.08.2012	16:06:00	81,30	55,53	0,6	
6	о. Рудольфа	02.08.2012	14:26:00	81,79	57,96	0,7	
7	о. Ева-Лив	03.08.2012	5:47:00	81,66	62,21	0,4	
8	о. Земля Александры	10.08.2012	11:00:00	80,81	47,66	1,5	
	место установки станции ZFI-1						
9	о. Земля Александры	03.09.2012	10:20:00	80,81	47,61	1,7	
	место установки станции ZFI-3						
10	о. Земля Георга	16.08.2012	9:31:00	80,25	46,90	1,7	

Краткая информация об измерительных пунктах и соответствующие уровни микросейсмического фона Проведение подобных исследований необходимо для более общего понимания сейсмической ситуации района архипелага, подбора фильтров для четкого выделения волновых форм, а также для выбора мест по размещению сейсмологических пунктов наблюдений, для которых одними из критериев являются:

 – минимальный уровень шумов, вызываемых природной и техногенной деятельностью;

– особенности геологической среды района размещения сейсмической станции.
 Результаты проведенных исследований показывают следующее:

– спектральные кривые распределения мощности микросейсмического фона по частотам практически одинаковы во всех пунктах измерений, отличия наблюдаются в значении уровня микросейсмического шума (максимальный разброс в 10 раз); для пункта измерений № 8 выделяется пик на частоте 12,5 Гц – работа дизельной электростанции;

– в диапазоне частот от 0,1 до 2,0 Гц, который используется для выделения телесейсмических событий (эпицентральное расстояние более 3000 км), наименьший уровень шумов приходится на о. Ева-Лив, наибольший – на о. Земля Александры и о. Земля Георга;

– для регистрации региональных (используемый диапазон частот для выделения событий – 2–8 Гц) и локальных (используемый диапазон частот для выделения событий – 6–10 Гц) событий оптимальными являются пункты на о. Земля Александры, т.к. именно там наблюдается минимальный уровень микросейсмического фона в указанных диапазонах. На о. Земля Александры сейсмометры располагаются в 2 км от берега моря (п. № 8 и 9 в табл. 1).

Проведенные исследования позволили расширить представления об особенностях распределения уровня микросейсмического фона на архипелаге ZFI. Для задач, решаемых Архангельской сетью, наиболее подходящим местом для установки сейсмических станций является о. Земля Александры. Также следует отметить, что в настоящее время только данный остров является наиболее обитаемым и технически оснащенным, что позволяет передавать данные в ИЭПС УрО РАН ежемесячно. Расположение пунктов на необитаемых территориях существенно более затратное по их обслуживанию.

Микросейсмические события. Сейсмологический пункт ZFI регистрирует большое количество микросейсмических событий (до 40 в день), эпицентры которых лоцируются в районе ледниковых куполов о. Земля Александры. К ним относятся как обычные трески, возникающие в ходе протекающих во льду динамических процессов, так и отколы массивных блоков льда с их последующим ударом о морское дно. В некоторые дни таких проявлений «жизни» ледников – «льдотрясений» насчитывается до 100.

Для подтверждения природы регистрируемых микрособытий нами был проведен эксперимент. Вблизи ледника купол Лунный, мыс Нимрод о. Земля Александры, был установлен широкополосный велосиметр. Анализировались данные переносной и стационарной станций (назовем их условно ZFIпер и ZFIст), расстояние между станциями во время эксперимента около 20 км, длительность регистрации 3 ч. На записях переносного велосиметра (ZFIпер) было найдено несколько ледниковых событий, часть из которых в ходе проведения эксперимента было слышно, что позволило зафиксировать время случившегося и идентифицировать события на сейсмограмме. Далее каждое событие было выявлено на стационарной станции (ZFIст), и проведена

21.775-0012,3.00 seates 203.52.0	Proventing Martin Martin and Providence	Martin and	in an		malana	2-8 Гц	a)
11-0100 11-02-04	11.470K 11.4712	11-07-04	11.47.20	114734	1147.00	11.47.12 11	27.08
	Solim					2-8 Гц	ļ
11.41.00 01.40.01	1 PARTY IL PROVIDE	11.07.14	1.000	11.004	11.41.90	1.495 0.	1
21-275-20181 30.00 septent 20.2-log-87	11000	11.00.20	11.02.20		1117.28		
	S Margaret					2-8.Гц	
114030 114034	11.4030 11.4012	11.42.16	11422	114134	114128	11.42.22 11.	036
26 273-(282) 2000 mapleto 2012-8-m0	: D :			1111:	n :	2.4 Eu	:
Monterent	minking	winim	man	ARMANIN'I N	Marian-A	MARTH	ipan ?
			1.0	111144	V		
21 / Field #1 31 300 employ 2013 Ave.20	113630 113612	11.85.8	IT AC28	104034	104028	10.022 11.	0.30
mandforman	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	malan	MMM	AMAM	MANNA	MM2=4.CH	heren
11-018 11-054	11,4706 11,4712	1147.06	11.47.38	1147.34	114038	11.455 11	0.56
21791-088 3100 regists 203 Aug 0			N.F.N. 10			2.4.5	1
mmm	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	month	WWW	MANN	www.	maken tright	h
11-010 11-034	11.4P42	11-07-14	114730	11-034	1145.20	1.00	C7.00
			4	6.00		48'00	-6)
		80.50		X	1	751	/
ZEL_ctaulio	нарная		- 1 /		Sie		
сейсми	еская станш	AG DA	17			A STREET	
CONCINI	тескал станц		- V	ZFI	nep	ALL PROPERTY	5
			V V		10000	M GLORING	
751 00000	0.000		1	1.1	1. 18	3	S
zг <sub>hер</sub> – переді	зижная			- Aller		9	<u></u>
сеисми	ческая стань	ция	th		1.3	/	32
		L	- N		official and	/	- L
			La conte	11.25	34		
- эпицен	пр сооытия		-		2		
			1 m	X	000		- 1
		80:30	W	1.40			4
				1.25	-		
				1			

Рис. 3. Пример записи ледникового события, зарегистрированного 05.08.2012, t<sub>0</sub> = 11:47:06.

первичная обработка по определению местоположения эпицентров, которые указывали на районы расположения ледников. На рис. 3 представлен пример волновых форм ледникового события, зарегистрированного двумя сейсмическими станциями (рис. 3*a*), и карта с определением эпицентра события (рис. 3*б*). Для более четкого выделения подобного типа событий используются фильтры (2–4; 2–8; 3–6 Гц).

По результатам проведенных исследований составляется банк данных ледниковых событий. Сопоставление времени толчков и метеоданных показало, что тригтером ледниковой активности преимущественно являются температурные вариации. Подобный тип «льдотрясений» при подвижках пульсирующих ледников распространен в Арктике. Кроме ЗФИ [Ассиновская, 1994] они наблюдаются, например, на западном побережье Северного острова Новой Земли и в районе арх. Шпицберген. Заметим, что динамика полярных ледников является природным индикатором глобальных изменений климата.

Таким образом, регистрируемые события сейсмологического пункта ZFI вносят существенный вклад в изучение современной сейсмической и геодинамической ситуаций арктического региона. Тем не менее на сегодняшний день остается открытым вопрос о путях развития наблюдений и создании более плотной сети сейсмических пунктов в высоких широтах с организацией в них сейсмометрических групп. Организация пунктов наблюдения и их обслуживание является трудоемкой и затратной деятельностью. Тем не менее развитие сети позволит повысить точность локации землетрясений в пределах Баренцева и Карского морей и будет способствовать контролю слабой сейсмичности. Последнее очень важно, учитывая возможность возникновения наведенной сейсмичности при разработке углеводородных месторождений. Мы надеемся, что полученные новые данные будут способствовать возрождению продвижения геолого-геофизической науки в Арктику. Популяризация этих исследований и включение их в образовательные программы вдохновит молодых специалистов на исследования пока еще малоизученных территорий Земли. Работа выполнена при частичной поддержке Соглашения № 8331, выполняемого в рамках ФЦП, Программы Президиума РАН № 12-П-5-1009 и гранта РФФИ 11-05-98800-р\_север\_а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аветисов Г.П.* Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. Вып. 6. С. 128–134.

Аветисов Г.П. Вклад сейсмологических исследований в изучение геологии и промышленное освоение Арктики // Теория и практика морских геолого-геофизических исследований. Геленджик: ГП НИПИокеангеофизика, 1999. С. 118–120.

Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. 186 с.

Аветисов Г.П., Голубков В.С. Тектоно-сейсмическое районирование Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и сопредельных акваторий // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. С. 66–73.

Асминг В.Э., Гурьева С.Н., Кузьмин И.А., Кременецкая Е.О., Коломиец А.С., Нахишна Л.П., Тряпицын В.М., Федоренко Ю.В. Сейсмологические исследования на территории Европейского Севера России и прилегающих районов Арктики. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 44 с.

Ассиновская Б.А. Землетрясения Баренцева моря. М.: НГК РАН, 1994. 126 с.

*Баранов С.В., Виноградов А.Н.* Возможные причины аномальной сейсмической активности в проливе Стур-фиорд (архипелаг Шпицберген) в 2008–2009 годах // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2010. Вып. 4. С. 23–31.

Виноградов А.Н., Баранов С.В. Оценка влияния сейсмических событий в срединно-океаническом хребте Книповича на сейсмичность западной окраины Баренцовоморского шельфа и зон угледобычи на архипелаге Шпицберген // Материалы Всеросс. конф. по оценке и прогнозу сейсмологического риска, включая исследования природных и антропогенных рисков в морских береговых зонах. М.: ТИССО-Полиграф, 2005. С. 13–15.

Каминский В.Д., Супруненко О.И., Вискунова К.Г., Суслова В.В. Нефть в Баренцевом море // Труды RAO/CIS Offshore 2005. Proceedings. СПб., 2005. С. 26–29.

Лесихина Н., Рудая И., Киреева А., Кривонос О., Кобец Е. Нефть и газ российской Арктики: экологические проблемы и последствия. URL: http://www.bellona.ru/reports/oil\_gas\_report\_ru [дата обращения 03.06.2013]

Мельников Н.Н., Конухин В.П., Каспарьян Э.В., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Кузьмин И.А., Кременецкая Е.О. Анализ устойчивости строительства хранилища радиоактивных отходов в скальных массивах островов Северного Ледовитого океана // Использование подземного пространства страны для повышения безопасности ядерной энергетики. Ч. 3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. С. 41–54.

Панасенко Г.Д. Проблемы сейсмического районирования западного сектора Советской Арктики // Природа и хозяйство Севера. Вып. 14. Мурманск: Кн. изд-во, 1986, С. 4–6.

Панасенко Г.Д., Загородный В.Г., Ассиновская Б.А., Кременецкая Е.О. Общие геолого-тектонические черты и сейсмичность Баренцева моря. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1983. 68 с.

Руководство по методике комплексного инженерно-сейсмометрического и сейсмологического мониторинга состояния конструкций зданий и сооружений, включая площадки их размещения / Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н.Юдахина. М.: ИФЗ РАН, 2011. 36 с.

Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах / Под ред. чл.-корр. Ф.Н.Юдахина. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2011. 243 с.

Соловьев С.Л., Кадыков И.Ф., Белавин Ю.С., У Тон Иль. Регистрация фаз Т в сигналах землетрясений северо-западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 60–69. *Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Сейсмичность Архангельской области // Землетрясения Северной Евразии в 1995 г. М.: ГС РАН, 2001. С. 128–139.

G.N.ANTONOVSKAYA, YA.V.KONECHNAYA, A.N.MOROZOV

## SEISMIC ACTIVITY OF THE ARCTIC ZONE: NEW DATA ON THE WEST SECTOR

The new results of seismic activity in the Arctic zone recorded with new station installed on Franz Josef Land are presented. Seismic data obtained for the polar region are important for geodynamic model constructions.

Keywords: Arctic zone, earthquake, seismic monitoring, seismic station.

УДК 551.325.14

Поступила 15 апреля 2013 г.

## СОПРЯЖЕННОСТЬ ДРЕЙФА АЙСБЕРГОВ С ПОЛЕМ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

д-р геогр. наук Г.К.ЗУБАКИН, науч. comp. Н.Е.ИВАНОВ, науч. comp. A.B.HECTEPOB

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

Рассмотрен дрейф восьми айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря с конца мая по август 2009 г. продолжительностью от 20 до 90 суток. Сопряженность дрейфа с полем атмосферного давления и ветром представлена регрессией скорости дрейфа по градиенту на основе теории А.М.Обухова и системой показателей векторной корреляции в инвариантной форме. Оценки ветровой и неветровой составляющих дрейфа получены корреляционным методом К.Ватанабе – З.М.Гудковича. Общая корреляция составила 0,75–0,9 и ослаблена в малоградиентном поле на 0,15–0,2. Средний ветровой дрейф направлен на запад и юго-запад, его модуль составил 1,5–5 см/с при средней скалярной скорости 4–13 см/с, максимуме 20–25 см/с. Уточненные по ветровому дрейфу оценки ветрового коэффициента и угла отклонения от геострофического ветра составили 0,010–0,015, 9–18°. Оценка неветрового дрейфа выявила на северо-востоке Баренцева моря циклоническую циркуляцию со скоростью около 5 см/с у Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), 8 см/с у Новой Земли и 0,5 см/с в центре циркуляции.

Ключевые слова: северо-восточная часть Баренцева моря, дрейф айсбергов и его ветровая и неветровая составляющие, градиент атмосферного давления и геострофический ветер, векторная регрессия, коллинеарная и ортогональная корреляция, ветровой коэффициент и угол отклонения.

Рассматривается дрейф айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря с конца мая по август 2009 г. продолжительностью от трех недель до трех месяцев. Семь айсбергов дрейфовали южнее Земли Франца-Иосифа и еще один ближе к Новой Земле. Район и карта траекторий дрейфа показаны на рис. 1*а*. На рис. 1*б* приведены в укрупненном масштабе графики траекторий каждого из айсбергов (сплошная линия).

Параметры айсбергов и траекторий их дрейфа приведены в табл. 1–3. Они изменяются в широких пределах: длина 50–450 м, ширина 45–235 м, высота надводной части 9,7–16,4 м, глубина подводной части 46–82 м, длина траектории дрейфа 150–700 км при результирующем перемещении 60–300 км. Статистический анализ изменчивости скорости дрейфа  $\vec{V}$  и градиента атмосферного  $\vec{\nabla}P$  был выполнен на основе модели плоского евклидова вектора с модулем V и направлением  $\phi$  векторно-алгебраическим методом [Белышев и др., 1983]. Основными характеристиками являются: вектор математического ожидания  $\vec{m}_{\vec{V}}$ , тензор дисперсии  $D_{\vec{V}}$  с линейным инвариантом  $I_1$ , характеризующим модуль полной (за счет V и  $\phi$ ) дисперсии, эллипс среднеквадратического отклонения (СКО)  $\sigma_{\vec{V}}$  с полуосями  $\lambda_{1,2}$ , вытянутостью  $\chi = \lambda_2 / \lambda_1$ , ориентированный в направлении максимальной изменчивости  $\alpha$ , коэффициент вариации



a)

Рис. 1. Район и карта дрейфа айсбергов (a) в мае–августе 2009 г. и траектории дрейфа ( $\delta$ ), измеренные (1) и реконструированные по регрессии (2).

 $\mathbf{v} = m_{\vec{v}} / I_1$ . Использованы среднее значение, СКО и максимум скалярной скорости  $\vec{V}$ ,  $\sigma_v$ ,  $V_{max}$ ; отношения  $\gamma_d = \sigma_v / I_1$ ,  $1 - \gamma_d$  показывают относительные вклады изменений модуля и направления в общую дисперсию. Зависимость случайных векторов описывает ковариационный тензор  $Cov_{\vec{v}\vec{\nabla}p}$  с инвариантом  $I_1$ , характеризующим интенсивность взаимных изменений коллинеарных составляющих векторов  $\vec{V}$  и  $\vec{\nabla}P$ , и индикатором вращения G, характеризующим интенсивность взаимных изменений ортогональных составляющих.

Показана взаимная согласованность параметров изменчивости изменений  $\vec{V}$  и  $\vec{\nabla}P$ , и одновременно выявлена заметная роль неветровых течений. Настоящая статья как раз и посвящена описанию зависимости  $\vec{V}$  от  $\vec{\nabla}P$  и составляющих суммарного дрейфа.

#### МЕТОДИКА СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

#### Оценивание параметров векторной регрессии и корреляции

Со времени знаменитого дрейфа Ф.Нансена на «Фраме» установлена и подтверждена многочисленными изменениями [Гудкович, Доронин, 2001] пропорциональная зависимость скорости дрейфа от ветра, характеризуемая ветровым коэффициентом и углом отклонения

$$k = V/G, \quad \Psi = \varphi_{\vec{\nu}} - \varphi_{\vec{c}}. \tag{1}$$

Здесь  $\vec{G}$  – скорость геострофического ветра. Линейная регрессия дрейфа по градиенту давления определена по теории А.М.Обухова [Обухов, 1939, 1945].

$$\vec{V} = A_{\vec{v}\vec{\nabla}P} \vec{\nabla}P + \vec{B}_{\vec{v}\vec{\nabla}P} \,, \tag{2}$$

в которой коэффициент регрессии – тензор  $A_{\vec{v}\vec{\nabla}P} = D_{\vec{v}\vec{\nabla}P}D_{\vec{v}}^{-1}$  с компонентами  $\{a_{i,j}\}, i, j = \overline{1,2}, a$  свободный член  $\vec{B}_{\vec{v}\vec{\nabla}P}$  – вектор. Формула (2) учитывает (в неявном виде) совокупное воздействие на дрейф айсберга ветра и порождаемого им течения.

Поскольку зависимость случайных векторов определяется совместными изменениями их модулей и направлений, корреляцию должна описывать система показателей, а не одно число. Желательно, чтобы эта система не только измеряла величину корреляции, но и давала кинематическую интерпретацию. Использована система показателей коллинеарной  $r_{\uparrow\downarrow}$  и ортогональной  $r_{\perp}$  корреляции, определенных через инварианты тензоров дисперсии  $D_{\vec{v}}$  и ковариации  $Cov_{\vec{v}\vec{\nabla}p}$  [Иванов, 2004]. Методическая основа этого – частные определения когерентности взаимного спектра векторных случайных процессов [Белышев и др., 1983].

$$r_{\uparrow\downarrow} = \frac{I_1^{(\vec{\nu}\vec{\nabla}P)}}{\sqrt{I_1^{(\vec{\nu})}I_1^{(\vec{\nabla}P)}}}, \quad r_{\perp} = \frac{G^{(\vec{\nu}\vec{\nabla}P)}}{\sqrt{I_1^{(\vec{\nu})}I_1^{(\vec{\nabla}P)}}}.$$
 (3)

Комбинация  $R_{\vec{p}}^2 \equiv \mu^2$ , названная индикатором корреляции, подчеркивает необходимость совместного анализа  $r_{\uparrow\downarrow}$  и  $r_{\perp}$ . В случае отсутствия зависимости  $\underline{r_{\uparrow\downarrow}} = r_{\perp} = 0$ . В других ситуациях они принимают различные значения в диапазоне (-1,1), такие, что при детерминированной зависимости  $\mu = 1$ , а при стохастической зависимости  $\mu < 1$ . Соотношение между  $r_{\uparrow\downarrow}$  и  $r_{\perp}$  определяет вклады в общую корреляцию изменений взаимно коллинеарных и взаимно ортогональных составляющих векторов. В предельном случае, когда зависимость определяется только изменениями модулей  $\vec{V}$  и  $\vec{\nabla}P$ ,  $r_{\uparrow\downarrow} = 0$ , а  $r_{\perp} = 0$  при одновременном усилении (ослаблении) обоих векторов и  $r_{\uparrow\downarrow} < 0$  при усилении одного вектора и ослаблении другого вектора. Если  $r_{\perp} > 0$ , вектор  $\vec{V}$  развернут преимущественно вправо от вектора  $\vec{\nabla}P$ , и наоборот. В случае  $abs(r_{\uparrow\downarrow}) > abs(r_{\perp})$  угол  $\psi$  между  $\vec{V}$  и  $\vec{\nabla}P$  меньше 45°, и наоборот. Индикатор  $\mu$ определяет детерминацию  $R_{\vec{V}}^2 \equiv \mu^2 - долю общей дисперсии, объясняемой регрес$ сией (2) и статистическую значимость корреляции. Применение методов (2) – (3) дляисследования дрейфа льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) и его арктическомбассейне (АБ) описано в статьях [Иванов и др., 2011; Volkov et al., 2012].

#### Оценивание ветровой и неветровой составляющих дрейфа

Дрейф льда в СЛО имеет «чисто ветровую» и «неветровую» составляющие. При отсутствии прямых измерений течений для их выделения используют косвенные методы [Гудкович, Доронин, 2001]. Здесь использован корреляционный метод К.Ватанабе [Watanabe, 1962], развитый З.М.Гудковичем [Гудкович, 1965]. В обзоре [Гудкович, 1964] показаны достоинства этого метода – минимум исходных предположений и возможность обрабатывать как короткие, так и продолжительные серии измерений. Предполагается, что суммарный дрейф  $\vec{V}$  содержит аддитивно складывающиеся «чисто ветровой» дрейф  $\vec{U}$  и «неветровой» дрейф  $\vec{C}$ :

$$\vec{V} = \vec{U} + \vec{C}.\tag{4}$$

Составляющая  $\vec{U}$  зависит от локального ветра и определяет (после исключения приливного дрейфа) высокочастотную изменчивость  $\vec{V}$  (вблизи берегов к этому добавляется действие баротропных градиентных течений). Роль составляющей  $\vec{C}$ , не связанной с локальным ветром, важна для продолжительного дрейфа, согласно [Гуд-

кович, Доронин, 2011] в среднем по АБ ее вклад в результирующий дрейф составляет около 60 %. Скорость «неветрового» поверхностного течения  $\vec{C}$  принята постоянной на основании того, что система поверхностных градиентных течений в СЛО формируется в процессе приспособления поля плотности к результирующей ветровой циркуляции, то есть является в основном бароклинной с большим временем становления.

В корреляционном методе [Гудкович, 1965] каждая из проекций скорости суммарного дрейфа связана уравнением множественной линейной регрессии с обеими проекциями скорости ветра. Расчетные скорости  $\vec{V}$  по ветру  $\vec{W}$ , полученные этим методом и по формуле (2), численно близки. Тесноту зависимости определяет матрица коэффициентов множественной корреляции. Совместная трактовка элементов  $(R_{\nu_x;W_x,W_y}, R_{\nu_y;W_x,W_y})$  невозможна без дополнительных предположений, поэтому будем придерживаться определения (3).

Полагая скорость ветрового дрейфа зависящей только от локального ветра, определим ветровой дрейф по регрессии (2) с нулевым свободным членом

$$\vec{U} = A_{\vec{V}\vec{\nabla}P}\vec{\nabla}P, \qquad (5)$$

в котором компоненты тензора регрессии  $A_{\vec{v}\vec{\nabla}P}$  вычислены по измерениям методом наименьших квадратов. По смыслу и численно это близко к определению Гудковича проекций  $U_{\chi}$ ,  $U_{\gamma}$  коэффициентами множественной регрессии. Из формул (4), (5) следует определение постоянного неветрового течения как векторной разности средних скоростей суммарного и ветрового дрейфа

$$\vec{C} = \vec{m}_{\vec{V}} - \vec{m}_{\vec{U}} \,. \tag{6}$$

З.М.Гудкович определил проекции  $C_{\chi}$ ,  $C_{\gamma}$  как свободные члены соответствующих уравнений регрессии. Это отличается от (6), так как  $\vec{B}_{\vec{v}\vec{\nabla}p} = \vec{m}_{\vec{v}} - A_{\vec{v}\vec{\nabla}p}\vec{m}_{\vec{\nabla}p}$ .

Оценка ветрового коэффициента и угла отклонения (1) даже при осреднении за длительное время не позволяет полностью исключить влияние неветрового дрейфа. Представляется полезным дополнительно определять эти значения по ветровому дрейфу в виде

$$k_{U} = U / G, \quad \Psi_{\vec{U}} = \varphi_{\vec{U}} - \varphi_{\vec{G}}.$$
 (7)

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Оценки зависимости дрейфа айсбергов от градиента давления и ветра

Приведены оценки показателей векторной корреляции среднесуточной скорости суммарного дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления и регрессионная реконструкция временных рядов скоростей и траекторий суммарного дрейфа по градиенту.

#### Корреляция скорости дрейфа и градиента

Сопоставление временных рядов скорости дрейфа  $\vec{V}$  и градиента давления  $\nabla P$  и параметров их изменчивости продемонстрировало четкую реакцию  $\vec{V}$  на изменения  $\nabla P$ . Ключевым моментом является величина корреляции. В табл. 1 приведены оценки показателей коллинеарной  $r_{\uparrow\downarrow}$  и ортогональной корреляции  $r_{\perp}$ , индикатора векторной корреляции по формуле (3) и соотношение абсолютных величин  $\gamma_r = abs(r_{\uparrow\downarrow} / r_{\perp})$ , показывающее характерный угол отклонения дрейфа от изобары.

индикатора корреляции µ и коэффициента детерминации $R_{ec{ u}}^2$ по синхронным среднесуточным значениям										
N⁰		Корреляция								
	Аисоерг	$r_{\uparrow\downarrow}$	$r_{\perp}$	μ	$\gamma_r$	$\kappa_{\vec{V}}$				
1	343	0,17	-0,77	0,79	0,22	0,62				
2	361	0,12	-0,76	0,77	0,16	0,59				
3	362	0,16	-0,81	0,82	0,20	0,67				
4	366	0,20	-0,84	0,86	0,24	0,74				
5	367	0,25	-0,81	0,85	0,28	0,72				
6	371	0,22	-0,86	0,89	0,26	0,79				
7	406	0,20	-0,89	0,91	0,22	0,83				
8	942	0,07	-0,51	0,52	0,14	0,27				

Оценки показателей коллинеарной  $r_{\uparrow\downarrow}$ , ортогональной  $r_{\perp}$  корреляции скорости дрейфа и градиента давления, соотношения их модулей  $\gamma_r = abs(r_{\uparrow\downarrow} / r_{\perp})$ , индикатора корреляции  $\mu$  и коэффициента детерминации  $R_{\vec{v}}^2$ по синхронным среднесуточным значениям

Стандартная ошибка оценивания корреляции составляет для семи айсбергов 0,04–0,05, для А-942 – 0,08. Значимость корреляции на 95 % уровне в зависимости от объема выборки *n* составляет

n	20	30	40	50	60	70	80	90
r <sub>0.95</sub>	0,44	0,37	0,32	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21

Корреляция в табл. 1 значима на 95 % уровне, а для семи айсбергов (кроме A-942) она еще и весьма значительная – общая корреляция µ составляет от 0,77 до 0,91, так что регрессия (2) объясняет 60÷85 % общей дисперсии. Структура векторной корреляции для всех айсбергов качественно одинаковая – есть слабая положительная коллинеарная корреляция и сильная отрицательная ортогональная корреляция. Отношение  $\gamma_r$  составляет 0,15÷0,25, то есть дрейф отклоняется от геострофического ветра вправо на угол, существенно меньше 45°. Возможные причины ослабления корреляции для А-942 рассмотрены ниже. Для остальных семи айсбергов отметим относительно небольшие различия  $r_{\uparrow\downarrow}$  и  $r_{\perp}$  между айсбергами при сильных различиях параметров изменчивости. Так, удельный размах для индикатора корреляции составляет  $\tilde{R}_{\mu} = (max - min)/m = 0, 2$ , тогда как для средней скалярной скорости, модуля среднего вектора и линейного инварианта 0,6, 1,5 и 0,4 соответственно.

### Регрессия, реконструкция скорости и траектории дрейфа

Тензор регрессии  $A_{\vec{v}\vec{w}}$  и вектор  $\vec{B}_{\vec{v}\vec{w}}$  в уравнении (2) вычислены по суточным значениям  $\vec{V}$ ,  $\vec{\nabla}P$  и использованы для расчета скорости дрейфа по градиенту давления. На рис. 2 приведены ряды измеренных и вычисленных по регрессии (2) значений  $\vec{V}$  – векторы 1, 2. Они показывают, что регрессия адекватно воспроизводит все видимые особенности изменчивости для семи айсбергов с сильной корреляцией. Качественное соответствие имеется даже для A-942 со слабой корреляцией, но здесь регрессия недооценивает на отдельных участках реальное увеличение скорости. Важно, что и для A-942 регрессия воспроизводит реальные изменения направления дрейфа и качественно – тенденции к усилению и к ослаблению скорости.

Выше на рис. 16 приведены траектории дрейфа – реальные (сплошная линия) и вычисленные по регрессии (пунктир). При отмеченной выше сильной корреляции



вполне естественна хорошая воспроизводимость уравнением (2) реальных треков, наилучшая согласованность у айсбергов с самой сильной корреляцией (366–406). Регрессия качественно реконструирует даже отдельные элементы формы треков, а различия размеров этих элементов (такие, как ширина «петли» сперва южного, а затем северного дрейфа А-361 до и после 15 июня) связаны с действием неветровых факторов. Особенно важно, что регрессия описала основные черты движения А-942 с ослабленной корреляцией дрейфа и градиента, хотя восстановленная траектория оказалась более гладкой, чем реальная.

### Возможные источники ослабления корреляции

Таблица 1 показала очень низкую корреляцию дрейфа и градиента  $\mu = 0,52$  для айсберга A-942 с 13 июля по 07 августа. Согласно табл. 2 айсберги A-343, 361, 366 также показывают значимое ослабление корреляции в июле – начале августа сравнительно с корреляцией в мае–июне, но корреляция для них все равно заметно выше ( $\mu = 0,68\div0,74$ ), чем для A-942.

Таблица 2

Оценки индикатора корреляции скорости дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления при усиленном (июнь) и при ослабленном (июль) градиенте

	Номер айсберга						
период измерении	A-343	A-361	A-366	A-942			
Май – июнь	0,83	0,83	0,90	_			
Июль – начало августа (синхронно с А-942)	0,68	0,67	0,74	0,52			

Одной из возможных причин может быть ослабленная реакция дрейфа на изменения градиента в малоградиентных полях давления. На рис. За приведены кривые обеспеченности  $F(\nabla P \leq \nabla P_o)$  непревышения модулем градиента заданного значения  $\nabla P_0$ . Они демонстрируют ослабление  $\nabla P$  в июле по сравнению с июнем. Величина ослабления примерно одинакова для всех айсбергов – в июле градиент  $\nabla P \leq 1,0$  гПа/100 км имеет обеспеченность около 50 %,  $\nabla P \leq 1,5$  гПа/100 км – около 90 %, а выход на 100% происходит при  $\nabla P \cong 2,5$  гПа/100 км. В июне соответствующие зна-



Рис. 3. Ослабление корреляции скорости дрейфа и градиента давления в малоградиентном поле: a – обеспеченность  $F(\nabla P \leq \nabla P_o)$  модуля градиента давления: 1 – усиленный градиент с 25 мая по 11 июля (1 – A-343, 361, 366), 2, 3 – ослабленный градиент с 12 июля по 7 августа (2 – A-343, 361, 366, 3 – A-942);  $\delta$  – индикатор корреляции  $\mu$  скорости дрейфа и градиента при непревышении  $\nabla P$  заданного значения  $\nabla P_o$ .

чения  $\nabla P$  для обеспеченности 50, 90 и 100 % составили 1,5, 2,5 и 4 гПа/100 км. На рис. Зб приведен график, демонстрирующий уменьшение индикатора корреляции при  $\nabla P \leq 2$  гПа/100 км. Он получен для айсбергов А-343, 361, 366 последовательным исключением из исходной выборки значений  $\nabla P > \nabla P_0$ , использовались мгновенный градиент с дискретностью 6 часов и ежечасная скорость дрейфа.

Но это не объясняет аномально сильное ослабление корреляции для A-942, который дрейфовал ближе всех к ЗФИ (рис. 1*a*). Примерно здесь же дрейфовал A-406, но с 3 по 20 июня, и корреляция, наоборот, была усилена,  $\mu = 0,94$ . Возможными причинами слабой корреляции для A-942 могут быть прибрежные баротропные градиентные течения [Гудкович, Доронин, 2001], местные ветры и индивидуальные особенности самого айсберга A-942. Г.К.Зубакин [1987] также отмечает резкое ослабление корреляции в прибрежном районе южнее ЗФИ и связывает это с близостью к берегу.

#### Запаздывание реакции дрейфа айсбергов на изменение градиента

Для оценки запаздывания реакции скорости дрейфа на изменение градиента корреляция с временным сдвигом т определена по мгновенным значениям  $\vec{\nabla}P$  и по 1-часовым и 15-минутным значениям  $\vec{V}$ . В табл. 3 приведены оценки индикатора корреляции  $\mu$  для A-942 с максимальной корреляцией синхронных среднесуточных значений  $\mu = 0,91$  (табл. 1).

Таблица 3

Индикатор корреляции μ(τ) градиента давления и скоростей дрейфа, осредненных за 1 час (*a* – со сглаживанием, *б* – без сглаживания) и за 15 минут при различном временном сдвиге

Дискретность				Врем	енной	сдвиг	, ч		
		0	1	2	3	6	98	12	15
1ч	а	0,87	0,87	0,87	0,87	0,84	0,81	0,76	0,70
	б	0,71	0,71	0,70	0,69	0,68	0,64	0,59	0,55
15 мин		0,65	0,65	0,65	0,65	0,63	0,60	0,56	0,50

Согласно табл. 3 при переходе от среднесуточных значений к 1-часовым и 15-минутным происходит некоторое ослабление синхронной корреляции, но вид зависимости  $\mu(\tau)$  во всех трех вариантах одинаков – медленное затухание, становящееся заметным при  $\tau = 6$  ч, значимым при  $\tau = 12$  ч. Следовательно, сглаживание  $\vec{V}$  (для подавления приливных колебаний) не может быть источником столь большого радиуса корреляции. Для айсбергов время реакции на изменение ветра должно быть больше, чем для льда, из-за большей массы и значительной глубины погруженной части (50 м для A-406). Отметим, что характерное время реакции дрейфового течения на изменение ветра составляет половину маятниковых суток, что примерно соответствует сдвигу  $\tau = 12$  ч.

#### Оценки составляющих дрейфа

#### Ветровая составляющая дрейфа

Скорость ветрового дрейфа  $\vec{U}$  определена по уравнению (5) по среднесуточным значениям суммарного дрейфа  $\vec{V}$  и градиента давления  $\vec{\nabla}P$ . Параметры изменчивости  $\vec{V}$  и  $\vec{U}$  сопоставлены в табл. 4.

Согласно табл. 4 средняя скалярная скорость и максимум у ветрового дрейфа уменьшились до 4–13 см/с и 10–25 см/с против 7–15 см/с и 20–35 см/с у суммарного дрейфа. Модуль вектора средней скорости у семи айсбергов (без А-942) изменился до  $m_{i\bar{i}} = 1,5-5$  см/с против  $m_{i\bar{i}} = 2-8$  см/с. Общая изменчивость  $I_1$  у семи айсбергов

Айсберг		Модуль			Средний вектор		СКО					1- γ	v
		$\overline{V}$	σ	max	т	φ	$I_1$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	χ	α	I Id	
343	а	8,7	6,0	25,8	1,8	221	10,5	8,1	6,6	0,81	276	45	5,8
	б	7,3	4,3	17,5	1,3	256	8,4	6,7	5,0	0,74	279	48	6,5
361	а	10,3	7,3	30,4	5,8	251	11,3	9,0	6,9	0,76	304	36	1,9
	б	8,1	4,3	19,5	3,0	251	8,7	7,3	4,8	0,65	315	51	2,9
362	а	13,4	9,4	31,5	3,8	92	16,2	14.1	7,9	0,56	52	42	4,3
	б	13,4	5,9	23,3	4,7	227	13,4	11,9	6,2	0,52	231	56	2,9
366	а	9,6	7,2	30,9	2,4	263	11,8	8,7	7,9	0,91	275	39	4,9
	б	9,0	5,1	19,7	2,0	266	10,0	7,7	6,7	0,77	268	49	5,0
367	а	11,4	7,0	27,1	3,7	262	12,9	9,8	8,4	0,86	288	46	3,5
	б	10,2	5,3	19,5	3,3	267	11,1	8,7	6,9	0,63	289	52	3,8
371	а	12,5	7,5	31,3	6,7	252	13,0	10,0	8,3	0,83	330	42	1,9
	б	11,3	5,2	21,1	4,9	248	11,5	9,0	7,2	0,81	329	55	2,3
406	а	15,1	8,5	34,2	8,1	265	15,4	12,6	8,8	0,70	300	45	1,9
	б	13,6	6,3	27,0	5,2	252	14,1	11,8	7,8	0,66	302	47	2,7
942	а	7,2	4,8	20,8	2,8	170	8,4	7,3	4,0	0,55	133	42	3,0
	б	4,2	2,5	9,9	0,2	159	5,0	5,0	0,2	0,002	135	50	25,0

### Характеристики изменчивости скоростей (см/с) суммарного $\vec{V}$ (*a*) и ветрового $\vec{U}$ (*б*) дрейфа

уменьшилась до 8,5–14 см/с у ветрового дрейфа против 10,5–16 см/с у суммарного дрейфа. У айсберга А-942 *I*<sub>1</sub> ослабевает сильнее – до 5 см/с у ветрового дрейфа против 8,5 см/с у суммарного дрейфа.

По данным подробных по пространственному охвату и разрешению съемок северо-восточной части Баренцева моря в апреле 1976 г. [Зубакин, 1987] суммарный дрейф направлен на ЮЗ, его средняя скалярная скорость составила 5–7 см/с северовосточнее ЗФИ и 15–20 см/с между ЗФИ и Новой Землей и южнее ЗФИ.

Особо отметим, что у А-362  $m_{\vec{U}}$  вырос по сравнению с  $m_{\vec{V}}$  до 4,7 см/с против 3,8 см/с. При этом направления средних скоростей  $\vec{m}_{\vec{U}}$  и  $\vec{m}_{\vec{V}}$  у А-362 противоположные, а у остальных айсбергов близкие. Это особо подчеркивает роль постоянного неветрового течения. Другими проявлениями этого являются соотношения относительных дисперсий направления  $1 - \gamma_d$  и коэффициентов вариации v. Их значения у ветрового дрейфа больше, чем у суммарного дрейфа (кроме v для А-362). Следовательно, в суммарном дрейфе  $\vec{V}$  присутствует постоянная составляющая, направленная примерно так же, как и сам суммарный дрейф (кроме А-362).

Айсберг А-942 выделяется ничтожно малой средней скоростью ветрового дрейфа. Тот факт, что на высокочастотную изменчивость его дрейфа влияет не только ветер, демонстрирует относительная величина уменьшения средней скалярной скорости и общей дисперсии. Отношения  $\overline{U}/\overline{V}$  составляют 0,58 у А-942 против 0,80–0,95 у остальных айсбергов, отношения  $I_1^{(\overline{U})}/I_1^{(\overline{V})}$  составляют 0,60 у А-942 против 0,80–0,95 у остальных айсбергов.



Рис. 4. Совмещенные векторы математического ожидания и эллипсы среднеквадратического отклонения суммарного (1), ветрового дрейфа (2) и геострофического ветра (3 – для А-942).

Особенно наглядно эти особенности видны на рис. 4, где совмещены векторы средней скорости и эллипсы СКО суммарного и ветрового дрейфа. Без учета А-942 эллипсы  $\sigma_{\vec{v}}$  имеют такую же форму и ориентацию, как эллипсы  $\sigma_{\vec{v}}$  (включая А-362 с противоположно направленными векторами  $\vec{m}_{\vec{v}}$  и  $\vec{m}_{\vec{v}}$ ), а уменьшение их размеров незначительное.

Для айсберга А-942 показан эллипс СКО геострофического ветра  $\sigma_{\tilde{G}}$  на рис. 4. Для остальных семи айсбергов эллипсы  $\sigma_{\tilde{G}}$  и  $\sigma_{\tilde{U}}$  практически не различаются по форме и ориентации. Эллипс  $\sigma_{\tilde{U}}$  у А-942 выродился в отрезок прямой. Этому соответствует реверсивный ветровой дрейф (рис. 5). У эллипса  $\sigma_{\tilde{V}}$  вытянутость  $\chi =$ 0,55. Это означает, что неизвестный нам фактор, ослабляющий корреляцию дрейфа и ветра, подавляет «поперечные» флуктуации ветрового дрейфа в направлении ЮЗ-СВ.



На рис. 5 приведены траектории суммарного и ветрового дрейфа.

Рис. 5. Общая карта дрейфа айсбергов, траектории суммарного (1), ветрового (2) дрейфа и средний неветровой дрейф (3).
Для шести айсбергов (кроме A-362, A-942) траектории суммарного и ветрового дрейфа имеют сходную форму при том, что у ветрового дрейфа они менее протяженные, но более извилистые. Стрелка, соединяющая их концы, показывает направление среднего неветрового дрейфа. Для шести айсбергов ветровой и неветровой дрейф имеют однонаправленные составляющие. Дрейф айсберга A-942 под влиянием только ветра был бы поступательно-возвратным. У айсберга A-362 траектории суммарного и ветрового дрейфа различаются по форме, причем длина трека ветрового дрейфа и результирующее перемещение больше, чем у суммарного дрейфа; направления ветрового и неветрового дрейфа противоположные.

## Оценки изобарического коэффициента и угла отклонения от изобары

При расчете ветровых коэффициентов k и углов отклонения  $\psi$  градиент давления переведен в геострофический ветер. Значения  $k_{\mu}$ ,  $\psi_{W}$  по суммарному дрейфу сопоставлены с  $k_{U}$ ,  $\psi_{U}$  по ветровому дрейфу. Согласно табл. 5 для суммарного дрейфа средний коэффициент  $k_{\nu}$  составил 0,014–0,018, угол отклонения от геострофического ветра (вправо)  $\psi_{W}$  – 14–30°. Значения  $k_{U}$  и  $\psi_{U}$  уменьшились по сравнению с  $k_{\nu}$ ,  $\psi_{\nu}$  до  $k_{U}$  = 0,010–0,015,  $\psi_{U}$  = 9–18°.

Таблица 5

Оценки ветрового коэффициента и угла отклонения скорости дрейфа айсберго	B
от геострофического ветра для суммарного (a) и ветрового (б) дрейфа	

Параметр		Айсберг								
		343	361	362	366	367	371	406		
$k_{\nu}$	а	0,014	0,015	0,018	0,014	0,015	0,015	0,016		
$k_{U}$	b	0,010	0,010	0,014	0,012	0,012	0,012	0,015		
$\Psi_{V}$	а	22°	16°	14°	18°	17°	30°	28°		
$\Psi_U$	b	12°	9°	10°	12°	18°	14°	12°		

В Арктическом бассейне средние значения составляют  $k \cong 0,02, \psi \cong 30^{\circ}$ . От зимы к лету k и  $\psi$  увеличиваются, в июне–августе средние значения составляют  $k = 0,017-0,022, \psi = 35-40^{\circ}$  [Гудкович, Доронин, 2001]. Для дрейфа станции СП-35 [Иванов, 2011] северо-восточнее Земли Франца-Иосифа с 16 мая по 8 июля 2008 г. получено  $k = 0,016, \psi = 28^{\circ}$ . Для северной части Баренцева моря в 1976–1977 гг. [Зубакин, 1987] среднее значение k составило 0,019, а южнее ЗФИ непосредственно у берега уменьшено до 0,010–0,015; средний угол отклонения  $\psi = 28^{\circ}$ . Эти оценки определены по реальному приповерхностному ветру. Соотношение скоростей приземного  $\vec{W}$  и геострофического  $\vec{G}$  ветра составляет для АБ в среднем W/G = 0,5 [Зубов, 1945], по более полным данным для летнего сезона W/G = 0,55-0,6 [Гудкович, Доронин, 2001]. При скорости ветра до 10–15 м/с (в мае–августе 2009 г. это отмечено в 80 % случаев)  $\vec{W}$  отклоняется от  $\vec{G}$  примерно на 30° вправо. По данным [Зубакин, 1987] для северной части Баренцева моря за 1977 г. отношение W/G составило 0,46 в марте–апреле, 0,64 в мае–июне и 0,61 в среднем за весь период.

По многолетним данным [Гудкович, Доронин, 2001] для геострофического ветра в АБ в июне–августе k = 0,009-0,011,  $\psi = 10-20^{\circ}$ . В работе [Thorndike, Colony, 1982] по дрейфу большого количества буев в 1979–1980 гг. и по геострофическому ветру получены для июля–сентября средние значения k = 0,011,  $\psi = 15-20^{\circ}$  при минимуме k = 0,005,  $\psi = -10-12^{\circ}$  и максимуме k = 0,013,  $\psi = 30^{\circ}$ . Для января–июня средние значения составили k = 0,008,  $\psi = 2-7^{\circ}$ .

В арктических морях по сравнению с АБ значения несколько увеличиваются, а значения  $\psi$  уменьшаются на 5–10°. Сопоставление данных табл. 5 с приведенными характерными значениями показывает, что оценки  $k_U$ ,  $\psi_U$  более реалистичны, чем  $k_V$ ,  $\psi_V$ . Для айсбергов значения k и  $\psi$  в целом несколько больше, чем для льда. Это можно объяснить тем, что сравнительно с льдом в дрейфе айсбергов существенна роль порождаемого ветром течения.

## Неветровая составляющая дрейфа

Расхождение траекторий суммарного и ветрового дрейфа айсбергов на рис. 5 указывает на заметную роль неветровых течений. Скорость постоянного поверхностного течения  $\vec{C}_1$  определена по формуле (6). Геометрический аналог – определение  $\vec{C}_3$  по вектору, соединяющему концы траекторий реального и ветрового дрейфа (рис. 5), позволяет оценить вклад  $\vec{C}$  в суммарный дрейф по соотношению размеров и формы треков суммарного и ветрового дрейфа. Дополнительно использовано определение Гудковича  $\vec{C}_2 = \vec{B}_{\vec{V}\vec{U}}$  как свободного члена в регрессии (2). Здесь в качестве независимого фактора использована скорость ветрового дрейфа  $\vec{U}$ , а не градиент  $\vec{\nabla}P$ , поскольку ветровые коэффициенты и углы отклонения для суммарного и ветрового дрейфа численно близки, но не тождественны.

Оценки  $\vec{C}$  и средние скорости суммарного  $\vec{m}_{\vec{v}}$  и ветрового  $\vec{m}_{\vec{v}}$  дрейфа приведены в табл. 6. Айсберги перемещаются в пространстве. Поскольку  $\vec{C}$  предполагается постоянной, ее оценки получены по отрезкам траекторий дрейфа для исключения эффектов пространственной неоднородности. В табл. 6 оценки получены по данным за май–июнь, за июль и за август 2009 г.

Таблица б

	Начало и окончание наблюдений	$\vec{m}_{\vec{v}}$		$\vec{m}_{\vec{U}}$		«Постоянное» течение					
Айсберг		m <sub>v</sub>	φ <sub>ν</sub>	m <sub>U</sub>	$\phi_U$	$\vec{C}_1$		$\vec{C}_2$		$\vec{C}_3$	
						$C_1$	φ	$C_2$	φ <sub>2</sub>	$C_{3}$	φ3
Май-июнь 2009 г.											
343	25/V - 30/VI	2,7	249	1,7	254	1,0	240	1,2	230	0,9	237
361	29/V - 30/VI	6,5	270	2,7	234	4,4	290	4,2	287	4,5	291
362	23/V - 11/VI	3,8	92	4,7	227	7,8	66	7,8	67	7,7	67
366	25/V - 30/VI	2,8	273	1,9	249	1,3	308	0,9	316	1,2	310
367	25/V - 30/VI	2,2	251	1,9	258	0,4	214	0,3	197	0,3	216
371	29/V - 30/VI	5,6	256	3,6	238	2,4	283	2,2	273	2,5	284
406	30/V - 30/VI	8,1	265	4.5	247	4,1	285	4,1	279	4,2	283
Июль-август 2009 г.											
343	1 - 31/VII	2,1	278	2,4	288	0,5	155	0,6	142	0,5	152
361	$1-24/\mathrm{VII}$	5,6	223	3,7	267	3,9	181	3,7	202	4,0	184
366	1/VII - 2/VIII	2,1	247	2,4	283	1,4	163	1,0	162	1,3	165
942	13/VII - 7/VIII	2,8	170	0,2	159	2,6	170	2,4	165	2,6	169
Август 2009 г.											
343	1-25/VIII	4,6	153	1,5	166	3,2	146	2,9	157	3,1	151

# Средние скорости суммарного $\vec{m}_{\vec{v}}$ , ветрового дрейфа $\vec{m}_{\vec{U}}$ и скорость неветрового дрейфа $\vec{C}_1$

Таблица 6 показывает, что  $\vec{C}_1$  и  $\vec{C}_3$  практически неразличимы, а отличие от них  $\vec{C}_2$  мало. На первом и на третьем участках у всех айсбергов, кроме A-362, векторы  $\vec{m}_{\vec{U}}$  и  $\vec{C}$  имеют однонаправленные составляющие, а у A-362 направления ветрового и неветрового дрейфа противоположны. Это подтверждает целесообразность предварительной оценки направлений составляющих дрейфа по коэффициентам вариации. Наибольшая скорость неветрового дрейфа около 8 см/с определена для A-362 с 23 мая по 11 июня. В остальных случаях модуль  $\vec{C}$  изменяется от 0,5 до 4,5 см/с.

Карты средних скоростей суммарного  $\vec{m}_{\vec{v}}$ , ветрового  $\vec{m}_{\vec{v}}$  дрейфа и постоянного течения  $\vec{C}$  приведены на рис. 6. Карта 6*в* показывает для  $\vec{C}$  внос в Баренцево море южнее ЗФИ, разворот к югу по мере продвижения к западу в июле и августе и вынос из Баренцева моря у Новой Земли. В этой циклонической циркуляции модуль уменьшается от периферии к центру.

Полученные оценки качественно согласуются с ранее опубликованными [География Мирового океана, 1985; Гудкович, Доронин, 2001; Никифоров, Шпайхер, 1980; Фролов и др., 2005]. Одна из наиболее подробных схем поверхностных течений в СЛО приведена в атласе [Атлас Арктики, 1985]. Оценки на рис. 6*в* согласуются с ней не только по направлению, но и по величине скорости. Согласно атласу южнее 3ФИ течение со скоростью до 5 см/с направлено к западу, а у западной оконечности 3ФИ появляется составляющая к югу. Вдоль Новой Земли течение со скоростью от 5–10 см/с до 20 см/с направлено к северо-востоку. В работе [Зубакин, 1987] приведена карта скоростей постоянного течения в северной части Баренцева моря, вычисленных по данным за 1976–1977 гг. На ней южнее ЗФИ прослеживается прибрежное течение, направленное на запад (у западной оконечности ЗФИ на юго-запад), и течение Полярного желоба, направленое на юго-запад. Направление его в Баренцево море



Рис. 6. Карты средних скоростей суммарного  $\vec{m}_{\vec{v}}(a)$ , ветрового дрейфа  $\vec{m}_{\vec{U}}(\delta)$  и скорость неветрового дрейфа  $\vec{C}(a)$  в мае–июне (1), в июле (2) и в августе (3).

у северной оконечности Новой Земли демонстрирует сильную межгодовую изменчивость течений в этом районе.

Вклад постоянного течения в суммарный дрейф определен по отношению результирующих перемещений  $\gamma_R = 1 - R_U/R_V$  ветрового и суммарного дрейфа (рис. 5, линии 1, 2). Их значения составили 0,15–0,45. По данным [Гудкович, Доронин, 2001] этот вклад в среднем в АБ около 0,6, но эта оценка получена за длительное время – от сезона и дольше.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследован дрейф восьми айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря в мае–августе 2009 г. продолжительностью от 3 недель до 3 месяцев и его зависимость от градиента давления и ветра. Скорость дрейфа  $\vec{V}$  и градиент давления  $\vec{\nabla}P$  рассматриваются как случайные евклидовы векторы. Зависимость  $\vec{V}$  от  $\vec{\nabla}P$  представлена векторной линейной регрессией по теории А.М.Обухова, системой показателей векторной корреляции, ветровыми коэффициентами и углами отклонения дрейфа от геострофического ветра  $\vec{G}$ .

2. Наиболее важна сильная корреляция  $\vec{V}$  и  $\vec{\nabla}P$ . Для семи айсбергов общая корреляция среднесуточных значений составляет 0,77–0,90 и связана с зависимостью однонаправленных составляющих  $\vec{V}$  и  $\vec{G}$ . Уменьшение корреляции до 0,67–0,75 в июле указывает на ослабление чувствительности дрейфа к изменениям ветра в малоградиентном барическом поле. Вблизи Земли Франца-Иосифа корреляция ослабевает до 0,52, что предположительно связано с баротропными градиентными течениями. Регрессия  $\vec{V}$  по  $\vec{\nabla}P$  воспроизводит все видимые особенности временных рядов  $\vec{V}$  и траекторий дрейфа даже при ослабленной корреляции.

3. Для выделения «чисто ветрового»  $\vec{U}$  и «неветрового» дрейфа  $\vec{C}$  использован корреляционный метод К.Ватанабе – З.М.Гудковича. Средняя скалярная скорость  $\vec{U}$  и максимум  $U_{max}$  составили 4–13 см/с и 10–25 см/с. Модуль  $\vec{m}_{\vec{U}}$  у семи айсбергов составил 1,5–5 см/с при общей изменчивости 8,5–14 см/с. У ветрового дрейфа по сравнению с суммарным усилены относительная дисперсия направления, неустойчивость и извилистость траектории.

4. Выделение составляющих дрейфа позволило уточнить ветровые коэффициенты и углы отклонения от геострофического ветра. Их средние значения составили: по суммарному дрейфу  $k_v = 0,014-0,018$ ,  $\psi_v = 14-30^\circ$ , по ветровому дрейфу  $k_U = 0,010-0,015$ ,  $\psi_U = 9-18^\circ$ .

5. Оценка неветрового дрейфа выявила постоянное поверхностное течение, направленное у Земли Франца-Иосифа в Баренцево море (с последующим разворотом к югу), а у Новой Земли из Баренцева моря. Его скорость уменьшается от 4,5 см/с у ЗФИ и от 8 см/с у Новой Земли до 0,5 см/с в центе этой циклонической циркуляции.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, 1985. 204 с. *Белышев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.

География Мирового океана. Северный Ледовитый и Южный океан. Л.: Наука, 1985. 501 с.

*Гудкович 3.М.* К изучению дрейфа ледяного острова «Т-3» // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. № 17. С. 30–35.

*Гудкович З.М.* Корреляционный метод обработки наблюдений над течениями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. № 21. С. 56–60.

Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 110 с.

Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 160 с.

*Иванов Н.Е.* О характеристиках корреляции скоростей ветра, морских течений и дрейфа льда // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 61–72.

Иванов Н.Е., Висневский А.А., Соколов В.Т. Ветровой дрейф станции «Северный полюс-35» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 5–21.

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

Обухов А.М. Нормальная корреляция векторов // Известия АН СССР. 1938. № 3. С. 339–369.

Обухов А.М. Теория корреляции векторов // Ученые записки МГУ. 1945. Вып. 45. С. 73-92.

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

*Thorndike A.S., Colony R.* Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds // Journal of Geophysical Res. 1982. Vol. 87. № C8. P. 5845–5852.

*Volkov V.A., Ivanov N.E., Demchev D.M.* Application of a vectorial-algebraic method for investigation of spatial-temporal variability of sea ice drift and validation of model calculations in the Arctic Ocean // Journal of Operational Oceanography. 2012. Vol. 5. N 2. P. 61–71.

*Watanabe K.* Drift velocities of the ice measures from air and current inroducted components. Study on sea ice in the Okhotsk (II) // Oceanogr. Mag. 1962. Vol. 14. № 11. P. 23–37.

## G.K.ZUBAKIN, N.E.IVANOV, A.V.NESTEROV

# CORRELATION OF ICEBERG DRIFT WITH FIEDS OF ATMOSPHERIC PRESSURE IN THE NORTH-EASTERN BARENTS SEA

The drift of eight icebergs in the North-Eastern Barents Sea since end of May till August 2009 with duration of 20 - 90 days is studied. Iceberg drift correlation with sea level pressure field comes up with the drift speed regression according pressure gradient. The matter was examined based on A.M.Obukhov theory and on the ground of vectors correlation metrics in the invariant form. Estimates of wind drift and non-wind drift were made by correlation method of Watanabe–Gudkovitch. The total correlation is 0,75-0,9. It is extenuated in flat gradient field by 0,15-0,2. The average wind drift is westward and south-westward. Its magnitude is 1,5-5,0 cm/sec at average scalar speed of 4-13 cm/sec, 20-25 cm/sec at maximum. Estimates amended according the wind drift of wind-driven coefficient and geostrophic wind alteration angle are  $0,010-0,015, 9-18^{\circ}$ . Valuations of non-wind drift make clear the cyclonic circulation in the North-East of the Barents Sea with 5 cm/sec near Frantz Josef Land; 8 cm/sec near Novaya Zemlya and 0,5 cm/sec in the circulation center.

Keywords: North-Eastern Barents Sea; the drift of icebergs and its wind drift and non-wind drift components; air pressure gradient and geostrophic wind; vector regression; collinear correlation and orthographic correlation; wind-driven coefficient and alteration angle.

УДК 551.583, 330.15

Поступила 13 мая 2013 г.

# К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТЯХ СНИЖЕНИЯ РИСКА ОТ ВОЗДЕЙСТВИЯ ОПАСНЫХ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В МОРСКОЙ АРКТИКЕ

#### канд. техн. наук В.Г.ДМИТРИЕВ

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

В статье с теоретических позиций рассматриваются некоторые вопросы снижения риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений для различных видов деятельности в аспекте ее гидрометеорологического обеспечения. Показано, что для снижения риска необходимыми условиями являются увеличение знаний о состоянии природной среды, повышение достоверности прогнозирования природных условий и учет влияния природных явлений на безопасность (и/или эффективность) деятельности. При этом уделено внимание фундаментальной проблеме предсказуемости природных условий и предельной точности прогнозов. Предложен подход к оценке предельной точности для определенного вида прогноза. В статье затронуты проблемы рационального использования гидрометеорологической информации как фактора снижения риска на примерах понятия функций влияния и страхования гидрометеорологических рисков.

Ключевые слова: риск, гидрометеорологическое обеспечение, достоверность прогнозирования, предсказуемость природных условий, предельная точность прогноза, функции влияния

Теория оценивания рисков начала активно развиваться с 40-х гг. ХХ в. [Lexer et al., 2006; Cornaro et al., 2006] в связи с растущими потребностями обеспечения безопасности при проведении аэрокосмических операций и развитием химической промышленности.

Развиваясь в области инженерных наук и сфере принятия решений с практическим применением в страховом деле, финансовых операциях, военном деле, в решении задач обеспечения продовольственной безопасности и сохранения здоровья на опасных видах производства, теория рисков нашла применение в науках об окружающей среде и практических мероприятиях по охране природы (в плане формирования политик и законодательной базы).

К настоящему времени методология анализа рисков и управления ими достаточно хорошо разработана. Общие подходы подробно изложены в международных стандартах [IEC/FDIS 31010, 2009; ISO/IEC 31010:2009, 2010], причем универсальность изложения позволяет применять разработанную методологию практически в любых отраслях деятельности. Подобная универсальность обусловлена однородностью аналитических и прогностических задач, возникающих в анализе риска.

Математическое обоснование моделирования финансовых рисков как функционалов на множествах распределений с определенными свойствами разработано в работах [Королев и др., 2011; Новоселов, 2001]. В этих работах измерение риска понимается как количественное описание предпочтений на множестве вероятностных распределений.

Примечательно, что практически все авторы публикаций, посвященных проблеме риска, отмечают отсутствие строгого и общепринятого определения понятия риска. Анализ литературы позволяет выделить два основных подхода к этому понятию:

 – риск – это ожидаемый ущерб (как правило, в стоимостном выражении) с указанием меры неопределенности его достижения;

 – риск – это безразмерная мера неопределенности осуществления неблагоприятного события с заданным ущербом/уровнем вреда.

Принципиальное различие подходов отчасти может быть объяснено тем обстоятельством, что, как указывают авторы работы [Beninson, Lindell, 1980], в английском языке слово «риск» имеет два значения: существо неблагоприятного события и вероятность (возможность) этого события.

## ПОНЯТИЕ РИСКА

Понимая под риском от воздействия опасных и экстремальных природных явлений вероятность получения заданного ущерба при осуществлении деятельности в определенных пространственных и временных условиях, легко увидеть, что риск зависит от вероятностей возникновения рисковой опасности (в нашем случае – комбинации опасных и экстремальных природных явлений) и от условных вероятностей возникновения экономического ущерба для морской деятельности при условии воздействия неблагоприятных факторов (влияния природных факторов на деятельность объекта).

Пусть  $D = \{D_s\}_{s=1}^{s}$  – полная система попарно несовместных событий (т.е. система гипотез, см., например, [Вентцель, 1962]), индуцированных совокупностью неблагоприятных явлений  $d_j$ , j = 1, 2, 3, ..., J. Т.е. события  $D_s$  представляют собой всевозможные произведения (в вероятностном смысле) явлений  $d_j$  и их отсутствия  $\overline{d}_k$  вида  $\prod_{r=1}^{J} d_{l_r} \prod_{g=1}^{J} \overline{d}_{l_g}$ ,  $l_r$ ,  $l_g \in \{1, 2, ..., J \mid l_r \neq l_g\}$ . Например, событие (гипотеза)  $D_s$  может состоять в наличии опасности условий появления дрейфующего льда и возникновения брызгового обледенения без опасности встречи с айсбергом и т.п.

Следуя [Дмитриев и др., 2012; Скороходов и др., 2010; Вентцель, 1962], под риском получения экономического ущерба *L* при осуществлении деятельности *Q* будем понимать величину

$$P_{Q}(L) = \sum_{s=1}^{S} P(D_{s}) P(L / D_{s}) , \qquad (1)$$

где L – экономический ущерб,  $P(D_s)$  – безусловная вероятность осуществления деятельности Q в опасном состоянии  $D_s$  (вероятность возникновения частной опасности  $D_s$ ),  $D_s$  – рисковая опасность в районах осуществления деятельности Q, S – общее число элементов системы гипотез D,  $P(L/D_s)$  – условная вероятность возникновения экономического ущерба L при осуществлении деятельности Q при рисковой опасности  $D_s$ .

Следует заметить, что определения понятия риска по стандарту [ГОСТ Р. 51897, 2012], а именно, как «следствие влияния неопределенности на достижение поставленных целей», равно как и «сочетание описания возможного события и его последствий», допускают неоднозначное толкование и могут предполагать вербальное выражение при идентификации риска, в то время как формула (1) вполне соответствует

понятию риска, принятому в Федеральном законе «О техническом регулировании» [Федеральный закон «О техническом регулировании», 2002].

Заметим, что, если  $\{L_1, L_2, \dots, L_k\}$  – дискретный набор возможных ущербов, то средний ущерб вычисляется по формуле:

$$\overline{L} = \sum_{i=1}^{k} P_{\underline{Q}}(L_i) L_i \,. \tag{2}$$

В простейшем случае, когда k = 1, S = 1,  $P(L/D_s)=1$  (т.е. имеется одна опасность, при которой всегда возникает ущерб величиной L, а в отсутствии опасности ущерб равен нулю), формула (2) приобретает вид  $\overline{L} = PL$ , она широко применяется в многочисленных публикациях как мера риска.

# ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ СНИЖЕНИЯ РИСКА

Очевидно, что, поскольку возникновение опасных и экстремальных природных явлений все еще в должной степени не подлежит управлению<sup>\*</sup>, снижение риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений может быть достигнуто лишь за счет уменьшения условных вероятностей возникновения экономического ущерба *P*(*L*/*D*).

Уменьшение величин  $P(L/D_s)$  возможно за счет изменения конструктивных (технических) характеристик средств, участвующих в деятельности (например, создание «всепогодных» средств) и/или за счет уклонения от опасности (выбора безопасной стратегии и тактики деятельности).

Для создания погодонезависимых объектов и технических средств (технологий), с одной стороны, необходим всесторонний учет влияния неблагоприятных природных факторов на тот или иной вид деятельности, а с другой стороны – оценка вероятностей (частот) возникновения неблагоприятных условий.

Поскольку создание погодонезависимых объектов, технических средств, технологий и т.п. может быть экономически нецелесообразным или в принципе невозможным, для снижения риска возрастает роль выбора стратегии и тактики деятельности.

Для уклонения от опасности (выбора соответствующей стратегии и тактики деятельности) необходима информация о состоянии природной среды, причем, поскольку решения всегда принимаются до осуществления действий, информация о среде должна иметь прогностический характер (разумеется, с различной степенью заблаговременности). При этом существенное значение имеет достоверность прогностической информации, поскольку от нее зависит доверие потребителя к прогностическим данным, которое, в свою очередь, влияет на принятие решений о защитных мерах.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что для снижения риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений необходимыми условиями являются увеличение знаний о состоянии природной среды, повышение достоверности прогнозирования природных условий и учет влияния природных явлений на безопасность (и/или эффективность) деятельности.

# УРОВЕНЬ ЗНАНИЙ О СОСТОЯНИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ КАК ФАКТОР СНИЖЕНИЕ РИСКА

Согласно позиции Всемирной метеорологической организации, «воздействия изменения климата являются беспрецедентными и повышают глобальную угрозу для жизни, источников средств к существованию и систем жизнеобеспечения. Даже если

Случай искусственного воздействия на природу в данной работе не рассматривается.

бы сегодня были введены в действие самые строгие меры по смягчению последствий, то воздействия изменения климата сохранились бы еще на протяжении веков» [Роль национальных..., 2010].

В том же документе отмечено, что климатическая информация в различных временных масштабах и проекции будущего климата в региональном, национальном и местном масштабах формируют существенную базу знаний для адаптации и управления рисками бедствий. По мнению авторов наличие информации о климате и ее эффективное использование посредством преобразования информации в практические знания помогают предотвратить опасные последствия бедствий, которые могут возникнуть в результате экстремальных климатических явлений, и оказывают поддержку в разработке рациональных долгосрочных стратегий адаптации и смягчения последствий.

Из формулы (1) следует, что для оценки риска деятельности необходимо знать вероятности  $P(D_s)$  – вероятности осуществления деятельности Q в опасном состоянии  $D_s$ , т.е вероятности возникновения опасных состояний  $D_s$  природной среды в районе и месте осуществления деятельности.

Как было отмечено в [Дмитриев и др., 2012], для стационарных объектов вероятность нахождения в опасном состоянии совпадает с климатической вероятностью возникновения опасного гидрометеорологического явления в районе дислокации объекта. Тогда

$$P(D_s) = P_{\text{KHVM}}(D_s), \tag{2}$$

где  $P_{_{\rm KЛИМ}}(D_{_{\rm S}})$  – климатическая вероятность возникновения обобщенного опасного гидрометеорологического явления в районе дислокации объекта в период времени, на который рассчитывается риск. Климатические вероятности определяются как частоты возникновения явления  $D_{_{\rm S}}$  и либо приводятся в климатических справочниках, либо рассчитываются стандартным образом на основе имеющихся статистических данных.

Для мобильных объектов вероятность нахождения в опасном состоянии зависит от стратегии управления и возможности уклонения от опасного гидрометеорологического явления. При этом в случае отсутствия возможности уклонения мобильный объект может рассматриваться как стационарный.

При возможности маневра оценка риска для принятия решения о выборе стратегии и тактики деятельности зависит от наличия прогностической информации о возможности возникновения опасности и доверия или недоверия прогнозу.

В случае недоверия прогнозу величина  $P(D_s)$  рассчитывается по формуле (2), в случае доверия прогнозу

$$P(D_s) = P\left(\tilde{D}_s / D_s\right),\tag{3}$$

где  $P(\tilde{D}_s / D_s)$  – элемент матрицы сопряженности используемого метода прогноза [Жуковский, 1981; Murphy, Katz, 1985] или условная вероятность осуществления прогноза [Дмитриев, 2004], т.е. вероятность осуществления явления  $D_s$  при условии, что оно прогнозировалось. Величины  $P(\tilde{D}_s / D_s)$  предоставляются соответствующей системой гидрометеорологического обеспечения.

Тогда очевидно, что для снижения риска деятельности от воздействия опасных и экстремальных природных явлений необходимо максимизировать достоверность определения величин  $P_{\text{клим}}(D_s)$  и/или  $P(\tilde{D}_s / D_s)$ .

Повышение достоверности климатической информации и достоверности прогнозирования состояний природной среды может (и должно) осуществляться на основе целого комплекса мер. При этом следует иметь в виду, что в силу объективных ограничений на возможность предсказания состояния природной среды риск не может быть сведен к нулю.

Как уже отмечалось, одним из определяющих факторов при оценке риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений служит прогностическая информация о состоянии природной среды, отнесенная ко времени и месту деятельности. Эта информация может быть получена как результат климатических расчетов (климатический прогноз) или как результат применения того или иного методического прогноза, причем в последнем случае предполагается, что точность (достоверность) методического прогноза выше климатического.

Заметим еще раз, что любое знание о состоянии природы, используемое при оценке риска, носит прогностический характер. Чем точнее прогноз, тем более обоснованной будет оценка риска и тем больше доверия к ней будет со стороны потребителя, что в конечном счете позволит принять адекватное решение о выборе образа действия при осуществлении своей деятельности.

# ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ НЕПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ СОСТОЯНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ: ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Проблема повышения достоверности прогноза, которая должна (и может) решаться для каждого конкретного прогностического метода в условиях фиксированных пространственно-временных ограничений, индуцирует более широкую, фундаментальную проблему определения предела предсказуемости состояний природной среды.

В настоящее время достигнуто понимание того обстоятельства, что природные процессы передачи энергии и массы в атмосфере и океане имеют принципиально недетерминированный характер. Все гидрометеорологические прогнозы обладают неустранимыми погрешностями, которые в ряде важных случаев (имеются в виду прогнозы на основе уравнений Навье–Стокса и т.п.) могут иметь хаотический характер (эффект бабочки) [Ладыженская, 1970; Шустер, 1988; Галахов, Дмитриев, 1998].

Возможным направлением исследований предела предсказуемости состояний природной среды может стать отказ от рассмотрения значений гидрометеорологических величин (как правило, осредненных в том или ином смысле) в пользу рассмотрения локальных распределений этих величин как функций времени и координат и перехода к функциональным зависимостям между плотностями распределений как физическими объектами. В такой постановке задачи классические результаты гидродинамики трактуются как зависимости для моментов распределений гидрометеорологических величин.

Тогда, если обозначить через F(t) функцию распределения некоторой гидрометеорологической величины (или совместную плотность совокупности величин), а через  $\phi_t$  прогностический оператор, *принцип непредсказуемости* можно сформулировать следующим образом (для простоты считается, что координаты фиксированы): для любой гидрометеорологической величины (совокупности величин) и для любого момента времени *t* для любой заблаговременности  $\tau > 0$  и для любого прогностического оператора  $\phi_t$  существует число  $\varepsilon_t > 0$  такое, что имеет место неравенство

$$\rho[\varphi_t(F(t-\tau)-F(t)] > \varepsilon_\tau > 0,$$

где р – та или иная мера близости функций распределений.

В детерминистской форме *принцип непредсказуемости* может быть изложен как неравенство

$$P\left[\phi_t\left(\tilde{S}_{t-\tau}\right)\equiv S_t\right]<1,$$

где *P* – вероятность, *S* – значение гидрометеорологической величины или совокупности величин (состояние среды) в соответствующий момент времени (тильда означает совокупность исходных данных прогностического оператора). Другими словами, точное прогнозирование для любой заблаговременности может быть только случайным результатом.

К основным факторам, ограничивающим степень предсказуемости, следует отнести атрибутивную недетерминированность прогнозируемых процессов (фактор N), принципиальную неадекватность прогностических моделей (фактор M) и практическую невозможность получения точного знания об исходных данных (фактор D).

Формально значение величины є, может быть определено как

$$\varepsilon_{\tau} = \inf_{\varphi \in \Phi} \rho \Big[ \varphi \Big( F(t - \tau) - F(t) \Big],$$

где Ф – совокупность всех прогностических операторов (с учетом всех возможных исходных данных). Очевидно, что такое определение мало что дает для оценки величины предела предсказуемости и носит чисто иллюстративный характер.

Оценка роли факторов N, M, D, а тем более поиск путей минимизации их влияния относится к фундаментальным проблемам и выходит за рамки настоящего исследования.

Более конструктивный результат может быть получен, если ограничиться конкретным прогностическим методом (см. ниже).

# ПОВЫШЕНИЕ ДОСТОВЕРНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Согласно Климатической доктрине Российской Федерации [Климатическая доктрина, 2009, ст. 9] «ожидаемые изменения климата являются причиной угроз безопасности Российской Федерации. В этих условиях важна самостоятельность в оценках и выводах, полученных на основе полной, объективной и достоверной информации о текущих и возможных в будущем климатических изменениях, об их последствиях для Российской Федерации и других стран и о надлежащих мерах по адаптации и смягчению отрицательных последствий этих изменений».

В том же документе указано, что «необходимым условием политики в области климата являются государственная поддержка и обеспечение соответствия мировому уровню:

 – фундаментальных и прикладных исследований в области климата и смежных областях науки;

 применения результатов исследований для оценки рисков и выгод, связанных с последствиями изменений климата, а также возможности адаптации к этим последствиям».

Как отмечено в многочисленных публикациях (см., например, [ACIA, 2005; МГЭИК, Метеорологические и геофизические..., 2011; Катцов, Порфирьев, 2012; Сергеев, Золотарева, 2010] и др.), воздействие климатических флуктуаций и их последствий на деятельность человека приводит к значительному социально-экономическому ущербу, непосредственно влияет на эффективность деятельности ряда отраслей экономики. Достоверность климатической информации зависит от методов получения информации о состоянии природной среды, освещенности районов деятельности данными наблюдений, анализа межгодовой и многолетней изменчивости гидрометеорологического режима, анализа тенденций изменения климата, развития методов климатической обработки и создания систем климатического обслуживания.

В настоящее время роль климатической информации в оценках рисков приобретает особое значение в связи с наблюдающимися изменениями климата, поскольку традиционные климатические справочники теряют свою актуальность.

Кроме того, климатические нормы нельзя использовать в расчетах условных вероятностей возникновения экономического ущерба для осуществления деятельности при рисковой опасности, если эти вероятности нелинейно зависят от гидрометеорологических параметров (см., например, работу [Галахов, Дмитриев, 1996]).

Означенные положения приводят к выводу о необходимости в рамках создания комплексной системы климатического обслуживания перехода от традиционных климатических справочников к информационным системам, позволяющим выполнять климатические расчеты по первичным данным.

# ПРОБЛЕМА ПОВЫШЕНИЯ ДОСТОВЕРНОСТИ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ. ПРЕДЕЛЬНАЯ ДОСТОВЕРНОСТЬ МЕТОДА

Обзор научных публикаций в области оценки гидрометеорологических прогнозов дает основание сделать вывод о бурном росте интереса к проблеме оценивания прогнозов состояния природных сред начиная с середины 80-х гг. прошлого века, при этом объектом исследований выступает в большинстве случаев более широкое понятие качества прогнозов.

В объективной оценке качества прогнозирования заинтересованы (с разных позиций) административные органы, управляющие гидрометеорологической деятельностью в целом, научные работники, занимающиеся созданием и развитием прогностических методов, и конечные потребители прогностической информации различного уровня – от уровня управления государством до отдельной персоны.

К основной процедуре оценки качества прогностической информации относится верификация гидрометеорологических прогнозов, чему посвящено большое количество публикаций (см., например, работу [Jolliffe, 2012] и список цитированной литературы).

В настоящее время в оценке точности представления физических величин в методологическом аспекте получила общее признание доминирующая роль понятия «неопределенность» как определяемого в количественном отношении атрибута [Руководство..., 1999]. Очевидно, что это понятие в полной мере относится и к оценке качества гидрометеорологических прогнозов.

Интерес к проблеме верификации прогнозов во многом обусловлен пониманием высокой сложности проблемы, которую не удается решить на уровне анализа начальных статистических моментов в предположении нормальности распределений. Современный взгляд на проблему верификации прогнозов предполагает исследование совместных распределений прогностических и фактических данных как в дискретном, так и в непрерывном случае. Кроме того, появилось четкое понимание необходимости более тщательного анализа степени достоверности прогнозов для реализации процедур принятия экономических и других решений в условиях неопределенности, что нашло отражение в концепции ориентации на конечного пользователя (концепции «end to end» прогнозирования [Smith, 2001]), хотя аналогичные идеи высказывались и в отечественной литературе в более ранние годы.

Современный подход к оценке гидрометеорологических прогнозов предполагает создание условий для трансформации прогностической неопределенности в неопределенность погодозависимых технико-экономических показателей, что существенно для оценки риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений [Smith, 2001].

Примечательно, что согласно концепции «end to end» прогнозирования потребителя в первую очередь интересует неопределенность именно той прогностической информации, которая влияет на принятие конкретных оперативных решений, что в большинстве случаев означает необходимость оценки индивидуальных прогнозов (в нашем случае величин  $P(\tilde{D}_s / D_s)$ ), в то время как традиционные отечественные подходы к оценке прогнозов ориентированы, как правило, на оценку качества прогностического метода в целом (см., например, [Наставление..., 1977, 1978, 1982]), причем в условных единицах (оправдываемость).

Для практического расчета величин  $P(\tilde{D}_s / D_s)$  обычно строят так называемые матрицы сопряженности [Murphy, 1997; Хандожко 1977; Жуковский, 1981], однако такой подход носит апостериорный характер и не может дать представление о путях повышения достоверности.

В аспекте снижения риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений важно понимать, что прогностическая информация в принципе не может быть точной, при этом результат прогнозирования в общем случае будет содержать погрешность, дисперсию которой  $\sigma_{uv}^2$  можно выразить следующим образом [Беляев, Дмитриев, 2000]:

$$\sigma_{np}^{2} = \sigma_{MOM}^{2} + \sigma_{BHV}^{2} + \sigma_{HCX}^{2}, \qquad (4)$$

где  $\sigma_{_{MOX}}^2$  – дисперсия погрешности, обусловленной неполной адекватностью прогностической модели реальному физическому процессу,  $\sigma_{_{BMY}}^2$  – дисперсия погрешности, обусловленной особенностями вычислительных процедур,  $\sigma_{_{HCX}}^2$  – дисперсия погрешности, обусловленной неточностью исходных (фактических) данных.

Формула (4) показывает, что повышение достоверности методических прогнозов может быть достигнуто за счет совершенствования прогностических моделей, повышения качества вычислительных процедур и уточнения исходных данных.

В то же время надо отдавать себе отчет в том, что для каждой прогностической модели существует предельная точность применяемого прогностического метода, оценить которую в общем случае весьма затруднительно.

Один из возможных подходов к решению этой задачи может состоять в следующем.

В работах [Дмитриев, 1997, 2000] было показано, что каждому категорическому прогнозу Z (наиболее распространенному в прогностической практике) может быть однозначно сопоставлена функция распределения ассоциированного вероятностного прогноза  $F_z(x)$ , плотность которой отвечает требованиям усеченности, унимодальности и обладает определенным характером асимметрии, зависящим от расположения моды.

В тех же работах показано, что перечисленным требованиям удовлетворяет плотность

$$f_{w}(x) = \left\{ \frac{\alpha \gamma_{1} f_{1}(x) + (1 - \alpha) \gamma_{2} f_{2}(x), \quad x \in [0, 1]}{0, x \notin [0, 1]} \right\},\$$

где  $f_1, f_2$  суть вероятностные плотности «распределений максимального и минимального значений» [Хастингс, Пикок, 1980],  $\gamma_1, \gamma_2$  – коэффициенты усечения,  $\alpha$  – коэффициент асимметрии,  $0 \le \alpha \le 1, x$  – независимая переменная.

Выражение для функции *f*<sub>1</sub> имеет вид [Хастингс, Пикок, 1980]:

$$f_1(x) = \frac{1}{b} e^{\frac{x-w}{b}} e^{-e^{-\frac{x-w}{b}}},$$

где b > 0 – параметр формы, w – мода. Для того чтобы получить выражение для функции  $f_2$ , достаточно поменять знаки у аргументов экспонент.

Тогда, понимая под мерой достоверности прогноза Z вероятность ошибочного прогноза

$$q_Z = 1 - \int_c^d f_w(x) \, dx$$

где [c, d] – прогнозируемая градация, можно, поскольку величина  $q_z$  является функцией переменных w,  $\alpha$  и b

$$q_z = q_z(w, \alpha, b),$$

определить предельную достоверность (точность)  $\delta_{z}$  рассматриваемого метода Z как

$$\delta_{Z} = \min_{w, \alpha, b} q_{Z}(w, \alpha, b),$$

полагая зафиксированными погрешности, обусловленные особенностями вычислительных процедур, и погрешности, обусловленные неточностью исходных (фактических) данных.

Очевидно, что наиболее точное значение вероятностей  $P(\tilde{D}_s / D_s)$  при прогнозировании явления  $D_s$  методом Z (предельная точность метода) будет  $1-\delta_z$ .

# РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ КАК ФАКТОР СНИЖЕНИЯ РИСКА

В основе количественного анализа последствий и рисков для различных видов морской деятельности от воздействия опасных и экстремальных природных явлений морской Арктики лежит понятие функции влияния, или функции связи [Беляев, 1986], которая в общем виде выглядит как

$$V = F(Q, E), \tag{5}$$

где V – показатель деятельности, Q – совокупность гидрометеорологических факторов, E – прочие параметры.

Выражение (5) описывает зависимость результативности рассматриваемой деятельности от гидрометеорологических факторов, при этом показатель деятельности *V* может отражать ту или иную количественную характеристику деятельности в естественных измеряемых величинах (объем перевезенных грузов, скорость движения судна, срок эксплуатации сооружения, объем добычи ресурсов и т.п.) или характеризовать обобщенные признаки деятельности (эффективность, стоимость и др.).

При оценке рисков для различных видов морской деятельности от воздействия опасных и экстремальных природных явлений показателем деятельности V становится  $P(L/D_s)$  – условная вероятность возникновения экономического ущерба L для осуществления деятельности Q при рисковой опасности  $D_s$ :

$$P(L/D_s) = F(D_s, E).$$
(6)

49

В общем случае зависимость *F* представляет собой сложную случайную функцию многих переменных или случайный функционал (если результативность деятельности зависит не только от конкретных значений гидрометеорологических параметров, но от процессов в целом, что может иметь место для оценок результативности отраслей экономики), поскольку величина *V* определяется способом управления деятельностью, техническими характеристиками эксплуатируемых объектов, случайным распределением гидрометеорологических факторов и, что вносит дополнительные трудности, способом использования гидрометеорологической информации при управлении деятельностью, равно как и характером самой гидрометеорологической информации.

Простым примером выражения (6) может служить зависимость, основанная на критических значениях в предположении, что при достижении гидрометеорологическими параметрами некоторых пороговых значений всегда возникает заданный ущерб *L*:

$$P(L/D_s) = \begin{cases} 0, & D_s \notin \Omega \\ 1, & D_s \in \Omega \end{cases},$$

где  $\Omega$  – область критических (для данной деятельности) значений гидрометеорологических параметров. Столь сильное упрощение зачастую носит абстрактный характер, хотя и во многом облегчает расчеты рисков. По-видимому, в реальных условиях вероятность получения ущерба при воздействии опасных и экстремальных природных явлений имеет более сглаженный вид (см., например, [Беляев, 1986]), однако детерминация близких к реальным функций влияния требует специальных исследований.

Для построения функций влияния необходимо располагать обширным запасом фактических данных о результативности того или иного вида деятельности в сочетании с сопоставимой по времени и пространству информацией о состоянии окружающей среды в процессе осуществления деятельности с учетом сведений о гидрометеорологическом обеспечении и способах использования гидрометеорологической информации.

В настоящее время системы сбора означенных данных не существует, что влечет за собой весьма приблизительные представления о последствиях и рисках для различных видов морской деятельности при изменении в природной среде морской Арктики, в основном на качественном уровне.

Более подробно проблема количественного учета влияния гидрометеорологических факторов на деятельность описана в работах [Основы теории..., 2003; Жуковский, 1981].

Примером учета влияния опасных природных явлений и стихийных бедствий на экономику может служить публикация [Улучшение..., 2009].

# ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СНИЖЕНИЯ РИСКОВ. СТРАХОВАНИЕ РИСКОВ

Как отмечено в [Информационное..., 2009], страхование является общепризнанным в мировой практике инструментом возмещения ущербов, связанных с негативными проявлениями погодных явлений. Поэтому можно считать, что страхование косвенным образом способствует снижению рисков от воздействия опасных и экстремальных природных явлений, поскольку оказывает влияние на величину вероятностей возникновения экономического ущерба для осуществления деятельности в условиях рисковой опасности (путем компенсации и/или благодаря более гибкому управлению деятельности с учетом баланса размеров страховых взносов и выплат). В настоящее время гидрометеорологическое обеспечение страховых организаций ограничивается только процедурой подтверждения страховых случаев, связанных с погодными факторами риска (см., например, [Правила..., 2012]). По мнению авторов работы [Информационное..., 2009], такое положение связано в основном с неразвитостью страхового рынка (страховщики не используют гидрометеорологическую информацию для более обоснованного управления рисками, связанными с погодным фактором).

С другой стороны, в той же работе указано, что проблемные вопросы информационного обеспечения видов страхования, связанных с погодными рисками, включают отсутствие согласованных критериев неблагоприятных и опасных явлений погоды, приводящих к возникновению страховых случаев, отсутствие у страховых компаний перечня опасных метеорологических явлений с их характеристиками и критериями, соответствующими региональным перечням опасных природных явлений, отсутствие специализированных баз данных для нужд страхования и т.п.

Так, инструкция Росгидромета «Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения» [Критерии..., 2002] далеко не в полной мере исчерпывает опасные ситуации для морской деятельности в Арктике (ср. с [Миронов, 2010]).

Наконец, существенное влияние на страхование оказывает изменение климата, так как появляются новые страховые риски. Поскольку наблюдается рост интенсивности экстремальных погодных явлений, то возрастает и риск нанесения ущерба [Сергеев, Золотарева, 2010].

Перечисленные обстоятельства свидетельствуют о необходимости развития методических основ для оценки погодных и климатических рисков, в частности повышения достоверности (и более широко – качества, в т.ч. и номенклатуры) гидрометеорологической информации.

## выводы

Применение теории рисков, широко используемой в страховом деле, финансовых операциях, военном деле, в решении задач обеспечения продовольственной безопасности и сохранения здоровья на опасных видах производства, в науках об окружающей среде и практических мероприятиях по охране природы можно отнести к стратегическому направлению развития гидрометеорологии и экологии.

Для снижения риска от воздействия опасных и экстремальных природных явлений необходимыми условиями являются увеличение знаний о состоянии природной среды, повышение достоверности прогнозирования природных условий и учет влияния природных явлений на безопасность (и/или эффективность) деятельности.

Любое знание о состоянии природы, используемое при оценке риска, носит прогностический характер. Чем точнее прогноз, тем более обоснованной будет оценка риска и тем больше доверия к ней будет со стороны потребителя, что в конечном счете позволит принять адекватное решение о выборе образа действия при осуществлении своей деятельности. Однако любой прогноз обладает неустранимой неопределенностью, которую необходимо оценивать и учитывать при принятии решений. Для конкретных прогностических методов может быть выполнена практическая оценка предельной предсказуемости состояния природы.

Роль климатической информации в оценках рисков приобретает особое значение в связи с наблюдающимися изменениями климата. Традиционные справочники в этой ситуации теряют свою актуальность. Альтернативой могут быть вероятностные модели гидрометеорологических процессов и полей. Возникает необходимость перехода от традиционных климатических справочников к информационным системам, позволяющим выполнять климатические расчеты по первичным данным.

Открытым вопросом остается разработка аппарата функций влияния гидрометеорологических факторов на показатели деятельности. Функции влияния необходимы для оценок вероятностей возникновения экономического (экологического) ущерба вследствие воздействия окружающей среды.

Понимание важности проблемы оценки антропогенного воздействия на окружающую среду вкупе с осознанием конечности природных ресурсов и прогресс в области теории риска привели к развитию теории и практики оценки природного (environmental) и, в частности, экологического риска. Основная область применения новых идей – сфера политических и практических решений, связанных с управлением природными ресурсами (природопользованием).

К важным компонентам экологических рисков относятся гидрометеорологические факторы, поскольку они могут усиливать/ослаблять эффект антропогенного воздействия (см., например, относительно благополучный исход инцидента в британском секторе Северного моря на нефте- и газодобывающей платформе компании «Тоталь», который привел к утечке природного газа в 2012 г.), а в ряде случаев могут быть источником возникновения экологических опасностей (ярчайшим примером может служить катастрофа на атомной станции Фукусима как следствие цунами).

Изложенные результаты получены в рамках контракта №14.515.11.0001 от 14 марта 2013 г. между ГНЦ РФ ААНИИ и Минобрнауки России на основе результатов работ по контракту № 16.420.12.0002 от 10 мая 2011 г. в приложении к проблеме оценивания экологических рисков деятельности в морской Арктике.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляев Б.Н. Прикладные океанологические исследования. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 144 с.

*Беляев Б.Н., Дмитриев В.Г.* К проблеме оценки точности гидродинамических прогностических моделей // Навигация и гидрография. 2000. № 10. С. 119–126.

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Физматгиз, 1962. 564 с.

Галахов В.Л., Дмитриев В.Г. К вопросу о достоверности гидролого-акустических пособий // Записки по гидрографии. 1996. № 238. С. 53–60.

Галахов В.Л., Дмитриев В.Г. Методологические аспекты исследований в области гидрометеорологического обеспечения ВМФ // Навигация и гидрография. 1998. № 7. С. 109–116.

ГОСТ Р. 51897–2011. Руководство. ИСО 73:2009. Менеджмент риска. Термины и определения. М.: Стандартинформ, 2012. 12 с.

*Дмитриев В.Г.* Вероятностная интерпретация прогноза дат достижения морским льдом толщины 20–25 см в арктических морях // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 45–56.

Дмитриев В.Г. О возможности представления категорических прогнозов в вероятностной форме // Метеорология и гидрология. 2000. № 11. С. 31–38.

Дмитриев В.Г. Плотность распределения погрешностей прогноза непрерывных гидрометеорологических величин // Метеорология и гидрология. 1997. № 6. С. 33–42.

Дмитриев В.Г., Ковалевский Д.В., Алексеев Г.В., Бобылев Л.П. К оценке рисков, обусловленных неблагоприятными гидрометеорологическими явлениями и климатическими аномалиями в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 52–62.

*Жуковский Е.Е.* Метеорологическая информация и экономические решения. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 304 с.

Информационное гидрометеорологическое обеспечение видов страхования, связанных с погодными рисками. М.: АНО «Метеоагентство Росгидромета», 2009. 31 с.

Катцов В.М., Порфирьев Б.Н. Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2. С. 66–79.

Климатическая доктрина Российской Федерации (утв. распоряжением Президента РФ от 17 декабря 2009 г. № 861-рп).

*Королев В.Ю., Бенинг В.Е., Шоргин С.Я*. Математические основы теории риска. М.: Физматлит, 2011. 620 с.

Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. РД 52.04.563-2002. М., 2002. 14 с.

*Ладыженская О.А.* Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970. 288 с.

МГЭИК. Изменение климата, 2007. Обобщающий доклад. Вклад I, II и III рабочих групп в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Пачаури Р.К., Райзингер А. и основная группа авторов. 2008. МГЭИК, Женева, Швейцария. 104 с.

Метеорологические и геофизические исследования // Вклад России в Международный полярный год 2007/08 / Под ред. Г.В.Алексеева. М.: Paulsen, 2011. 350 с.

Миронов Е.У. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.

Наставление по службе прогнозов. Раздел 1. Служба метеорологических прогнозов. Ч. III, IV, V. М.: Гидрометеоиздат, 1977. 48 с.

Наставление по службе прогнозов. Раздел 2. Служба метеорологических прогнозов. Ч. III, IV, V. М.: Гидрометеоиздат, 1978. 54 с.

Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Служба метеорологических прогнозов. Ч. III. М.: Гидрометеоиздат, 1982. 144 с.

*Новоселов А.А.* Математическое моделирования финансовых рисков. Теория измерения. Новосибирск: Наука, 2001. 99 с.

Основы теории навигационно-гидрографического и гидрометеорологического обеспечения Военно-морского флота. Ч. 1. СПб.: ГУНиО МО, 2003. 159 с.

Правила страхования имущественных рисков OAO «АльфаСтрахование». URL: http://www. alfastrah.ru/upload/docs/pravila\_ifl\_block\_.pdf [дата обращения 23.05.2013].

Роль национальных метеорологических и гидрологических служб в обеспечении всестороннего учета климатического обслуживания в управлении климатическими рисками. Позиционный документ ВМО в поддержку национальных метеорологических и гидрологических служб для Шестнадцатой конференции сторон (КС16) РКИК ООН (Канкун, Мексика, 29 ноября – 10 декабря 2010 г.). URL: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/cop16/documents/WMO\_position\_ COP16\_ru.pdf. [дата обращения 2.03.2013]

Руководство по выражению неопределенности измерения. СПб.: ВНИИМ им. Д.И.Менделеева, 1999. 128 с.

Сергеев А.А., Золотарева Н.И. Взаимосвязь климатических изменений и страховых рисков // Экономика и экологический менеджмент. ЭНЖ. 2010. № 2. С. 154–160.

*Скороходов Д.А., Борисова Л.Ф., Борисов З.Д.* Нормирование показателей безопасности мореплавания и рисков потерь // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13. Вып. 4. С. 868–876.

Улучшение гидрометеорологического обеспечения в республике Таджикистан // Всемирный банк. 2009. 113 с.

Федеральный закон «О техническом регулировании» от 27.12.2002 № 184-ФЗ Собрание законодательства Российской Федерации. 2002. Вып. 52. Ст. 5140.

Хандожко Л.А. Оценка успешности метеорологических прогнозов. Л.: ЛПИ, 1977. 68 с.

*Хастингс Н., Пикок Дж.* Справочник по статистическим распределениям. М.: Статистика, 1980. 95 с.

Шустер Г. Детерминированный хаос. М.: Мир, 1988. 240 с.

ACIA. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1042 p.

*Beninson D., Lindell B.* Critical views on the application of some methods for evaluating accident probabilities and consequences // IAEA-CN-39/4. Stockholm; Sweden, 1980. P. 325–341.

*Cornaro A. et al.* (IMP)3 Policy Options. D 5.2 Final Report // Improving the Implementation of Environmental Impact Assessment. Sixth Framework Programme. 2006. 145 p. URL: http://ec.europa. eu/environment/eia/eia-studies-and-reports/D5\_2-IMP3-FinalReport.pdf. [дата обращения 2.03.2013]

IEC/FDIS 31010 Risk management – Risk assessment techniques. International Electrotechnical Commission, 2009. 92 p.

ISO IEC 31010:2009. Risk management – Risk assessment techniques. International Organization for Standardization (ISO), 2010. 176 p.

*Jolliffe I.T., Stephenson D.* Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Second Edition. John Wiley & Sons, 2012. 292 p.

*Lexer W. et al.* (IMP)3 Risk Assessment. D 3.2 Report WP 3 // Improving the Implementation of Environmental Impact Assessment. Sixth Framework Programme. 2006. 245 p. URL: http://www.umweltbundesamt.at/fileadmin/site/umweltthemen/UVP\_SUP\_EMAS/IMP/IMP3-Risk\_Assessment. pdf. [дата обращения 2.03.2013].

*Murphy A.H., Katz R.W.* Probability, statistics, and decision making in the atmospheric sciences. Boulder, CO: Westview Press, 1985. 547 p.

*Murphy A.H.* Forecast verification // Economic Value of Weather and Climate Forecasts. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. P. 19–74.

Smith L.A., Roulston M.S., Hardenerg J. End-to-end forecasting: Towards evaluating the economic value of the Ensemble Prediction System. ECMWF Technical Memorandum, 2001. № 336. 29 p.

#### V.G.DMITRIEV

# ON THE QUESTION OF REDUCING THE RISK OF EXPOSURE TO HAZARDOUS AND EXTREME NATURAL PHENOMENA FOR VARIOUS ACTIVITIES IN THE MARINE ARCTIC

The article discusses a theoretical point of some of the issues to reduce the risk of exposure to hazardous and extreme natural phenomena for various activities in the aspect of meteorological support activities. Shown to reduce the risk of the necessary conditions are to increase knowledge about the environment, improving the reliability of prediction of natural conditions and taking into account the impact of natural phenomena on security (and / or efficiency) activities. Attention is paid to the fundamental problem of the predictability of natural conditions and limit the accuracy of forecasts. An approach to the evaluation of the limit of accuracy for a certain type of projection. In the article the problems of rational use of hydrometeorological information as a factor in reducing the risk of the examples of the concept of influence functions and hydrometeorological risk insurance.

Keywords: risk, environmental service, forecast reliability, natural conditions predictability, forecasts maximum accuracy, functions of influence.

УДК 551.324.5:551.321:620.179.17

Поступила 17 апреля 2013 г.

# ВЛИЯНИЕ ПРЕПЯТСТВИЙ НА ЛОЖЕ НА ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКА

канд. физ.-мат. наук В.П.ЕПИФАНОВ<sup>1</sup>, д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН<sup>2</sup> <sup>1</sup>– Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем механики им. А.Ю.Ишлинского, г. Москва, e-mail: evp@ipmnet.ru

<sup>2</sup> – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: savat@aari.ru

Исследуются спектрограммы сигналов акустической эмиссии (АЭ) при контактном разрушении примороженного к подложке льда на препятствиях различной формы при сдвиге в условиях стеснения. В диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц измеряли частоту, амплитуду, длительность сигналов АЭ и их последовательность во времени. В качестве подложки применен серпентинит и другие материалы. Определена адгезионная прочность соединения льда с серпентинитом, исследована кинетика накопления дефектов на препятствиях. Препятствие на порядок увеличивает осевую силу сдвига и изменяет условия граничного трения. К адгезионному разрушению на пятнах контакта добавляются пластические деформации, которые сопровождаются образованием трещин в контактном слое льда. Определены два характерных времени инкубационного периода для адгезионного и когезионного разрушения льда. В акустических спектрах, полученных от удаленных источников в леднике Альдегонда (Шпицберген) и в модельных экспериментах, обнаружены общие закономерности в механизмах разрушения, проявляющиеся в уменьшении частоты сигналов АЭ и периодических пульсациях.

Ключевые слова: ледник, акустическая эмиссия, адгезионная прочность, концентраторы напряжений.

#### введение

Известно, что неровности коренного ложа ледников в значительной мере обуславливают механику их движения. Прямое изучение взаимодействия ледника с препятствиями на ложе затруднено из-за ограниченного доступа к объекту исследования. В последнее время для целей локации источников упругих волн на ледниках, называемых в англоязычной литературе *icequakes*, используют сейсмические методы [Roux et al., 2008; Jerome et al., 2011]. Применение акустических волн, длина которых соизмерима с масштабом источника излучения, открывает принципиально новые возможности. Так, при использовании диапазона частот от 15 Гц до 20 кГц становится возможным изучать не только процесс образования трещин в ледниковом льде [Епифанов, Саватюгин, 2011], но и кинетику разрушения адгезионного контакта [Епифанов, Глазовский, Осокин, 2013].

Установлено, что прочность адгезионного соединения льда с подстилающей горной породой уменьшается в два раза при незначительном (0,002) изменении отношения поперечных к продольным сдвиговым напряжениям. Этот экспериментальный факт проясняет особенность движения ледника по ложу с боковым уклоном. Однако пока недостаточно исследовано, как влияют форма и геометрия препятствий на движение ледника и как это отражается на параметрах АЭ (рис. 1).



Рис. 1. Взаимодействие ледника с «бараньим лбом».

Постановка задачи. Данные по акустическим характеристикам ледникового льда опубликованы в работах [Макаревич и др., 1984; Bently, Kohnen, 1976]. Решены методические задачи, связанные с выполнением акустических измерений на ледниках, включая учет искажений, вносимых ледниковым льдом как волноводом, и требования к измерительным акустическим линиям [Епифанов, Саватюгин, 2011; Епифанов, Глазовский, 2010]. Показано, что с помощью метода акустической эмиссии можно определять не только масштаб разрушения, но и исследовать кинетику накопления трещин во льду и других горных породах в процессе кратковременной ползучести [Епифанов, 1980; Зарецкий, Чумичев, 1982: Епифанов, 1982]. Цель настоящего исследования – сопоставить спектры сигналов АЭ от удаленных источников в ледниках со спектрами сигналов АЭ при контактном разрушении соединения льда с подложкой при сдвиге в условиях стеснения на препятствиях различной формы. В качестве основной концепции принимается, что увеличение масштаба разрушения отражается в спектрах АЭ как сдвиг частоты в низкочастотную часть спектра и увеличение амплитуды сигнала [Епифанов, 2007; Епифанов, 1980].

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные измерения выполнены на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) в летнее время. Аппаратура была размещена на площадках на высоте ~230 м над уровнем моря с координатами: 77,98137° с.ш. 14,08380° в.д. и 77,98058° с.ш. 14,08046° в.д. По данным радиозондирования максимальная толщина льда в этой части ледника составляет 180 м [Василенко и др., 2001]. Физическое моделирование взаимодействия ледника с ложем выполнено в Институте проблем механики им. А.Ю.Ишлинского РАН.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Физическое моделирование разрушения льда на контакте с ложем ледника. Задача моделирования сведена к упрощенному воспроизведению условий на ложе (поперечных и продольных сдвиговых напряжений, температуры и структуры льда). Для раздельного регулирования осевых и поперечных сдвиговых напряжений были разработано устройство, которое вместе с исследуемым образцом помещали на опорную плиту испытательной машины. Схема устройства показана на рис. 2.

Устройство для испытания льда на сдвиг. Зазор между круглым гладким стержнем 1 и конической втулкой 3 допускает ее перемещение по стержню с минимальным трением. Торец втулки 3 плотно сопряжен с цилиндрической оболочкой 2, образуя в нижней части сборки герметически замкнутую полость при коаксиальном расположении стержня. При замораживании воды в полости (зазоре между стержнем и оболочкой) в формирующемся льде 4 создается боковое стеснение, имитирующее давление ледникового льда на ложе. Толщина свода ледяного образца не менее 6 мм. Для льда со средним диаметром кристаллов 0,3 мм и менее отно-



Рис. 2. Схема устройства для определения адгезионной прочности соединения льда с различными материалами на сдвиг (*a*), поворотное приспособление (*б*): 1 – стержень, 2 – оболочка, 3 – коническая втулка, 4 – лед, 5 – поворотное приспособление, *6* – опора.

шение толщины свода к диаметру кристаллов составляет более десяти, что по этому параметру исключает влияние толщины образца на результат измерений. Разрушение адгезионного контакта лед–стержень именно по боковой поверхности стержня гарантируется конической втулкой с углом при вершине около 7°. При испытаниях регистрировали осевое смещение стержня, осевую силу *P*, температуру льда и спек-



Рис. 3. Подложки с концентраторами напряжений.

# Максимальное значение силы P<sub>max</sub> при осевом сдвиге намороженного на подложку льда в зависимости от материала подложки,

№	Форма и размер подложки	Материал	Форма препятствия и его диаметр, мм	Р <sub>max</sub> кН	$\sigma_{a}$ , МПа
1	Прямой цилиндр	Сталь-45	_	375±25	0,24
	D = 20 мм, $h = 60$ мм				
2	То же	Сталь-45	Кольцевое углубление, 3	2540±130	_
3	"	Сталь-45	4 кольцевых углубления, 3	4720±240	_
4	"	Сталь-45	2 выступа, 2,5	3860±170	_
5	"	Сталь-45	Выступ в виде тора, 3	4360±210	_
6	"	Серпентинит	—	1580±120	1,1
7	Прямой цилиндр	Алюминий	Витая поверхность, 3	$440 \pm 30$	—
	D = 20 мм, $h = 60$ мм				
	из проводов				

а также формы и размера размещенного на ней препятствия

тральные характеристики сигналов АЭ. В испытаниях на сложный сдвиг (имитация поперечного уклона ложа) дополнительно измеряли момент пары сил  $P_1P_1$ , который прикладывали к стержню в плоскости, ортогональной к его оси. Оснастку при этом дополняли поворотным приспособлением (рис. 26), состоящим из захвата 5 с подшипником и направляющей втулки (на схеме не показана). Методика испытаний льда на сдвиг изложена в работах [Гольдштейн, 2011, 2012], характеристики измерительной аппаратуры даны в [Епифанов, Саватюгин, 2011].

Концентраторы напряжений На рис. 3 показаны подложки, на которые намораживали лед. Подложки изготовлены в виде прямых цилиндров с различными концентраторами напряжений (препятствиями) в виде выступов и впадин (табл. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Влияние формы препятствия на сдвиг льда по подложке. В таблице 1 приведены результаты испытаний на сдвиг льда, намороженного на гладкие стержни из стали (образцы 1–5), серпентинита (образец 6) и алюминия (образец 7). Все стержни (диаметром 20 мм) отполированы мелким абразивом (нулевкой), а на стержнях 2–5 созданы «препятствия». Так, на образце 2 сделано одно кольцевое углубление диаметром 3 мм, на образце 3 – четыре таких углубления. Образец 4 имеет два симметричных выступа в виде цилиндрических штифтов диаметром 3 мм и высотой 3 мм. Образец 5 имеет выступ в виде тора диаметром 3 мм и высотой 3 мм. Сопротивление сдвигу на образце 7 создается поверхностью контакта, образованной навивом провода диаметром 3 мм. И только образцы 1 и 6 не имеют дополнительных препятствий сдвигу.

Чтобы сдвинуть лед, примороженный к подложке без препятствий (образцы 1 и 6), требуется сила  $P_{\rm max}$ , значение которой почти на порядок меньше, чем для образцов с препятствиями. Если препятствия отсутствуют, то сила сдвига определяется физико-механическими свойствами материала подложки (молекулярная составляющая адгезии) и микронеровностями, образовавшимися при абразивной полировке поверхности (механическая составляющая адгезии). Измеренное значение адгезионной прочности в этом случае не противоречит данным, полученным другими исследователями. Например, адгезионная прочность соединения сталь–лед для первого



Рис. 4. Зависимости осевой силы и смещения льда, намороженного на круглый стержень из серпентинита, от времени нагружения: І – предварительное смещение; ІІ – срыв; ІІІ – скольжение.

образца  $\sigma_a = 0,24$  МПа в пределах точности эксперимента сопоставима со значением  $\sigma_a = 0,2$  МПа, опубликованным в работах [Lyyra, 1986; Meuler, 2010].

В зависимости от значения максимальной силы сдвига образцы располагаются в следующей последовательности:  $P_{\max}^{(3)} > P_{\max}^{(5)} > P_{\max}^{(4)} > P_{\max}^{(2)} > P_{\max}^{(6)} > P_{\max}^{(7)} > P_{\max}^{(1)}$ . Присутствие препятствий оказывает большее влияние на сопротивление сдвигу (эффект до 2300 %), чем физико-механические свойства подложки. Поскольку препятствия в первом приближении могут рассматриваться как некоторое подобие скальных выступов или углублений на ложе ледника, то представляет интерес рассмотреть механизмы контактного взаимодействия льда с такими препятствиями на подложке в условиях сдвига и стеснения.

На рис. 4 показаны типичные зависимости осевой силы и смещений от времени нагружения (образец 4) для льда, полученного послойным намораживанием дистиллированной воды. На кривых выделены характерные участки I–III, аналогичные стадиям трения скольжения на кривой Штрибека [Мур, 1978]. Микросдвиг льда, пропорциональный приложенной силе, обозначен как предварительное смещение I. Тангенциальное усилие, соответствующее предельному осевому смещению, – сила статического трения или трения покоя. При достижении предельного смещения происходит сдвиг льда относительно подложки, срыв II, за которым начинается скольжение III (стадия граничного трения, по Штрибеку).

По мере приближения к предельному значению смещения нарастают быстрее сдвигающей силы и зависимость становится нелинейной. В режиме предварительного смещения происходит диссипация упругой энергии, возврат не является полным (подтверждается сигналами АЭ).

Особенности контактного разрушения на препятствиях различной формы выявляли не только по деформационным кривым, но также по изменению параметров АЭ и микрошлифам льда из зоны контакта льда с подложкой.

На рис. 5 представлены зависимости силы сопротивления сдвигу от времени нагружения для исследуемых образцов 1–7 (нумерация та же, что в табл. 1, за исключением индекса 1, которым обозначена кривая для образцов 1 и 7). Для удобства кривые смещены по оси времени. Для стадии предварительного смещения в целом наблюдается



Рис. 5. Зависимости осевой силы от времени нагружения исследуемых образцов (пояснение в тексте).

линейная зависимость сопротивления сдвигу, исключение – кривая 5 (образец с кольцевым выступом в виде тора). Задолго до достижения максимальных значений угол наклона кривой 5 увеличивается, что свидетельствует об увеличении модуля сдвига льда, которое вызвано его упрочнением. Нарушение линейной зависимости силы от времени наблюдается только вблизи предельного сопротивления сдвигу. Переход от предварительного смещения к срыву в условиях стеснения (–20 °C, 20 H/c) происходит в основном пластически (кривые 1–3, 5–7). Исключение представляет кривая 4 (образец с препятствием в виде штифтов), причем срыв для этого образца сопровождается характерным сухим треском, что свидетельствует о хрупком разрушении льда.

Адгезионное разрушение контакта льда с подложкой «в чистом виде» происходит при отсутствии препятствий на подложке (кривые 1, 6). При наличии препятствий определяющим становится механизм когезионного разрушения льда. Разные вклады этих механизмов в сопротивление сдвигу объясняют различие деформационных кривых.

Сочетание высоких удельных давлений и повышение температуры приводит к существенным изменениям геометрических, физических и механических свойств



Рис. 6. След от «обтекания» штифта льдом при сдвиге (справа вид сбоку, конус, в вершине которого находится штифт, смещение льда снизу вверх; слева вид изнутри, микрошлиф, увеличение 15×).

поверхностного слоя льда в зоне контакта. Результат такого взаимодействия льда с препятствием, например в виде цилиндрического штифта на подложке (образец 4), показан на рис. 6 (увеличение 15×). След, оставленный во льду, имеет форму обратного конуса (если сравнивать с конусом, возникающим при индентировании [Колесников,

1989]). Формирование следа происходит в условиях высокого давления, о чем свидетельствуют радиальные трещины перед штифтом, пластические деформации (наволакивание), а также пластическое оттеснение, переходящее в резание.

Прерывистое скольжение льда по подложке с препятствиями сопровождается излучением повторяющихся сигналов, которые на спектрограмме амплитуда–частота–время в интервале частот ниже 11 кГц имеют вид своеобразных дорожек (рис. 76). Эти сигналы, как показали исследования шлифов льда, –



Рис. 7. Сигналы АЭ: *а* – адгезионное разрушение контакта с подложкой без препятствий (образец 6); *б* – когезионное разрушение на препятствии при скольжении (образец 4). *Z* – амплитуда, X – частота, Y – время.



Рис. 8. Спектрограммы сигналов АЭ в леднике Альдегонда: 1 – при ударном взаимодействии шарового индентора с дневной поверхностью на расстоянии 10 м от приемника; 2, 3 – «дорожки» от удаленных источников

результат образования микротрещин в зоне сжатия перед препятствием. Нельзя не отметить, что амплитуда этих сигналов и их количество существенно больше, чем это наблюдается на гладкой поверхности подложки при том же пороге дискриминации, различной оказывается также форма сигналов АЭ для различных препятствий.

На рис. 8 показаны спектрограммы акустических колебаний в леднике Альдегонда (Шпицберген). Тестовые спектрограммы (1), получены в результате ударного взаимодействия шарового индентора с дневной поверхностью ледника (энергия удара 8,5 Дж и 6,8 Дж, расстояние от приемника 10 м). Прерывистые пульсации (2 и 3) в виде «дорожки» на частоте 1,2 кГц (2) и 2,6 кГц (3), а также спонтанные хаотические импульсы в диапазоне частот ниже ~1 кГц являются собственными колебаниями в леднике. Сочетание таких характеристик, как малая амплитуда, малая продолжительность (79 дБ) и частота, указывает на то, что источники собственных колебаний расположены на значительном удалении от акустического приемника. Возможность их расположения на ложе ледников подтверждается сопоставлением расчетного расстояния до источника и толщиной льда в местах расположения акустических приемников.

## ОБСУЖДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Разработан новый метод для исследования контактного взаимодействия льда с подложкой, содержащей препятствия с положительным и отрицательным радиусом кривизны. Метод основан на сдвиге намороженного на стержень льда в условиях бокового стеснения. Разрушение адгезионного контакта контролировали с помощью метода акустической эмиссии в рабочем диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц. В качестве подложки использована горная порода серпентинит, а также сталь и алюминий. Выполнены механические испытания образцов с препятствиями различной формы, определена адгезионная прочность соединения льда с подложкой. Амплитудно-частотные спектры контактных разрушений льда, полученные при испытаниях на сдвиг в условиях стеснения, сравнены со спектрами от удаленных источников в леднике Альдегонда.

Как показали наблюдения, разрушение адгезионного контакта (сигнал АЭ максимальной амплитуды на рис. 7*a*) и, тем более, единичных пятен касания льда с гладкой подложкой (высокочастотные сигналы АЭ малой амплитуды) не приводит при сдвиге в условиях стеснения к разрушениям в объеме намороженного льда.

Характерное время инкубационного периода для адгезионного разрушения равно ~(0,05–0,08) с. Оно определено как промежуток времени между повторяющимися импульсами АЭ при переходе от предварительного смещения к срыву (рис. 7*a*).

Согласно [Крагельский и др., 1977] упругий контакт реализуется на стадии предварительного смещения льда по гладкой подложке при отношении высоты микровыступов (шероховатости) к его радиусу h/R < 0,01 (образцы 1 и 7), пластический – при  $h/R \ge 0,01$ . Необратимые деформации сдвига являются результатом разрушения пятен контакта льда с гладкой подложкой (шлифовка стержней мелким абразивом).

Препятствия на подложке (рис. 3) увеличивают напряжения сдвига почти на порядок (рис. 5) по сравнению с гладким образцом 1 (табл. 1). Если контактные напряжения превышают предел текучести  $\sigma_{\tau}$ , то лед обтекает препятствие. Дальнейшее увеличение напряжений сдвига т нарушает режим обтекания препятствия льдом,  $h/R \ge 0,01 \cdot (1 - 2 \tau/\sigma_{\tau})$ , и происходит резание, имеющее прерывистый характер. Механизмы деформаций льда становятся более сложными. К адгезионному разрушению льда и диссипативным потерям на трение добавляется его когезионное разрушение

(пластическое оттеснение, переходящее в прорезание, и образование трещин). Семейство деформационных кривых (рис. 5) иллюстрирует сочетание разных механизмов деформаций в зависимости от формы и геометрии исследованных препятствий. Механика когезионного разрушения отражается не только на деформационных кривых (рис. 5), но и на микрошлифах и спектрах сигналов АЭ.

Казалось бы, что сила сдвига должна определяться миделевым сечением препятствия. Действительно, для препятствий одинаковой формы, которые имеют отрицательный радиус кривизны (образцы 2 и 3), сила пропорциональна корню квадратному из миделева сечения:  $P_{\rm max} \sim S_M^{-1/2}$ . Однако для препятствий разной формы с положительным радиусом кривизны (образцы 4 и 5) миделевы сечения отличаются почти на порядок (0,18 см<sup>2</sup> и 1,5 см<sup>2</sup>), а значения силы сдвига – только на 10 % (табл. 1). Из этого следует, что форма препятствия влияет на сопротивление сдвига более сильно, чем его миделево сечение. К тому же для препятствий с одинаковыми миделевыми сечениями (образцы 2 и 5), но разными, положительным и отрицательным, радиусами кривизны получены разные значения силы сдвига. Это указывает на принципиально разные механизмы разрушения льда в этих случаях.

От миделева сечения препятствия зависит скорость роста локального напряжения на контакте. При малом миделевом сечении скорость роста локальных напряжений оказывается больше, чем обратная величина времени релаксации. В этом случае препятствие прорезает лед, в нем образуются микротрещины (рис. 6). Напротив, вязкое разрушение льда наблюдается при больших миделевых сечениях (пологая форма кривых 3 и 5 на рис. 5 вблизи максимальных напряжений).

Для условий эксперимента видимые трещины зарождаются только перед препятствием (в зоне сжатия) и ориентированы в направлении сдвига. Пластические деформации и микроразрушения локализованы на контакте с препятствием таким образом, что образуют конус разрушения, аналогичный тому, который наблюдается при индентировании.

В собственных акустических спектрах ледника Альдегонда обнаружены акустические эффекты, которые наблюдали в модельных экспериментах и которые отражают общие закономерности механики разрушения льда. Во-первых, обнаружены повторяющиеся сигналы близкой частоты, «акустические» дорожки (*stick-slip*). Вовторых, обнаружено периодическое смещение частоты сигнала АЭ в низкочастотную часть спектра, которое характерно для роста трещин и расширения масштаба разрушения. Эти акустические эффекты, обнаруженные сначала на леднике Альдегонда, затем были зарегистрированы на ледниках Центральный Туюксу и Молодежный (Северный Тянь-Шань).

Повторяющиеся спектрограммы в виде «дорожки» с частотой 1,2 кГц и 2,6 кГц в собственном акустическом спектре ледников (рис. 8), по-видимому, являются результатом сложного физического явления, которое включает чередование процессов образования трещин, локальную разгрузку и последующее сжатие, приводящее к трещинообразованию на одних и тех же препятствиях (*stick-slip*). Характерное время инкубационного периода, определенное как промежуток между двумя импульсами на акустической дорожке, составляет 0,8–1,0 с. Нельзя не отметить, что время инкубационного периода когезионного разрушения льда более чем на порядок превышает инкубационный период адгезионного разрушения. Вероятно, большему масштабу разрушения соответствует больший инкубационный период. Согласно модели гармонического осциллятора, масса m источника обратно пропорциональна квадрату частоты сигнала f и прямо пропорциональна жесткости D:

$$m = \frac{D}{4\pi^2 f^2} \,. \tag{1}$$

Для  $D \approx const$  и почти одинаковых амплитуд сигналов АЭ получаем, что смещение от 2,6 до 1,2 кГц (рис. 8) является результатом увеличения массы источника почти в 5 раз. В пользу того, что смещение частоты «дорожки» обусловлено расширением масштаба разрушения когезионной зоны контакта, свидетельствуют также визуальные наблюдения трещинообразования в прозрачных образцах льда и амплитудно-частотный анализ характеристик сигналов АЭ [Труэлл, 1982].

Из сопоставления спектров разрушения льда, примороженного к подложке с препятствиями, и от удаленных источников на леднике следует, что модельный эксперимент в первом приближении имитирует элементарные акты образования трещин на неровностях коренного ложа ледника.

Идентификация сигнала АЭ источнику излучения включает учет деформации изначального спектра. Зависимость регистрируемого спектра от длины акустического пути проявляется в уменьшении амплитуды сигнала и «обеднении» спектра высокочастотными компонентами [Виноградов, 1989]. Так, тестовая спектрограмма удара индентора в непосредственной близости от акустического приемника имеет максимум на частоте 15,5 кГц (71 дБ), а при удалении на 10 м – 3,05 кГц (79 дБ). Причиной этого является нелинейная зависимость коэффициента ослабления акустической волны от частоты, например,  $\alpha \sim f^2$ , вызванная диссипационными потерями и геометрическим фактором (расхождением луча)

$$A = A_0 \left( e^{-\alpha L} / \chi \right), \tag{2}$$

где A<sub>0</sub> – амплитуда в точке касания полюса шара льда, α – коэффициент ослабления для частоты *f*, *L* – длина акустического пути и χ – коэффициент расхождения луча.

Спонтанность возникновения сигналов АЭ в низкочастотной части спектра (менее 1,4 кГц) (рис. 6), малые амплитуды и частоты свидетельствуют об их принадлежности к удаленным источникам разных размеров. Возможно, что эти сигналы являются отражением процессов образования трещин на многочисленных неровностях коренного ложа. В пользу этого свидетельствует рассчитанная, согласно уравнению (2), длина акустического пути L, которая оказывается больше или равной толщине ледника H в точке акустических измерений. Косвенно эту возможность подтверждает также сходство спектров разрушения, полученных в модельных экспериментах, со спектрами сигналов АЭ от удаленных источников.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из результатов лабораторных экспериментов следует, что препятствия увеличивают сопротивление сдвигу почти на порядок величины по сравнению с гладкой подложкой. Это увеличение объяснено зависимостью сопротивления от миделевого сечения и формы препятствия, которые определяют механизм контактного разрушения, включая переход от адгезионного к когезионному разрушению льда.

Установлено, что одним из определяющих факторов трещинообразования на препятствиях при сдвиге является инкубационный период подготовки разрыва льда. Выявлены два характерных времени инкубационного периода: для адгезионного разрушения ~0,08 с и для когезионного разрушения ~ 1–1,5 с. Кроме того, обнаружено периодически повторяющееся смещение частоты заполнения сигналов АЭ в диапазоне частот от 1,2 до 2,6 кГц с характерным временем смещения частоты источника 0,05–0,06 с.

Фактически показано, что акустические эффекты, наблюдаемые в экспериментах по взаимодействию льда с подложкой, имеют общие закономерности (время инкубационного периода, повторяющиеся сигналы и смещение частоты заполнения сигналов АЭ) с теми, которые обнаружены в спектрах от удаленных источников в ледниках.

Разработанный метод и полученные результаты могут быть применены при физическом моделировании взаимодействия ледника с коренным ложем.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00863).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Василенко Е.В, Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциол. исслед. 2001. Вып. 90. С. 86–99.

*Виноградов С.Д.* Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. М.: Наука, 1989. 178 с.

Воронина И.Ю., Епифанов В.П. Акустические исследования структурных изменений гранита при осевом сжатии // Акустический журнал. 1980. Т. XXVI. Вып. 3. С. 371–376.

*Гольдитейн Р.В., Епифанов В.П.* К измерению адгезии льда к другим материалам // Вестник Пермского гос. техн. университета. 2011. № 2. С. 28–41.

*Гольдитейн Р.В., Епифанов В.П.* Адгезионная прочность гололедных отложений на элементах металлических конструкций // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Математика, механика, информатика. 2012. Т. 12. Вып. 4. С. 22–41.

*Епифанов В.П., Глазовский А.Ф., Осокин Н.И.* Физическое моделирование контакта ледника с ложем (эксперименты) // Лед и снег. 2013. № 1 (121). С. 43–52.

*Епифанов В.П., Саватюгин Л.М.* Акустические исследования абляционного слоя ледника на примере ледника Альдегонда (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 4 (90). С. 87–98.

*Епифанов В.П., Глазовский А.Ф.* Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 42–55.

*Епифанов В.П.* Физические механизмы контактного разрушения льда // Доклады РАН. Техническая физика. 2007. Т. 412. № 1. С. 39–43.

*Епифанов В.П.* Разрушение поликристаллического льда // Доклады РАН. Техническая физика. 1982. Т. 267. № 6. С. 1364–1367.

Зарецкий Ю.К., Чумичев Б.Д. Кратковременная ползучесть льда. Новосибирск: Наука, 1982. 116 с.

Колесников Ю.В., Морозов Е.М. Механика контактного разрушения. М.: Наука, 1989. 224 с.

*Крагельский И.В., Добычин М.Н., Комбалов В.С.* Основы расчетов на трение и износ. М.: Машиностроение, 1977. 526 с.

*Макаревич К.Г., Вилесов К.Н., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Шабанов П.Ф.* Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань). Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 172 с.

*Мур Д*. Основы применения трибоники / Пер. с англ. Под ред. Крагельского И.В. М.: Мир, 1978. 488 с.

Труэлл Р., Эльбау Чик Б. Ультразвуковые методы в физике твердого тела. М.: Мир, 1972. 308 с.

Bently C.R., Kohnen H. Seismic refraction measurements of internal friction in Antarctic ice // J. Geophys. Res., 1976. Vol. 81. № 8. P. 1519–1526.

*Faillettaz J., Martin F., Didier S.* Icequakes coupled with surface displacements for predicting glacier break-off // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57. № 203. P. 453–460.

*Lyyra M., Jantti M., Launiainen J.* Adhesive Strengh of Spray Accreted Ice on Materials and Coatings // International Offsore and Navigation Conference and Exhibition. ESPOO. 1986. P. 484–496.

*Meuler A.J., Smith J.D., Varanasi K.K., Mabry J.M., McKinley G.H., Cohen R.E.* Relationships between Water Wettability and Ice Adhesion // ACS Applied Materials & Interfaces. 2010. Vol. 2 (11). P. 3100–3110. doi: 10.1021/am1006035.

*Roux P.F., Marsan D., Metaxian J.F. et al.* Microseismic activity within a serac zone in an alpine glacier (Glacier d'Arggentiere, Monnt Blanc, France) // Journal of Glaciology. 2008. Vol. 54. № 184. P. 157–168.

# V.P.EPIFANOV, L.M.SAVATYUGIN

# **BED OBSTACLES IMPACT ON GLACIER MOVEMENT**

The acoustic emission (AE) spectrogram signals at contact destruction of the ice frozen to substrate on various shape obstacles shifted on the constrained conditions are investigated. The frequency, amplitude, duration of AE signals and their sequence in time are measured within the 15 Hz-20 kHz frequency range. The serpentine and other materials are used as substrates. The ice/serpentine adhesive junction strength is determined and the defect accumulation kinetics on obstacles is investigated. The obstacles increase the axial shifting force and change the boundary friction conditions by an order. The plastic deformations accompanied by crack formation in ice contact layer are added to the adhesive destruction on contact patches. Two characteristic incubation time periods of adhesive and cohesive ice destruction are determined. Common regularities in the destruction mechanisms characterized by AE signal frequency reduction and periodic pulsations are found out in acoustic spectra obtained from remote sources in the Aldegonda glacier (Spitzbergen) and the model experiments.

Keywords: Glacier, acoustic emission, adhesive strength, contact of ice with a stress concentrator.

УДК 551.465.1+551.465.4+551.321.8 (268)

Поступила 5 мая 2013 г.

# РОЛЬ ДРЕЙФА ЛЬДА В ФОРМИРОВАНИИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

канд. физ.-мат. наук М.Ю.КУЛАКОВ, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: mod@aari.ru

На основе результатов модельных расчетов с помощью модели циркуляции вод и льдов AARI-IOCM, анализа данных полей температуры приземного слоя воздуха и приземного давления из реанализа NCEP/NCAR выполнена оценка роли дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в 2001–2012 гг. Получены прогностические оценки оптимального места организации будущей дрейфующей станции «Северный полюс-41».

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, морской лед, дрейф, температура воздуха, динамико-термодинамическая модель.

В 2010 г. были опубликованы работы [Bekryaev et al., 2010] и [Алексеев и др., 2010], в которых по результатам наблюдений на максимально возможном числе гидрометеорологических станций, расположенных к северу от 60°, был выполнен анализ термического режима приземного слоя воздуха от начала инструментальных наблюдений до 2009 г. и его связи с ледовитостью Северного Ледовитого океана (СЛО). В настоящей статье на основе разработанной в ААНИИ численной модели совместной циркуляции льдов и вод СЛО и данных реанализа NCEP/NCAR выполнен анализ изменений, происшедших в арктическом морском ледяном покрове за период 2001–2012 гг., и предложен один из возможных механизмов влияния динамических факторов на изменчивость массы и площади ледяного покрова СЛО в начале XXI в. В заключение приведены результаты модельных расчетов, направленных на выбор места организации будущей дрейфующей станции «Северный полюс-41».

Для исследования роли динамических факторов в формировании особенностей распределения льдов в СЛО был выполнен ряд численных экспериментов на модели совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана *AARI-IOCM* [Кулаков и др., 2012a]. *AARI–IOCM* представляет собой результат объединения трех моделей: трехмерной бароклинной модели циркуляции вод, модели дрейфа ледяного покрова и термодинамической модели морского льда. Модель адаптирована к акватории СЛО и прилежащей акватории Атлантического океана и имеет пространственное разрешение 13,8 км. Размер сеточной области 440×395 точек. По вертикали разрешение переменное, расчет производится на 33 горизонтах. Для описания донной топографии и конфигурации береговой черты использован архив GEBCO. В качестве внешнего форсинга были использованы данные об атмосферном давлении на уровне моря и температуре воздуха на высоте 2 м для сроков 0, 6, 12 и 18 ГМТ из архива *NCEP/NCAR*, а также интерполированные на каждые сутки климатические среднемесячные значения балла общей облачности, относительной влажности воздуха, интенсивности твердых осадков и приходящей коротковолновой радиации.



Рис. 1. Осредненное за период с 2001 по 2012 г. поле скоростей дрейфа льда в СЛО.

Пространственное разрешение всех упомянутых характеристик составляет 2,5×2,5°. В качестве граничных условий были использованы среднемесячные среднемноголетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Температура и соленость воды из World Ocean Atlas (WOA05) для летнего периода были взяты в качестве начальных условий. Расчеты были проведены для периода с 15 сентября 2000 г. по 30 сентября 2012 г.

В предыдущих работах было показано, что при использовании описанных выше форсингов *AARI-IOCM* достаточно хорошо воспроизводит ледовые условия и циркуляцию вод в СЛО [Кулаков и др., 2012*a*,  $\delta$ ; Кулаков, 2012]. На рис. 1 представлено среднее за период с 2001 по 2012 г. расчетное поле скорости дрейфа льда в СЛО. Для наглядности на рисунке представлен каждый десятый вектор сглаженного по квадратам 10×10 узлов сеточной области поля. Как видно из рисунка, полученная схема циркуляции льдов соответствует современным представлениям об основных закономерностях дрейфа в СЛО. Модель воспроизводит антициклонический круговорот в море Бофорта, ярко выраженный Трансполярный дрейф, берущий начало в Чукотском море, и интенсификацию скорости дрейфа в струе Восточно-Гренландского течения.

Однако наибольший интерес в рамках настоящего исследования представляет межгодовая изменчивость циркуляции льдов СЛО и ее роль в формировании особенностей ледяного покрова. Как показал анализ сезонной изменчивости ледовитости, для возникновения ее экстремальных значений в момент наибольшего очищения СЛО ото льда совершенно не обязательно наличие экстремума того же знака в момент максимального развития ледяного покрова, обычно наблюдаемого в апреле. По этой причине в работе будут исследованы процессы, происходящие в теплый период года, с мая по сентябрь. Для детального анализа особенностей дрейфа льда были выбраны годы, когда ледовитость СЛО в сентябре имела ярко выраженные экстремумы. Для анализа минимумов ледовитости были выбраны 2007 и 2012 гг., а для анализа максимумов – 2006 и 2009 гг.



Рис. 2. Осредненные за май-сентябрь поля скоростей дрейфа льда (слева) и атмосферного давления (справа), а также сплоченности льда в сентябре по данным AMSR-E (http://www.ijis. iarc.uaf.edu/cgi-bin/seaice-monitor.cgi) в центре.

Годы приведены на рисунках в левом ряду.

Поля осредненных за май–сентябрь скоростей дрейфа льда и атмосферного давления, а также сплоченности льда в сентябре по данным AMSR–Е для указанных годов представлены на рис. 2. На рисунке верхние два ряда карт соответствуют годам с минимальной ледовитостью летом, два нижних – максимальной. Анализ полей скорости дрейфа и ледовитости показывает, что выбранный период осреднения полей является репрезентативным, поскольку все особенности формы областей СЛО, за-

нятых ледяным покровом в конце периода таяния, можно объяснить особенностями дрейфа льда в соответствующем году.

Как видно из рисунка, характерными чертами циркуляции льда в 2007 г., обусловившими форму области, занимаемой ледяным покровом, были ярко выраженный антициклонический круговорот в Канадской котловине, интенсивный Трансполярный дрейф вдоль хребта Ломоносова и ответвление влево от него вдоль восточного побережья Северной Земли в море Лаптевых.

В 2012 г. поле скорости дрейфа, за исключением района, прилегающего к восточному побережью Гренландии, характеризовалось наименьшими значениями модуля скорости. Это нашло свое проявление в обширных областях ледяного покрова пониженной сплоченности на его границах. Антициклонический круговорот в Канадской котловине практически отсутствовал. При этом существовали два слабых циклонических круговорота: один к северу от моря Лаптевых и другой вокруг о. Врангеля. В обоих круговоротах до конца периода таяния сохранились небольшие массивы льда. При этом в круговороте к северу от моря Лаптевых лед практически примыкал к кромке основного массива. В круговороте вокруг о. Врангеля лед наблюдался в виде изолированного массива, остаточные форма льда в котором просуществовали в низких широтах до начала замерзания в октябре 2012 г.

Для 2006 г. характерной чертой циркуляции льдов был циклонический круговорот к северо-востоку от мыса Арктический. Вдоль его северной периферии проходил достаточно интенсивный Трансполярный перенос, который частично отклонялся к архипелагу Земля Франца-Иосифа. Антициклонический круговорот в Канадской котловине был развит слабо. Во всех арктических морях доминировал выносной дрейф, причем потоки льда из Восточно-Сибирского и Чукотского морей сходились в районе меридиана 160° в.д. и формировали хорошо выраженный язык, выступающий из основного массива к югу вдоль этого меридиана. Второй изолированный язык был сформирован в море Бофорта на южной периферии антициклонического круговорота толстыми льдами, перенесенными от побережья Канадского архипелага.

В 2009 г. антициклонический круговорот в Канадской котловине был развит сильнее, чем в 2006 г., а циклонический круговорот к северо-востоку от мыса Арктический слабее. Трансполярный перенос был ослаблен и направлен не вдоль хребта Ломоносова, а пересекал его вдоль меридиана 75° в.д., после чего разделялся на две ветви, одна из которых шла в Баренцево море, а другая в пролив Фрама. Наиболее выраженной чертой ледяного массива в этом году был язык льда в море Бофорта, в центре антициклонического круговорота.

Из рис. 2 хорошо видно, что основные особенности циркуляции льда в СЛО определяются соответствующими полями атмосферного давления. Использование этих полей для дальнейшего анализа имеет ряд преимуществ по сравнению с полями дрейфа льда. Во-первых, поля атмосферного давления базируются на данных наблюдений, а не моделирования и поэтому не содержат в себе какие-либо систематические ошибки. Во-вторых, это скалярные поля, что значительно облегчает анализ.

Наиболее яркой особенностью полей атмосферного давления в годы с минимальной ледовитостью (2007 и 2012 гг.) в отличие от годов с максимальной ледовитостью (2006 и 2009 гг.) является существенно больший градиент давления между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген. Соответствует это и феноменологии исследуемого процесса. Действительно, пролив Фрама служит местом основного выноса льда из СЛО, а интенсивность этого выноса определяется преобладающими местными ветрами. На значимость этого фактора указывается в работе [Stroeve et al., 2012]. По мнению авторов, высокое давление над Гренландией и центральным Арктическим бассейном и низкое над Сибирью способствуют ускорению таяния льда в Тихоокеанском секторе СЛО за счет поступления относительно теплого воздуха с материка, а также усилению выноса льда через пролив Фрама. Именно такая конфигурация барического поля способствовала возникновению минимума ледовитости СЛО в 2007 г. В данной работе исследована роль только динамического фактора, но за весь период с 2001 по 2012 г.

На рис. 3 представлены минимальная ледовитость СЛО по данным NSIDC и разница давления между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген, осредненная за май–сентябрь каждого года. На рассматриваемом интервале времени (2001–2012 гг.) коэффициент корреляции между этими рядами равен –0,77. На этом же рисунке приведена кривая, построенная по уравнению множественной регрессии, связывающему ледовитость с разницей давления между Гренландией и Шпицбергеном и среднегодовой температурой:

$$L = 1,57 - 0,57\delta P - 0,3T_{00,75}$$

где L – ледовитость (млн км<sup>2</sup>),  $\delta P$  – средняя за май–сентябрь разница давления между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген (гПа),  $T_{90-75}$  – среднегодовая температура в широтном поясе 90–75° с.ш. (°С). Коэффициент корреляции ледовитости, рассчитанной по этой очень простой формуле, с наблюденной ледовитостью равен 0,79. Следует отметить и достаточно высокую корреляцию между температурой воздуха и градиентом давления (0,64), свидетельствующую о сложном взаимодействии полей температуры и атмосферного давления в северной полярной области, однако анализ этого взаимодействия лежит вне рамок данной работы.

Очень короткие ряды (12 реализаций) не позволяют использовать приведенную выше формулу для глобальных обобщений, но некоторые осторожные выводы в



Рис. 3. Минимальная ледовитость СЛО по данным NSIDC и уравнению регрессии, а также средняя за май–сентябрь разница давления между Гренландией и Шпицбергеном.
краткосрочной перспективе на ее основании сделать можно. Абсолютный минимум ледовитости СЛО, зафиксированный в сентябре 2012 г., был достигнут при самой большой разнице давления между Гренландией и Шпицбергеном (2,61 гПа), но не самой высокой среднегодовой температуре воздуха (-14,1 °C). Наибольшая среднегодовая температура за рассматриваемый период была зафиксирована в 2010 ледовом году и составляла –13.6 °C. Если исходить из принципа консервативности современного состояния климатической системы, то при сочетании самой большой разницы давления между Гренландией и Шпицбергеном и самой высокой температуры из наблюдавшихся за рассматриваемый период, мы получаем возможное уменьшение ледовитости СЛО еще на 0,15 млн км<sup>2</sup>, т.е. до величины порядка 3,5 млн км<sup>2</sup>. Если допустить, что тенденция к потеплению продолжится, то можем предположить повышение температуры в 2013 г. относительно температуры в 2012 г. на величину стандартного отклонения рассматриваемого ряда, равную 0.61 °C, т.е. получим температуру равную –13,5 °C, практически равную достигнутой в 2010 г. Каких-либо достоверных свидетельств об усилении активности атмосферных процессов у нас нет, поэтому и нет оснований предполагать увеличение разницы давления между Гренландией и Шпицбергеном. В то же время, если задать разницу давления на уровне 2009 г. (0.89 гПа), то при температуре 2012 г. мы получим увеличение ледовитости на 1 млн км<sup>2</sup>, т.е. порядка 4,6 млн км<sup>2</sup>. Таким образом, исходя из вышеприведенных выкладок, минимальная ледовитость СЛО в 2013 г. может уменьшиться до 3,5 млн км<sup>2</sup>, но, скорее всего, будет больше, чем в 2012 г.

Дрейф льда определяет не только форму и горизонтальные размеры ледяного массива, но и в значительной степени перераспределение толщин ледяного покрова на акватории СЛО. В недавно опубликованной работе [Laxon et al., 2013] были приведены данные обобщений спутниковых наблюдений Cryosat-2, свидетельствующие о значительном уменьшении толщины льда вдоль северных побережий о. Гренландия и Канадского архипелага (рис. 4 цвет. вклейки). Как видно из рисунка, результаты моделирования ледяного покрова, полученные с помощью модели *AARI-IOCM*, свидетельствуют о том же. Некоторое расхождение в толщинах льда между данными Cryosat-2 и модели может быть обусловлено как недостатками модели *AARI-IOCM* при описании реологии и термодинамики льда, так и погрешностью данных спутниковых наблюдений, обусловленной, например, некорректным учетом наличия на льду снежного покрова. Однако качественное совпадение можно констатировать.

Как известно, одной из главных целей численных экспериментов является выявление причин, обусловливающих сложные природные явления. Попробуем разобраться с причинами зафиксированного существенного уменьшения толщины льда вдоль северных побережий о. Гренландия и Канадского архипелага. На рис. 5 цвет. вклейки представлены средние за холодные периоды ледового года (октябрь 2006 г. – март 2007 г и октябрь 2011 г. – март 2012 г.) поля скорости дрейфа льда. Анализ рисунка позволяет заметить существенное различие в схемах циркуляции. В 2006–2007 гг. наблюдался нажимной для побережий о. Гренландия и Канадского архипелага дрейф льда, в то время как в 2011–2012 гг. дрейф льда происходил пре-имущественно вдоль побережий. Результат такой разницы в направлении дрейфа проявился в интенсивности образовании торосов у рассматриваемых побережий (рис. 5 *в*, *г* цвет. вклейки). Так, в 2007 г. непосредственно у побережья модельная концентрация торосов достигала 50 %, в то время как в 2012 г. не превышала 30 %

площади ледяного покрова. Согласно принятой в *AARI-IOCM* параметризации торосов постоянной толщиной 12 м это приводит к разнице в средней толщине льда порядка 2 м, что и было зафиксировано по данным Cryosat-2. Таким образом, выявленное резкое уменьшение толщины льда вдоль северных побережий о. Гренландия и Канадского архипелага является, в первую очередь, следствием межгодовой изменчивости циркуляции атмосферы, а не следствием потепления климата северной полярной области. Подтверждением данного вывода является и тот факт, что рассчитанные по модели толщины ровного льда в 2012 г. были не меньше, чем в 2007 г., а у побережья Гренландии даже больше (рис. 5  $\partial$ , *e* цвет. вклейки).

Дрейф льда оказывает влияние и на перераспределение толщин ровного льда, но в меньшей степени. На рис. 6 представлено распределение толщин ровного льда на 11 сентября 2007 г. Если анализировать этот рисунок совместно со схемой дрейфа льда (рис. 2), то можно заметить, что наименьшие толщины приурочены к зоне интенсивного Трансполярного дрейфа, который переносит лед, сформированный в более низких широтах. В то же время наибольшие толщины наблюдаются в областях с малыми скоростями дрейфа и в зонах замкнутых круговоротов, где лед дрейфует продолжительное время в области с пониженными температурами воздуха.

В заключение приведем пример возможности использования результатов моделирования для решения прикладных задач. Уменьшение площади многолетнего ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, происходящее в начале XXI в., с одной стороны, способствует организации круглогодичной навигации по трассе СМП и другой хозяйственной деятельности, с другой – обусловливает проблемы при организации дрейфующих станций «Северный полюс». Как известно, для нормального функционирования дрейфующей станции необходимо довольно много условий, главными из которых являются: наличие достаточно обширного ледяного



Рис. 6. Рассчитанное распределение толщин ровного льда (см) на 11 сентября 2007 г.

поля с толщиной ровного льда более 2 м, перспективы сохранности его по крайней мере в течение годового цикла работ на акватории СЛО и, желательно, дрейфа станции на минимальном удалении от территории Российской Федерации, обеспечивающем уменьшение логистических затрат. Для прогноза оптимального места организации осенью 2013 г. дрейфующей станции «Северный полюс-41» и определения положения дрейфующей станции «Северный полюс-40» на момент завершения ее работы был выполнен ряд численных экспериментов на модели *AARI-IOCM*.

Основной предпосылкой выполненных прогностических оценок является предположение, что циркуляционные процессы в атмосфере над северной полярной областью в 2013–2014 гг. будут подобны наблюдавшимся в первое десятилетие XXI века. Сценарии модельных экспериментов были построены следующим образом. Исходя из положения зоны многолетних льдов по данным последних наблюдений, были выбраны места возможной организации дрейфующей станции (рис. 7 цвет. вклейки).

Вычисления проводились на период с сентября 2000 г. по сентябрь 2012 г. При этом 20 сентября (обычное время организации и эвакуации дрейфующей станции) каждого модельного года для всех точек возможной организации дрейфующей станции рассчитывались траектории дрейфа льда до 20 сентября следующего года. Результаты вычислений для некоторых из рассчетных точек представлены на рис. 8 цвет. вклейки. На рисунке кроме изображенных разными цветами траекторий дрейфа для каждого из вышеописанных периодов приведены средняя и минимальная продолжительности безопасного дрейфа, за окончание которого был принят момент пересечения параллели 85° с.ш. в направлении пролива Фрама.

Как видно из рисунка, при организации дрейфующей станций севернее  $86^{\circ}$  с.ш. велика вероятность быстрого выноса станции в пролив Фрама, разрушения льдины и последующей вынужденной эвакуации экспедиционного состава. Наибольшая продолжительность дрейфа, следуя нашим расчетам, была бы при организации станции в районе с координатами  $84^{\circ}$  с.ш.,  $180^{\circ}$  в.д. В то же время при организации станции в указанном районе велика вероятность ее дрейфа в экономической зоне Канады, на максимальном удалении от территории Российской Федерации, в зоне сплоченных ледяных полей. Все это затруднило бы ее снабжение и эвакуацию в случае непредвиденных обстоятельств. Учитывая все вышесказанное, наиболее предпочтительными районами организации будущей станции, вероятно, являются районы с координатами  $86^{\circ}$  с.ш.,  $180^{\circ}$  в.д., для которых прогнозируемая средняя продолжительность дрейфа близка к одному году. В этом случае местоположение станции в период дрейфа и в момент его окончания обеспечивает достаточно простые операции по ее снабжению и эвакуации.

Кроме того, для планирования операций по снабжению и эвакуации дрейфующей станции «Северный полюс-40» были произведены расчеты ее возможного местоположения 15 апреля 2013 г. (смена сезонного состава) и 20 сентября 2013 г. (плановая эвакуация экспедиционного состава). Сценарии расчетов были подобны описанным выше, однако за начало дрейфа принималось фактическое положение станции 10 февраля 2013 г. Результаты расчетов приведены на рис. 9 цвет. вклейки.

К моменту написания статьи СП-40 уже достигла своего положения на 15 апреля, и ее фактическое положение отмечено на рис. 9*a*. Видно, что станция двигается несколько западнее наиболее вероятной траектории. Дрейф станции ближе всего к траекториям 2001 и 2006 гг. Расчет положения СП-40 на 20 сентября 2013 г. демонстрирует большой разброс результатов. Расстояние между крайними точками составляет порядка 1200 км, поскольку в апреле станция находится в районе с очень переменчивой динамикой (см. рис. 1). Она может быть вовлечена в антициклонический круговорот как в 2004, 2005, 2007, 2008 и 2011 гг. или начать двигаться в сторону пролива Фрама с достаточно большой скоростью, как это было 2001 и 2006 гг. В любом случае в период окончания дрейфа станция с большой долей вероятности будет находиться вблизи Канадского архипелага, а может и попасть в экономическую зону Канады.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научнотехнологического комплекса России на 2007–2013 годы» по Госконтрактам № 16. 515.11.5074, № 16.420.12.0002 и Российско-германской программы «Система моря Лаптевых».

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А. Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22–34.

Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012*a*. № 2 (92). С. 6–18.

Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // Проблемы Арктики и Антарктики. 20126. № 3 (93). С. 66–74.

*Кулаков М.Ю*. О новом подходе к моделированию циркуляции вод арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 55–62.

Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. Верификация данных NCEP/NCAR по результатам наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 88–96.

*Bekryev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A.* Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // J. Climate. 2010. Vol. 23. P. 3888–3906.

Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. doi:10.1002/grl.50193

*Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // Clim. Chang. 2012. Vol. 110 (3–4). P. 1005–1027.

#### M.YU.KULAKOV, A.P.MAKSHTAS

# THE ROLE OF ICE DRIFT IN FORMATION OF SEA ICE COVER IN THE ARCTIC OCEAN AT THE BEGINNING OF XXI CENTURE

Based on the results of numerical experiments with couple sea ice- ocean model AARI-IOCM and data of surface air temperature and sea level pressure fields from NCEP/NCAR reanalysis the assessment of the role of ice drift in formation of sea ice cover peculiarities in the Arctic Ocean during 2001–2012 years is performed. Prognostic evaluations of optimal positions for organization of future drifting station «North Pole-41» are presented.

Keywords: Arctic Ocean, sea ice, drift, air temperature, dynamic-thermodynamic model.

УДК 551.515.7

Поступила 26 августа 2011 г.

# ПОЛЯРНЫЕ МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ЦИКЛОНЫ В АТМОСФЕРЕ НАД БАРЕНЦЕВЫМ И КАРСКИМ МОРЯМИ

канд. геогр. наук Э.И.ЛУЦЕНКО, канд. физ.-мат. наук В.Е.ЛАГУН

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

В статье представлены сведения об уникальном природном явлении в атмосфере Арктики – полярных мезомасштабных циклонах (ПМЦ). Обнаруженные и документально описанные в середине XX в. благодаря развитию спутникового зондирования атмосферы, полярные мезоциклоны привлекают пристальное внимание метеорологов, климатологов, океанологов, работников морского транспорта и специалистов по промышленному освоению арктического шельфа. Прикладной интерес к ПМЦ связан прежде всего с необходимостью прогноза возможного возникновения опасных явлений погоды и их воздействия на объекты хозяйственной инфраструктуры и морские транспортные средства.

Приводятся данные об условиях погоды, периоде существования, скоростях перемещения и механизмах формирования ПМЦ. Описаны особенности годового хода и межгодовой изменчивости параметров полярных мезоциклонов, и дана оценка возможности их прогнозирования.

Наиболее подробно характеризуются ПМЦ в районе Баренцева моря. Описание процессов мезомасштабного циклогенеза над Карским морем из-за недостатка исходных материалов ограничено анализом отдельных случаев образования ПМЦ.

Ключевые слова: полярные мезомасштабные циклоны, мезомасштабный циклогенез, погодные условия, климатический режим.

#### введение

Значительный интерес, проявляемый в метеорологии к интенсивным мезоциклонам, определяется, в первую очередь, связанными с ними внезапными и резкими ухудшениями погоды, а также возможной ролью этих вихрей в формировании глубинных водных масс в районах частого мезомасштабного циклогенеза. ПМЦ образуются, как правило, в холодный период года при смещении арктического холодного воздуха на свободную ото льда относительно теплую морскую поверхность. Размеры этих мезовихрей незначительны по сравнению с внетропическими циклонами и составляют от нескольких десятков до нескольких сотен километров, характерный масштаб большинства мезовихрей такого типа находится в пределах 200–600 км [Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, 2003].

В Северном полушарии областью наиболее активного мезомасштабного циклогенеза является акватория Северо-Европейского бассейна. Значительные межширотные термические контрасты в приводном слое, усиленные близостью массива дрейфующих льдов и проникновением теплых атлантических вод на север, в сочетании с интенсивным тропосферным переносом создают условия для развития бароклинной неустойчивости в этом регионе в холодное время года. Основными источниками энергии при образовании и развитии полярных мезоциклонов являются турбулентные потоки тепла и влаги от морской поверхности. Процессы мезомасштабного циклогенеза в Северном полушарии характерны также для акваторий Канадской Арктики [Hanley, Richards, 1991], Карского [Lagun, Loutsenko, 1999] и Чукотского [Businger, 1987] морей, а также северной части Тихого океана [Гурвич и др., 2008].

Поскольку размеры полярных мезоциклонов незначительны по сравнению с крупномасштабными барическими образованиями, а срок их жизни в большинстве случаев составляет менее суток, они не всегда обнаруживаются на синоптических картах, что усугубляется недостатком стандартных метеорологических наблюдений в высоких морских широтах. Задача обнаружения ПМЦ упростилась с появлением данных спутниковых наблюдений облачного покрова и радиофизических измерений, что способствовало активизации исследования этих образований.

Интенсивные ПМЦ вызывают экстремальные погодные явления – штормовые волнение и ветер, обледенение судов и сооружений, снежные заряды с ухудшением видимости. Штормовая ситуация развивается обычно внезапно за короткий период. Особенности строения и эволюции этих циклонических возмущений создают существенные трудности при их прогнозировании.

Первое научное сообщение о ПМЦ принадлежит Д.Харлею [Harley, 1960]. В ранних исследованиях предполагалось, что основной причиной их возникновения является термическая неустойчивость. Затем была отмечена значительная роль бароклинно-неустойчивых возмущений [Harrold, Browning, 1969] и конвективных режимов [Reed, 1979] в процессе формировании ПМЦ.

В более поздних работах уточнены основные характеристики ПМЦ [Zahn, von Storch, 2008], изучены условия их формирования в связи с крупномасштабными атмосферными процессами [Kolstad et al., 2008], выполнено моделирование динамики ПМЦ [Zahn, von Storch, 2008] и оценены возможности прогнозирования их развития [Noer, Ovhed, 2003; Zahn et al., 2008].

В научных публикациях для обозначения полярных мезоциклонов принято употребление таких терминов, как «polar lows», «arctic low», «arctic hurricane» и другие. В работе [Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, 2003, с. 9] приводится классическое определение полярного мезовихря: «Polar lows – это небольшие, но очень интенсивные морские циклоны, которые формируются к северу от положения главной бароклинной зоны (полярный фронт или другие обширные бароклинные зоны). Горизонтальные размеры polar lows располагаются в диапазоне около 200–1000 км, скорость приземного ветра достигает штормовой силы».

Заметим, что измерение скорости ветра и других погодных характеристик в ПМЦ при отсутствии данных стандартных метеорологических наблюдений на обширных арктических акваториях зачастую невыполнимо. Интенсивность ПМЦ можно определить качественно по структуре и степени яркости изображения облачных вихрей на спутниковых снимках. Ограничение минимальных размеров этих образований значением 200 км можно считать достаточно условным, в категорию polar lows включались также облачные мезовихри начиная с диаметра 100 км [Forbes, Lottes, 1981].

Весь спектр мезомасштабных циклонических облачных вихрей, формирующихся при вторжении холодного приполярного воздуха на свободную ото льда морскую поверхность, в зарубежных источниках объединяется термином «cold air vortices» [Parker, 1997], но в процессе их развития могут участвовать разные механизмы. Полярные мезоциклоны выделяются из этой группы как интенсивные вихри, способные генери-



Рис. 1. Облачные вихри внетропического окклюдированного циклона (А) и полярного мезомасштабного циклона (В) на снимке ИСЗ NOAA-10 22 декабря 1988 г. 8 ч 52 мин.

ровать штормовые погодные явления. При сравнении с внетропическими циклонами полярные мезоциклоны, кроме относительно небольших размеров и короткого срока жизни, характеризуются и другими отличительными свойствами. Это отсутствие облачных структур фронтальных разделов на спутниковых изображениях мезовихрей, неспособность их к процессу регенерации, а также быстрая деградация вихрей при смещении на сушу или ледовую поверхность. Соотношение линейных размеров облачных вихрей полярнофронтового циклона и ПМЦ можно оценить на рис. 1.

Традиционно выделяют два основных типа облачных вихрей ПМЦ [Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, 2003] – в виде спирали и запятой (см., например, рис. 4 *a*,  $\delta$ ), хотя встречаются и другие более сложные облачные структуры мезовихрей [Мохов и др., 2007]. Также возможны ситуации, когда в процессе эволюции облачный мезовихрь в форме запятой трансформируется в спиралевидный.

Установлены следующие предварительные условия для возможного развития мезомасштабного циклона [Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, 2003]:

1. Перемещение арктического воздуха с ледовой поверхности на относительно теплую морскую поверхность. В Баренцевом море это чаще всего происходит после прохождения крупномасштабного циклона и установления северного переноса.

2. Разность температур воздух-вода должна быть около 20 °С.

3. Формирование бароклинной зоны вдоль ледовой кромки или в холодном воздушном потоке.

4. Формирование повышенной конвекции в холодном воздухе. Это может быть конвергенция, усиление бароклинности или горизонтальный сдвиг потока.

5. Формирование в результате затока холодного воздуха над обширными акваториями в подынверсионном слое упорядоченной конвекции, индикатором которой являются облачные линии повышенной конвекции и поля открытых конвективных облачных ячеек.

6. Приближение на уровне 500 гПа холодной ложбины или холодного циклонического ядра (отрицательная аномалия температуры воздуха в верхней тропосфере). 7. Приближение струйного течения.

8. Циклоническая завихренность крупномасштабного потока.

В настоящей работе рассмотрены особенности распределения и временной изменчивости параметров полярных мезоциклонов над Баренцевым и Карским морями за многолетний период.

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЯРНЫХ МЕЗОЦИКЛОНОВ

Исходные материалы. Анализ характеристик полярных мезоциклонов, включая климатический режим, проводился по имеющимся эмпирическим данным ежесуточных спутниковых наблюдений за облачностью, полученных с пунктов приема на дрейфующих станциях «Северный полюс» и в ААНИИ за период 1981–2002 гг. [Lagun, Loutsenko, 1999; Мохов и др., 2007]. Зона обзора со спутника включала моря Баренцева и Карское, а также часть акватории Норвежского и Гренландского морей. Исходная информация представлена фототелевизионными изображениями облачности в инфракрасном и в видимом диапазоне, полученными со спутниковых систем «NOAA»» и «Метеор».

Для расчета режимных характеристик использовались материалы за период 1981–1995 гг. как наиболее репрезентативные. В результате обработки данных спутниковых наблюдений был создан каталог, содержащий 491 случай образования облачных мезовихрей, представленный в [Луценко, Лагун, 2010].

При анализе процессов мезомасштабного циклогенеза, кроме спутниковых данных об облачности, использовались четырехсрочные в сутки синоптические карты и карты барической топографии из архива ААНИИ.

Линейные размеры. Понятие пространственного масштаба ПМЦ обычно связано с линейным размером (диаметром) его облачного вихря. Диаметр соответствующей локальной области пониженного давления на уровне моря, ограниченной условной замкнутой изолинией, не всегда можно определить из-за недостатка данных метеонаблюдений в высокоширотных акваториях. Горизонтальные размеры спиралевидных облачных мезовихрей обычно определяются по диаметру внешней облачной спирали, а размеры мезоциклона в форме запятой – по горизонтальной протяженности облачного массива в головной части вихря. Средний размер ПМЦ в форме запятой оценен равным 176 км, а в форме спирали – 283 км [Мохов и др., 2007]. Максимальный размер облачного вихря ПМЦ по наблюдениям 1981–2002 гг. составил 700 км.

Продолжительность существования. Характерной чертой ПМЦ является короткий срок существования по сравнению с крупномасштабными циклонами. По данным [Polar Lows Project, 1986] средняя продолжительность жизни ПМЦ составляет 15 ч. В работе [Businger, Reed, 1989] приводятся сведения по 61 случаю образования ПМЦ. Из них 32 мезовихря жили менее 12 ч, 17 ПМЦ – от 12 до 24 ч, 9 ПМЦ – от 24 до 36 ч, 2 ПМЦ – от 36 до 48 ч и только один просуществовал более 48 ч.

Быстрое ослабление ПМЦ наступает при его смещении над ледяной поверхностью или при приближении к суше, так как при этом отсекается основной источник энергии, но, если облачный мезовихрь малоподвижен и остается над водой, он может сохраняться относительно долго – более двух суток.

Направление и скорость перемещения. Полярные мезовихри над Баренцевым морем обычно образуются в холодном северном потоке. Из-за незначительного вертикального развития мезовихрей ведущий их поток часто может располагаться на уровне 850–700 гПа – ниже основного формирующегося переноса [Businger, Reed,



Рис. 2. Облачный вихрь интенсивного полярного мезоциклона в районе Баренцева моря (показан стрелкой) на снимке ИСЗ «Метеор-З» 9 апреля 1993 г. 10 ч 12 мин (*a*), его положение в поле давления на уровне моря за 6 ч 9 апреля 1993 г. и траектория перемещения 8–10 апреля 1993 г. (*б*).

1989]. В большинстве случаев ПМЦ перемещаются на юг к побережью Скандинавии или в юго-восточном и реже в восточном направлении, достигая иногда акватории Карского моря. Зарегистрированная максимальная протяженность траектории ПМЦ составила 2800 км [Polar Lows Project, 1986]. Скорость перемещения ПМЦ определяется сложившейся синоптической ситуацией, обычными являются значения 10-30 км/ч. На рис. 2 показано перемещение интенсивного полярного мезоциклона, образовавшегося к юго-востоку от Шпицбергена вблизи границы дрейфующих льдов. Мезовихрь с хорошо развитой плотной облачной структурой спиралевидной формы (см. рис. 2a) смещался в восточном направлении в течение двух суток в соответствии с направлением интенсивного воздушного переноса в нижней половине тропосферы (см. рис. 2b) и, достигнув акватории Карского моря, разрушился над западным побережьем полуострова Таймыр.

Протяженность траектории перемещения ПМЦ составила около 2400 км при средней скорости около 40 км/час. Процесс его развития сопровождался штормовой погодой, срок жизни составил более двух суток.

Облачные мезовихри небольших размеров обычно малоподвижны, малоподвижными могут быть и интенсивные ПМЦ.

Давление на уровне моря. Определение давления на уровне моря в центре мезомасштабных циклонов зачастую является невыполнимой задачей из-за отсутствия данных метеонаблюдений, поэтому нет достоверных статистических характеристик этого параметра. Обычно экстремальные значения давления в интенсивных ПМЦ менее значительны, чем в хорошо развитых внетропических циклонах. Облачные мезовихри небольших размеров (до 100 км в диаметре) зачастую не отображаются в поле давления. В некоторых случаях это свойственно и интенсивным ПМЦ. В работе [Бухаров, Геохланян, 2000] описан случай спутникового наблюдения облачного вихря интенсивного полярного мезоциклона в Баренцевом море, который не прослеживался в структуре приземного термобарического поля. При этом максимальная скорость приводного ветра в этом ПМЦ, рассчитанная по данным РЛСБО с ИСЗ «Океан», составила 30–35 м/с. Погодные условия. Известны случаи вхождения судов в зону действия штормовых полярных мезоциклонов. Обычно это неспрогнозированное внезапное и резкое ухудшение погоды. В такую ситуацию в западной части Баренцева моря у ледовой кромки попало ледокольное судно [Businger, Baik, 1991]. При ясной и холодной погоде произошло быстрое натекание плотной облачности, ветер, вначале слабый, северный, перешел к юго-западному и усилился до 32 м/с при волнении высотой 9 м. При сильном снегопаде ухудшилась видимость, палуба судна покрылась толстым слоем льда.

Подобное состояние погоды возможно при очень интенсивных ПМЦ, можно полагать, что продолжительность шторма в соответствии с масштабами и сроком жизни мезоциклона обычно ограничивается несколькими часами. По данным [Бухаров, Геохланян, 2000] максимальная скорость ветра (25–35 м/с) наблюдалась в сравнительно небольшой по размерам (примерно 50×100 км) части ПМЦ. Осадки и облачные системы ПМЦ могут простираться на расстояние 100–150 миль и по вертикали до 3 км [Parker, 1997].

В работе [Polar Lows Project, 1986] приводятся характеристики погоды по материалам 203 случаев образования интенсивных мезоциклонов. Характерный диапазон скорости ветра по этим наблюдениям составил 18–25 м/с. Зарегистрированное максимальное значение – 35 м/с.

Для ПМЦ характерны также интенсивные снегопады с экстремальным ухудшением видимости.

Ветровое волнение. Незначительные размеры и короткий срок жизни ПМЦ лимитируют возможность генерации экстремальных высот волн. Значительное волнение может развиться при совпадении направления ветра с направлением перемещения интенсивного мезовихря. В таких случаях ПМЦ сопровождается локализованной областью волнения с острым фронтом и зоной роста высоты волн. Ветровое волнение быстро спадает при замедлении движения или деградации мезоциклона. При малоподвижном ПМЦ даже в случае экстремальных значений скорости ветра волнение не достигает предельных значений. Зафиксирован случай, когда при скорости ветра 35 м/с в малоподвижном полярном мезоциклоне высота волнения составила всего 5,5 м [Dysthe, Harbitz, 1987].

По данным 134 наблюдений волнения с судна погоды AMI (71,5° с.ш., 19,5° в.д.) [Polar Lows Project, 1986] в 65 % случаев высоты волн составили 2–5 м, в 25 % – более 5 м. Волна высотой 11 м наблюдалась при скорости ветра 26 м/с. По другим данным [Polar Lows Project, 1986] при наблюдении 50 случаев ПМЦ средняя высота волн составила 4–8 м, в трех случаях более 10 м, максимальная – 10,5 м.

Из приведенных данных о погодных условиях следует, что интенсивные ПМЦ являются существенным препятствием в хозяйственной деятельности, но нет оснований преувеличивать исходящую от них штормовую угрозу. Экстремальные погодные условия в полярно-фронтовых циклонах бывают более жесткими и продолжительными.

Ниже приводится краткое описание основных механизмов образования циклонических мезовихрей в холодном воздухе над морской поверхностью (см. также [Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, 2003].

Бароклинная неустойчивость. Динамическая волновая неустойчивость атмосферного потока с широтным градиентом температуры (и, следовательно, с вертикальным градиентом скорости ветра) в поле силы Кориолиса. Источником энергии растущих возмущений в таком потоке служит доступная потенциальная энергия. Термическая конвекция (тепло- и влагообмен с подстилающей поверхностью). При перемещении с ледовой на теплую морскую поверхность холодная и сухая воздушная масса насыщается теплом и влагой. Быстрое образование облачности с выделением скрытого тепла может привести к развитию глубокой конвекции и образованию интенсивного мезоциклона. При этом средняя разность температур воздуха над этими поверхностями должна составлять около 20°.

Баротропная неустойчивость. Динамическая волновая неустойчивость бездивергентного потока, связанная с горизонтальным сдвигом ветра. Могут образоваться так называемые вихри сдвига (shear vortex) незначительных размеров, которые при соответствующих дополнительных условиях на верхних уровнях могут трансформироваться в ПМЦ. Кинетическая энергия баротропных возмущений возрастает за счет кинетической энергии основного переноса.

Условная неустойчивость второго рода. Для гидродинамического описания развития мезоциклона и его конвективных систем используется концепция так называемой условной неустойчивости второго рода (conditional instability of the second kind – CISK). Эта концепция впервые была предложена для описания развития тропических циклонов, но впоследствии она была применена также и для полярных мезоциклонов. Сущность этой концепции состоит в представлении о взаимодействии и взаимном усилении возмущений двух различных масштабов: глубокой влажной конвекции и циклонического вихря (полярной депрессии). Последний играет роль начального возмущения и не имеет, как циклонические вихри средних широт, источников энергии в крупномасштабном потоке. Вихрь привносится извне и может быть следствием бароклинной неустойчивости (которая имела место в области возникновения этого возмущения), орографических влияний и других факторов. Присутствие циклонической циркуляции обусловливает конвергенцию воздуха к центру, где развивается мощная конвекция в условно-неустойчивом воздухе с выделением тепла, происходит взаимное усиление циклонической циркуляции и конвекции, в результате чего развивается интенсивный мезоциклон.

Важнейшая особенность условной неустойчивости второго рода, в отличие от бароклинной неустойчивости, состоит в том, что источником ее энергии является выделение скрытого тепла при глубокой конвекции, а не кинетическая либо потенциальная энергия основного потока. Существует мнение, что этот механизм может способствовать образованию ПМЦ, но не является основным.

Циклогеострофичность интенсивных полярных мезоциклонов показана в [Мохов и др., 2007] с помощью оценки относительного вклада циклострофического и геострофического компонентов в уравнение движения. В связи с близостью в высоких широтах силы Кориолиса и центробежной силы (при значениях числа Россби (Ro) близком к единице) полярные мезоциклоны занимают промежуточное положение между геострофическими (Ro << 1) и циклострофическими (Ro = >>1) вихрями.

Холодные высотная ложбина или циклоническое ядро на верхних уровнях. Предполагается, что при всех видах неустойчивости, развивающейся в холодном воздухе, сместившемся на морскую поверхность, для образования интенсивных мезомасштабных циклонов необходим форсирующий механизм, каким является наличие холодной ложбины или холодного циклонического ядра на уровне 500 гПа с температурой ниже -40 °C [Rasmussen, Cederskov, 1994].

Ниже рассмотрены примеры и многолетняя статистика ПМЦ над Северо-Европейским бассейном.

# КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПАРАМЕТРОВ ПОЛЯРНЫХ МЕЗОЦИКЛОНОВ

Пространственное распределение повторяемости полярных мезоциклонов над акваторией Северо-Европейского бассейна за период 1981–1995 гг. (рис. 3*a*) обнаруживает сходство с тепловыми свойствами подстилающей морской поверхности, включая такие характеристики, как температура поверхностного слоя и теплообмен между океаном и атмосферой. Наибольшая концентрация облачных мезовихрей от-



Рис. 3. Климатические параметры полярных мезоциклонов над акваторией Северо-Европейского бассейна для периода 1981–1995 гг.: *а* – пространственное распределение ПМЦ (три градации соответствуют числу случаев от *l* до *3*) [Мохов и др., 2007]; *б* – внутригодовое изменение повторяемости (количества циклоно-дней в году); *в* – распределение количества ПМЦ по размерам; *г* – межгодовая изменчивость повторяемости (количества циклоно-дней в году).

мечается между Северной Норвегией и о. Медвежий – районе наибольших широтных термических контрастов в приводном слое атмосферы. Примечательной деталью является относительно низкая повторяемость мезовихрей около меридиана 40° в.д., где локализуются холодные воды. В общих чертах можно отметить соответствие этой картины с ранее полученными подобными результатами для этого региона за период 1971–1984 гг. [Polar Lows Project, 1986].

Внутригодовая изменчивость. На рис. Зб показано распределение по месяцам суммарного числа дней с ПМЦ в атмосфере Северо-Европейского бассейна за период 1981–1995 гг.

Максимальная повторяемость ПМЦ приходится на декабрь, второй максимум отмечается в апреле. Наличие вторичного весеннего максимума, очевидно, характерно как для этого региона, что подтверждается в [Polar Lows Project, 1986], так и для акватории Канадской Арктики [Parker, 1997], где кроме основного зимнего максимума отмечается высокая повторяемость мезоциклонов в марте. В холодный период года полярные мезоциклоны проявляются над Баренцевым морем в среднем в течение 1–2 дней в месяц (см. рис. 36). Вышеуказанные особенности сезонной изменчивости параметров мезовихрей наблюдаются в различных районах Арктики.

Пространственный масштаб. Распределение суммарного количества ПМЦ в зависимости от их размера представлено на рис. 3*в*. Из анализа рис. 3*в* следует, что наиболее часто в районе исследований появляются мезовихри с характерным масштабом от 50 до 200 км.

Межгодовая изменчивость. На рис. Зг представлены межгодовые изменения общего числа ПМЦ, а также отдельных их типов в виде спирали и запятой над акваторией Северо-Европейского бассейна для периода 1981–2002 гг. На фоне достаточно больших вариаций числа циклоно-дней с интервалами между максимумами около 5–6 лет общих тенденций изменения не выявлено. Наибольшая повторяемость ПМЦ отмечена в 1988 г. с вторичными максимумами в 1982 и 1993 гг., что согласуется с максимумами повторяемости внетропических циклонов в Северном полушарии [Лагун, Язев, 1994]. Минимальные значения получены для 1983 г. и 1989 г.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЙ ЦИКЛОГЕНЕЗ НАД КАРСКИМ МОРЕМ

Полярные мезоциклоны над Карским морем были впервые обнаружены сравнительно недавно [Луценко, 1999]. Невысокое качество имеющихся материалов и частые пропуски спутниковых наблюдений облачности по этому району исключали возможность регистрации всех мезовихрей и получения статистических параметров, поэтому характеристика процессов мезомасштабного циклогенеза ограничена анализом отдельных случаев образования ПМЦ.

По сравнению со смежным Баренцевым морем гидрометеорологические условия, характерные для Карского моря в холодное время года, менее благоприятны для формирования мезомасштабных циклонов, так как здесь значительно ослаблен приток теплых атлантических вод и только северо-западная часть его акватории в незначительной степени подвержена их влиянию. В среднем в холодное время года с ноября по апрель Карское море полностью покрыто дрейфующими льдами и только в сентябре и октябре – частично. Поэтому период возможного развития процессов мезомасштабного циклогенеза здесь ограничен.

Нижеследующий пример демонстрирует возможность образования интенсивных полярных мезоциклонов над северной частью акватории Карского моря. Формирова-



Рис. 4. Облачные вихри интенсивных полярных мезоциклонов (показаны стрелками) в северной части Карского моря на снимке ИСЗ NOAA-14 12 октября 1999 г. 8 ч 36 мин (*a*) и в южной части Карского моря на снимке ИСЗ NOAA-10 28 декабря 1988 г. 8 ч 43 мин (*б*).

ние такого мезовихря происходило в октябре вблизи кромки льда при северо-западном переносе в нижней тропосфере. Горизонтальный размер облачного вихря хорошо выраженной спиралевидной формы, частично располагавшегося над молодым льдом, составил около 500 км (см. рис. 4*a*). На уровне моря полярному мезоциклону соответствовал довольно высокий фон давления (около 1020 гПа) без явных признаков циклонической завихренности. Из-за отсутствия данных метеонаблюдений не было возможности оценить состояние погоды. В течение суток наблюдалось медленное перемещение мезовихря в юго-восточном направлении и разрушение его облачной структуры.

Отдельные случаи мезомасштабного циклогенеза в период ледообразования отмечались также в центральной и южной части Карского моря в районе границы лед–вода при северных воздушных потоках в нижней половине тропосферы. Такие процессы сопровождались понижением атмосферного давления и штормовым ветром с выпадением осадков.

Зарегистрированы ситуации, когда активные полярные мезоциклоны перемещались в район Карского моря с акватории Баренцева моря. Процесс образования такого рода ПМЦ наблюдался у юго-западной оконечности Новой Земли вблизи кромки морского льда при северо-западном переносе в нижней тропосфере. В дальнейшем сформировавшийся в форме запятой облачный мезовихрь (см. рис.  $4\delta$ ), хорошо выраженный в поле приземного давления и ветра, переместился на Карское море со средней скоростью около 40 км/ч.

В начальной стадии процесса падение давления на уровне моря составило 6,8 гПа за три часа, ветер усилился до 25 м/с. Известны и другие случаи, когда интенсивные ПМЦ, образовавшиеся в районе Баренцева моря, преодолев о. Новая Земля, выходили на акваторию Карского моря (см. рис. 2).

Есть основания предполагать, что образование полярных мезоциклонов непосредственно над Карским морем наиболее вероятно в период формирования здесь ледяного покрова. Очевидно, частота этих событий здесь незначительна по сравнению с основной областью мезомасштабного циклогенеза Северного полушария – морями Северо-Европейского бассейна.

## ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛЯРНЫХ МЕЗОЦИКЛОНОВ

Низкая предсказуемость – одна из основных проблем полярных мезоциклонов. Объективные трудности прогноза возникновения ПМЦ определяются их характерными особенностями (незначительные размеры и короткий срок жизни), усугубляются дефицитом данных стандартных метеорологических наблюдений на арктических акваториях и не всегда имеющейся возможностью оперативного получения спутниковой информации с достаточным временным разрешением.

На первом этапе прогноз образования ПМЦ основывается на общем прогнозе синоптического положения. Прогнозирование затока холодного воздуха на морскую поверхность в приполярных широтах хорошо оправдывается в краткосрочном прогнозе (72 ч) Европейского центра (ECMWF). В работе [Polar Lows Project, 1986] определены следующие условия возможного образование ПМЦ:

- температура на поверхности 500 гПа должна быть ниже -35°;

 – направление ветрового потока на поверхности 1000 гПа должно быть в пределах северной четверти горизонта;

поступающая воздушная масса должна быть холоднее относительно окружающего воздуха в тех же широтах.

Качество прогноза ПМЦ повышается при совместном использовании спутниковых наблюдений и мезомасштабных численных моделей. При этом необходимы данные о состоянии нижней и верхней атмосферы для определения интенсивности ПМЦ.

Наиболее простой метод прогноза образования ПМЦ над Северо-Европейским бассейном [Polar Lows Project, 1986] базируется на следующих основных критериях-предикторах:

- имеется адвекция холодного арктического воздуха на морскую поверхность;

- толщина слоя 850-500 должна быть менее 4000 м;

 – кривизна изолиний на уровнях 500 и 700 гПа должна быть циклонической или нейтральной.

Было дано 137 прогнозов по этой методике с использованием численной модели с разрешением 50 км, 94 из них показали образование ПМЦ, но оправдалось лишь 40.

Очевидно, этих данных недостаточно для более точного прогноза.

При наличии необходимой информации возможен сверхкраткосрочный прогноз (до 12 ч) образования ПМЦ в Баренцевом море по следующим признакам:

- установившийся северный перенос в нижней тропосфере;

 – формирование над водной поверхностью облачных гряд повышенной конвекции;

– падение атмосферного давления, не обусловленное влиянием внетропического циклона или фронта;

- развитие конвективной облачности;

- усиливающийся снегопад;

- усиление ветра, обычно с изменением направления;

– начало формирования облачной спирали.

Сильная конвергенция на нижних уровнях и дивергенция на высоких при развивающемся мезоциклоне может способствовать усилению скорости ветра до ураганной [Polar Lows Project, 1986].

Для прогноза перемещения ПМЦ применим метод экстраполяции. Если прогностическая траектория перемещения мезовихря направлена на сушу или ледяную поверхность, следует ожидать его скорой деградации. В большинстве случаев разрушение интенсивного ПМЦ происходит за период менее суток.

Развитие наблюдательской сети на морских акваториях, учащенные радиозондовые наблюдения на метеостанциях, систематические спутниковые наблюдения и прогресс в мезомасштабных численных моделях – необходимые условия для совершенствования методов прогноза ПМЦ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для статистического анализа параметров атмосферных мезоциклонов над морями Российской Арктики по данным спутниковых изображений облачного покрова создан календарь уникальных явлений мезомасштабного циклогенеза за многолетний период (1981–2002 гг.), практическое значение которого связано с необходимостью прогноза возможного возникновения опасных явлений погоды и их воздействия на объекты хозяйственной инфраструктуры и морские транспортные средства.

2. Оценка условий погоды, повторяемости, периоде существования, пространственного масштаба и скорости перемещения выполнена для двух основных типов полярных мезоциклонов в форме спирали и запятой.

3. В годовом ходе наибольшая повторяемость полярных мезоциклонов отмечена в декабре, а вторичный максимум – в апреле. В зимний сезон полярные мезоциклоны образуются над Баренцевым морем в течение 1–2 дней в месяц.

Распределение суммарного количества ПМЦ в зависимости от их размера представлено на рис. 3*в*. Из анализа рис. 3*в* следует, что наиболее часто в районе исследований появляются мезовихри с характерным масштабом от 50 до 200 км.

4. Наиболее часто над Северо-Европейским бассейном формируются атмосферные мезовихри с характерным размером от 50 до 200 км.

5. Межгодовые изменения общего количеств полярных мезоциклонов, а также мезовихрей в форме спирали и запятой над акваторией Северо-Европейского бассейна не содержат выраженной тенденции. Наибольшая повторяемость ПМЦ отмечена в 1988 г. с вторичными максимумами в 1982 и 1993 гг. Минимальные значения получены для 1983 г. и 1989 г.

6. Для совершенствования методов прогноза мезомасштабного циклогенеза над окраинными арктическими морями необходимо дальнейшее развитие наблюдательской сети на морских акваториях, учащенные радиозондовые наблюдения на метеостанциях, систематические спутниковые наблюдения, построение схемы регионального реанализа и прогресс в мезомасштабных численных моделях.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бухаров М.В., Геохланян Т.Х.* Статистический анализ приводного ветра по спутниковым радиолокационным измерениям при мезоциклоне над Баренцевым морем // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 101–108.

*Гурвич И.А., Митник Л.М., Митник М.Л.* Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными морями: исследование на основе спутниковых микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2008. № 5. С. 58–73.

*Лагун В.Е., Язев А.И.* Глобальное распределение и временная изменчивость параметров циклонических возмущений в атмосфере // Доклады РАН. 1994. Т. 334. № 5. С. 642–645.

*Луценко Э.И.* Мезомасштабный циклогенез над арктическими морями по спутниковым наблюдениям // Труды ААНИИ. 1999. Т. 441. С. 202–213.

*Луценко Э.И., Лагун В.Е.* Полярные мезомасштабные циклонические вихри в атмосфере Арктики: Справочное пособие. СПб.: ААНИИ, 2010. 95 с. URL: www.aari.ru/projects/mesocyclone/ mez\_arc.pdf [дата обращения 13.05.2013].

*Мохов И.И., Акперов М.Г., Лагун В.Е., Луценко Э.И.* Интенсивные арктические мезоциклоны // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 291–297.

*Businger S.* The synoptic climatologi of polar low outbreaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea // Tellus. 1987. Vol. 39A. P. 307–325.

*Businger S., Baik J.J.* An Arctic hurricane over the Bering Sea // Mon. Wea. Rev. 1991. Vol. 119. P. 2293–2322.

*Businger S., Reed R.* Cyclogenesis in cold air masses // Weather and Forecasting. 1989. Vol. 4. № 2. P. 133–156.

Dysthe K.B., Harbitz A. Big waves from polar lows? // Tellus. 1987. Vol. 39A. P. 500-508.

*Forbes G.S., Lottes W.D.* Classification of mesoscale vortices in polar aistreams and the influense of the large-scale environment on their evolutions // Tellus. 1985. Vol. 37A. P. 132–155.

*Hanley D., Richards W.G.* Polar Lows in Atlantic Canadian Waters 1977–1989 // Report MAES 2-91. 1991. Scientific Services Division, Atlantic Region, Atmospheric Environment Service. Downsview, Ontario. 1991. Vol. 2. P. 112/

Harley D.G. Frontal contour analysis of a «polar low» // Meteorol. Mag. 1960. Vol. 89. P. 146-147.

*Harrold T.W., Browning K.A.* The polar low as a baroclinic disturbanse // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1969. Vol. 95. P. 710–723.

*Kolstad E., Bracegirdle T.J., Seierstad I.A.* Marine cold-air outbreaks in the North Atlantic: Temporal distribution and associations with large scale atmospheric circulation // Climate Dynamics. 2008. doi: 10.1007/s00382-008-0431-5.

Lagun V.E., Loutsenko E.I. Classification of the Polar mesoscale vortex distribution over North-European basin // IUGG XX11 General Assembly. Abstracts. Birmingham. UK. 1999. P. A82. URL: www.bham.ac.uk/IUGG99 [дата обращения 13.05.2013].

*Lagun V.E., Loutsenko E.I.* Diagnostic study of the extraordinal polar low development event Kara Sea // Geophysical Research Abstracts. XXIV General Assembly of the EGS Society. Suppliment A. The Hague, The Netherlands. 1999. April 19–23.Vol. 1. P. 201.

*Noer G., Ovhed M.* Forecasting of polar lows in the Norwegian and the Barents Sea / Paper presented at the 9th Meeting of the EGS Polar Lows Working Group // Eur. Geophys. Soc. Cambridge. U.K. 2003. 15 p. URL: www.uni-trier.de/index.php?id=28161#c60628 [дата обращения 13.05.2013].

*Parker N.* Cold air vortices and polar low handbook for Canadian meteorologists. Environment Canada, Edmonton, 1997. 70 p.

Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions / Eds: E A.Rasmussen, J.Turner. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 612 p.

Polar Lows Project, Final Report / Editor Lystad M. Oslo: The Norwegian Meteorogical Institute, 1986. 196 p.

*Rasmussen E.* An in investigation of a polar low with spiral cloud structure// Journal of the Atmos. Sciences. 1981. Vol. 38. P. 1785–1792.

*Rasmussen E.A., Cederskov A.* Polar lows: a critical appraisal // Proccedings, International Symposium on the life Cycles of Extra-tropical Cyclones. 27 June – 1 July 1994. Bergen, Norway. Vol. 3. P. 199–203.

*Reed R.J.* Cyclogenesis in polar air streams // Quart. Journal R. Meteorological Soc. 1979. Vol. 107. P. 38–52.

Zahn M., von Storch H. A long-term climatology of North Atlantic polar lows // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. P. 1–6. L22702. doi: 10.1029/2008GL035769.

Zahn M., von Storch H., Bakan S. Climate mode simulation of North Atlantic polar lows in a limited area model // Tellus. 2008. Ser. A. Vol. 60. P. 620–631, doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00330.x.

#### E.I.LUTSENKO, V.E.LAGUN

# POLAR MESO-SCALE CYCLONES IN THE ATMOSPHERE OVER BARENTS AND KARA SEAS

This Article presents information about Arctic atmosphere unique natural event - polar mesoscale cyclone (PMC). PMCs were descavered and documented in the middle of XX century based on atmosphere satellite sounding methods development. Polar mesocyclones attract an intensive attention of meteorologists, climatologists, oceanologists, sea transport staff and Arctic shelf oil extraction specialists. An applied interest to PMCs is due to necessity of possible origin strong weather storm and events forecasting and their impact on economic objects infrastructure and sea transport tools Polar meso-cyclonic vortex weather conditions, duration and drift speed data are presented in this Article. Possible polar mesocyclone genesis mechanisms and their annual course and interannual variations peculiarities are described.

Keywords: polar mesoscale cyclones, mesoscale cyclogenesis, weather condition, climatic regime.

УДК [551.515.7 + 551.326.14] (268)

Поступила 20 мая 2013 г.

# РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В АРКТИКЕ В ПЕРИОД 2007–2013 гг.

*д-р геогр. наук З.М.ГУДКОВИЧ, канд. геогр. наук В.П.КАРКЛИН, д-р геогр. наук Е.У.МИРОНОВ, канд. геогр. наук В.В.ИВАНОВ, канд. геогр. наук С.М.ЛОСЕВ, канд. геогр. наук Л.Н.ДЫМЕНТ, канд. геогр. наук В.М.СМОЛЯНИЦКИЙ, зав. лаб. С.В.ФРОЛОВ, канд. геогр. наук А.В.ЮЛИН, мл. науч. comp. Е.А.УСОЛЬЦЕВА.* 

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: karklin@aari.ru, mir@aari.ru, vms@aari.ru,icefor@aari.rusvf!aari.ru.

На фоне продолжающегося потепления период 2007–20013 гг. характеризовался крупномасштабной перестройкой в развитии атмосферных процессов и крупными аномалиями в развитии ледяного покрова. В осенне-зимний период увеличилась повторяемость Арктического антициклона, его усиление и смещение на запад приводит к блокированию атлантических циклонов, что сопровождается интенсивным выносом тепла в зону западных арктических морей и Арктического бассейна, примыкающую к Северной Атлантике. Увеличение повторяемости Арктического антициклона в зимнее время сформировало устойчивый антициклонический дрейф льдов в Арктическом бассейне, при этом центр циркуляции также смещался в западном направлении.

Вследствие перестройки атмосферных процессов, условия формирования ледяного покрова в западном и восточном регионах Арктики в период 2007–2013 гг. существенно отличались. Это проявилось в положении границ остаточных и старых льдов в Арктическом бассейне, а также в изменениях режимных характеристик ледяного покрова арктических морей сибирского шельфа, в которых появились признаки завершения периода потепления, особенно заметные в восточных арктических морях. Смена циклонической циркуляции на антициклоническую, которая эпизодически наблюдалась в период таяния ледяного покрова и устойчиво проявлялась в осенние, а затем и в зимние месяцы, характерна при переходе от «теплого» климатического периода к «холодному».

Ключевые слова: признаки похолодания, перестройка атмосферной циркуляции, Арктический антициклон, циркуляция льдов, смещение центра циркуляции, сроки замерзания, площадь припая, повторяемость полыней, толстые льды, остаточная ледовитость, старые льды.

# АРКТИЧЕСКИЙ БАССЕЙН

Ледяной покров Арктики в 2007–2013 гг. отличался исключительно большими аномалиями за весь период ледовых наблюдений. Эти аномалии соответствовали происходящим общеклиматическим изменениям не только в Арктике, но и на всей планете. Исторические сведения, а также анализ различных показателей палеоклимата (керны из ледников Арктики, позднее и Антарктики, донные осадки, дендрологические характеристики) позволили определить долговременные значительные изменения климата в период голоцена (последние 10000 лет). Согласно [Гриббин, Лэм, 1980], этот период включает четыре характерные фазы.

Кульминационная стадия первой фазы («Послеледниковый климатический оптимум») относится к промежутку времени между 5000 и 3000 лет до н.э. В течение этого времени поверхностная температура воздуха (ПТВ) во многих регионах Земли была на 2-3 °С выше современной. Кульминационная стадия второй фазы (похолодание «железного века») относится к промежутку времени между 900 и 300 лет до н.э. Судя по распространению растительности, ПТВ в течение этой фазы была заметно ниже, чем во время послеледникового оптимума. Третья фаза изменений климата – второй («средневековый») климатический оптимум – продолжалась в течение 1000–1200 гг. (местами до 1300 г.). Она была короче послеледникового оптимума и отличалась от него меньшими аномалиями ПТВ (примерно до +1 °C). Тем не менее она оставила заметный след в истории народов, не только оказав влияние на сельское хозяйство, но и способствуя колонизации Исландии, Гренландии и Северной Америки в «эпоху викингов». Наступившая в дальнейшем четвертая фаза климатических изменений в историческое время – «Малая ледниковая эпоха» – продолжалась примерно с 1430 до 1850 г. Она отличалась довольно низкими ПТВ (на побережье Атлантического океана к северу от 50° с.ш. она была на 1-3 °С ниже современной), увеличением площади арктических льдов и ростом континентального оледенения. Все это происходило при смещении преобладающих путей циклонов в Северном полушарии к югу и увеличении повторяемости полярных антициклонов.

Примерно с середины XIX в. наступила современная фаза климатических изменений. Анализ данных ледовых и гидрометеорологических наблюдений позволил прийти к выводу о том, что изменения климата во времени имеют полициклический характер [Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009]. Частотная структура этих изменений включает более или менее значимые пики на периодах около 60, 20, 8–12, 5–7 и 2–3 лет. Колебания с квазипериодами короче 10 лет обычно относят к разряду «погодного шума». Среди указанных циклов наиболее энергоемким является 60-летний цикл. Этот же цикл лучше выражен в высоких широтах, чем в умеренных и низких.

На протяжении последних примерно 150 лет указанные колебания происходили на фоне квазипостоянного тренда потепления, который, по мнению ряда ученых [Абдусаматов, 2009; Башкирцев, Машнич, 2004; Фролов и др., 2007], отражает восходящую ветвь 200-летнего и более продолжительных циклов. На рубеже XX и XXI вв. совпали максимумы 60-летнего и 200-летнего циклов, что и определило довольно высокий уровень потепления в эти годы. Однако потепление последней трети XX в. не было «глобальным». На значительных пространствах Арктики и Антарктики зимой температура воздуха к концу XX в. заметно понизилась относительно середины этого века. Значительно возросла ледовитость Баренцева моря [Фролов и др., 2007; Buzin, 2006] и большинства антарктических морей в зимние сезоны. Это нашло отражение в изменениях толщины и площади припайных льдов и средней сплоченности ледяного покрова арктических морей. Понизилась ПТВ в указанный период и над Северной Атлантикой, тогда как в умеренных широтах (40–60° с.ш.) над материками Евразии и Америки она возросла на 3–5 °C относительно ее значений в начале XX в. [Клименко, 2007].

По данным многих исследователей, в начале XXI в. рост глобальной ПТВ прекратился, а по некоторым данным [Абдусаматов, 2009; Покровский, 2009; Шерстюков, Салугашвили, 2010; Humlum, 2012], она начала понижаться. Вопросы, связанные с начавшимся похолоданием климата и его причинами, более подробно рассмотрены в работах [Гудкович и др., 20126; Фролов и др., 2010]. В отличие от глобальных изменений климата, в Арктике в весенне-летние периоды начала XXI в. продолжалось потепление. Оно проявилось как в аномалиях ПТВ полярной области, так и, что особенно важно, в изменениях площади ледяного покрова. При рассмотрении климатических колебаний площади морских льдов необходимо учитывать различия в характере этих изменений между акваториями, прилежащими к Северной Атлантике и расположенными восточнее – вплоть до меридиана Берингова пролива. Как показано в работах [Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009], в спектре изменений площади льдов первого региона преобладают относительно низкочастотные составляющие (период от 20 лет и выше), тогда как для восточного региона характерны более высокочастотные составляющие (период от 10 лет и ниже). В XX в. влияние главным образом 60-летнего цикла в западном регионе Арктики проявилось в чередовании холодных и теплых эпох, которые происходили на фоне тренда потепления, причем величина тренда заметно уменьшилась от начала века к его концу. В восточном регионе Арктики в это время преобладали относительно кратковременные колебания, амплитуда которых постепенно возрастала от начала к концу века.

В результате продолжавшегося в начале XXI в. потепления площадь льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО) в сентябре 2007 г. уменьшилась до минимальной за весь ряд предшествующих наблюдений величины (табл. 1). При этом отрицательная аномалия превысила 2 млн км<sup>2</sup>.

Таблица 1

Голи	<i>S</i> , млн км <sup>2</sup>	Аномалии, млн км <sup>2</sup>			
1 Оды		от среднего	от 2007 г.		
1979-2010	6,677	—	_		
2007	4,486	-2,190	—		
2008	4,893	-1,783	+0,407		
2009	5,455	-1,221	+0,969		
2010	5,081	-1,595	+0,595		
2011	4,565	-2,112	+0,079		
2012	3,580	-3,097	-0,906		

Площадь льдов в Северном Ледовитом океане в сентябре по данным наблюдений SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

Как видно из рис. 1, кромка остаточных льдов к северу от Восточно-Сибирского и Чукотского морей местами поднялась выше 85° с.ш. Однако в течение последующих четырех лет остаточная ледовитость СЛО оставалась выше, чем в 2007 г., а кромка этих льдов в указанном районе опустилась до 80° с.ш. Такие изменения подтверждают отмеченную выше закономерность: преобладание относительно короткопериодных колебаний площади льдов в восточном регионе Арктики.

Как следует из табл. 1, с 2010 г. ледовитость СЛО стала вновь уменьшаться, достигнув в 2012 г. нового минимума, который почти на 1 млн км<sup>2</sup> оказался ниже минимума 2007 г. На рис. 1 видно, что, в отличие от условий этого года, зона наибольшего сокращения площади ледяного покрова к 2012 г. оказалась в первом регионе (сектор приатлантических морей, включая западную часть моря Лаптевых). Здесь, как отмечено выше, изменения ледовитости определяются в основном 60-летним циклом, фаза минимума которого отмечается в 2011–2015 гг. На эти же годы приходится отрицательный экстремум другого заметного в этом регионе 20-летнего цикла.



Рис. 1. Положение кромок остаточных льдов в сентябре 2007 и 2012 гг.



Рис. 2. Положение границы преобладания старых льдов в марте 2008 и 2013 гг.

В соответствии с прогнозом, опубликованным в 2007 г. [Фролов и др., 2007], переход к похолоданию здесь должен произойти после 2014–2015 гг.

Соответственно изменялись положение и площадь старых льдов в Арктическом бассейне в конце зимы (рис. 2). После минимума ледовитости 2007 г. граница преобладания старых льдов в секторе морей Лаптевых и Восточносибирского в 2008 г. отступила в Западное полушарие. В последующие годы эта граница вновь перешла в Восточное полушарие, в среднем оставаясь на 600 км южнее, чем в 2008 г. Лишь к северу от приатлантических морей эта граница в 2013 г. оказалась на широте 85° с.ш., что примерно на 400 км севернее, чем в 2008 г.

Представление об изменениях толщины дрейфующих льдов в Арктическом бассейне можно получить по данным измерений, выполненных с помощью телевизионного комплекса (ТК) во время плаваний российских ледоколов и судов по маршруту Земля Франца-Иосифа – Северный полюс. Плавания ледоколов в летний период по этому маршруту регулярно осуществляются с 1990 г., что позволило получить достаточно представительный материал для оценки климатических изменений толщины льда. Общий объем данных, полученных в этих рейсах, составляет более 85 тыс. измерений толщины льда.

Сравнение распределений толщины льда, полученных в июле 2006–2011 гг., и данных за базовый период (1991–1996 гг.) показывает, что в течение 2006–2011 гг. средняя толщина льда на пути плавания уменьшалась (табл. 2). Наибольшее уменьшение (на 34 %), произошло к 2007 г., после чего на протяжении трех лет она изменялась незначительно. Только в 2011 г. средняя толщина льда уменьшилась еще на 6 см

Таблица 2

Возраст	Годы						
льда	1991–1996	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Однолетний	150	132	119	124	118	124	111
Старый	249	239	225	216	221	226	231
Весь лед	188	156	124	128	125	134	118

Средняя толщина льдов различного возраста в Арктическом бассейне на участке Земля Франца–Иосифа – Северный полюс в июле 2006–2011 гг. и за период 1991–1996 гг.

(относительно базового периода уменьшение составило 37 %). Изменение толщины однолетних льдов в рассматриваемый период происходило аналогично. В 2011 г. оно составило –26 % относительно базового периода. Однако изменение толщины старых льдов в этом районе имело свои особенности: до 2008 г. происходило уменьшение толщины до –13 %, после чего до 2011 г. она стала увеличиваться (изменение –7 %).

Непосредственной причиной упомянутых выше пространственно-временных изменений ледовитости СЛО были взаимосвязанные тепловые и динамические процессы в атмосфере и океане. В работах [Гудкович и др., 2012*б*; Фролов и др., 2010] было показано, что климатические изменения на Земле зависят от состояния циркумполярных вихрей, большое влияние на которое оказывает солнечная активность (СА). Увеличение СА приводит к углублению вихрей, сопровождающемуся усилением западно-восточных переносов в атмосфере, уменьшение СА – к противоположному эффекту (60-летние циклы), а также к расширению либо сокращению горизонтальных размеров вихрей и соответствующему смещению стрежня указанных переносов в меридиональном направлении (200-летние циклы). От интенсивности западно-восточ-



Рис. 3. Средние поля атмосферного давления за зимние полугодия (октябрь-март) в 2006–2007 гг. (*a*) и в 2012–2013 гг. (*б*). Точки – положения центров Арктического антициклона в 2007–2013 гг.

ных воздушных переносов зависят особенности барических полей над континентами, тепловой баланс их поверхности, а также скорость Североатлантического течения и объем атлантических вод, поступающих в СЛО.

Анализ аэрологических данных позволил установить, что в течение большей части второй половины XX в. циркумполярные вихри углублялись, что привело к росту глобальной ПТВ. Однако в конце века наметилась обратная тенденция, что сопровождалось соответствующими изменениями климата.



Рис. 4. Результирующее перемещение льда за зимние полугодия (октябрь–март) в 2006–2007 гг. (*a*) и в 2012–2013 гг. (*б*). Ломаная линия – траектория перемещения центра антициклонической циркуляции льдов в 2007–2013 гг.

Важно отметить, что ослабление циркумполярных вихрей сопровождается увеличением повторяемости полярных антициклонов, а углубление вихрей – ее уменьшением [Гудкович и др., 2008; Дмитриев, 2000]. Как показывают наблюдения, при повышении повторяемости Арктического антициклона в зимнее время отмеча-

ется похолодание в высоких и умеренных широтах Северного полушария и усиление континентальности климата. При этом Арктический антициклон постепенно смещается с востока на запад. За период 2007–2013 гг. результирующее смещение центра Арктического антициклона в западном направлении составило около 1500 км (рис. 3).

Увеличение повторяемости Арктического антициклона в зимнее время формирует антициклонический дрейф льдов в Арктическом бассейне, при этом центр циркуляции также смещается в западном направлении (рис. 4). Схема результирующего перемещения льда построена на основании наблюдений за дрейфом буев с учетом положения изобар атмосферного давления.

Усиление Арктического антициклона и смещение его на запад приводит к блокированию атлантических циклонов, вследствие чего возрастает повторяемость северных траекторий этих циклонов, что сопровождается интенсивным выносом тепла на север – в зону арктических морей и Арктического бассейна, примыкающую к Северной Атлантике. Это особенно заметно в годы формирования теплой фазы 20-летнего цикла, который в Североевропейском бассейне возникает в основном вследствие автоколебательных процессов в системе океан – ледяной покров – атмосфера [Гудкович, Ковалев 2002].

Отмеченные закономерности климатических изменений, произошедших в начале XXI в., вытекают из новой теории, являющейся альтернативой по отношению к господствующей среди климатологов «парниковой теории», согласно которой основной причиной изменений климата на Земле является накопление антропогенных парниковых газов ( $CO_2$  и других), которые, уменьшая длинноволновое излучение планеты, приводят к прогрессивному потеплению. Многие климатологи считают, что существенное влияние углекислого газа на климатические изменения научно не обосновано. Содержание этого газа в атмосфере Земли не превышает 0,03–0,04 %, а его парниковые свойства гораздо ниже, чем у широко распространенного газа – водяного пара. При этом содержание водяного пара в атмосфере во много раз больше, чем углекислого газа, а его изменчивость во времени и пространстве, а следовательно, и влияние на климат несравненно сильнее. За XX в. содержание углекислого газа в атмосфере увеличилось примерно на 0,01 %, что вряд ли могло вызвать столь масштабные климатические изменения.

Как уже отмечалось, по данным исследований последних лет, в начале XXI в. глобальная ПТВ начала снижаться. Между тем содержание углекислого газа в атмосфере в течение последних 50 лет прогрессивно возрастало. Нельзя не отметить и тот факт, что как в масштабе чередования ледниковых эпох, так и при относительно кратковременных флуктуациях концентрация CO<sub>2</sub> в атмосфере отставала от изменений температуры. Следовательно, первая является не причиной, а следствием вторых.

Основные закономерности реальных изменений климата противоречат результатам расчетов по совместным моделям атмосферы и океана (МОЦАО), лежащим в основе «парниковой теории». Наиболее важными из них являются: колебания климата во времени и в пространстве, их связь с общей циркуляцией атмосферы, с изменениями полной энергии, приходящей от Солнца, включающей солнечную активность, которая проявляется в комплексе физических процессов на Солнце. Реальные изменения климата происходят в основном под влиянием естественных, а не антропогенных причин [Frolov et al., 2009].

## АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА

В связи с перестройкой в развитии крупномасштабных атмосферных процессов и связанных с нею термобарических условий в Арктике, в период 2007–2013 гг. происходили изменения в режимных характеристиках ледяного покрова арктических морей сибирского шельфа, в которых появились признаки завершения периода потепления, особенно заметные в восточных арктических морях.

На фоне продолжающего теплого периода устойчивое ледообразование в арктических морях сибирского шельфа в период 2007–2012 гг. начиналось в среднем на 12–15 сут. позже средних сроков (табл. 3). Однако по сравнению с первой половиной *Таблица 3* 

Mana	Период, годы				
Mope	2007-2012	2007–2009	2010-2012		
Карское	15	17	13		
Лаптевых	12	12	12		
Восточно-Сибирское	13	13	12		
Чукотское	15	19	11		

Средние аномалии сроков устойчивого ледообразования в арктических морях в различные периоды 2007–2012 гг., сутки

этого периода во второй его половине положительные аномалии сроков ледообразования в Карском и Чукотском морях уменьшились на 4 и 8 сут. соответственно.

Более ранние (чем в предыдущие годы) сроки ледообразования в Чукотском море обусловлены антициклональным типом погодных условий в осенний период, которые способствуют быстрому выхолаживанию морской поверхности. С усилением влияния Арктического антициклона связано более быстрое по сравнению с первой половиной рассматриваемого периода смещение кромки молодых льдов к югу и полное замерзание восточных морей (табл. 4).

Таблица 4

Средние сроки полного замерзания арктических морей и их аномалии в морях в различные периоды 2007–2012 гг.

Mono	Средние	Период, сутки			
Wiope	сроки	2007-2012	2007-2009	2010-2012	
Карское	20 XI	50	42	57	
Лаптевых	5 X	18	19	18	
Восточно-Сибирское	5 X	34	41	31	
Чукотское	15 X	16	21	6	

По многолетним данным от момента начала ледообразования акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского полностью покрываются молодыми льдами в среднем через 35–40 сут., акватории Карского и Чукотского морей – через 80–85 сут. Как видно из табл. 4, по сравнению с первой половиной рассматриваемого периода во второй его половине замерзание Восточно-Сибирского и Чукотского морей в среднем происходило быстрее на 10 и 15 сут. соответственно. Отметим, что осенью 2012 г. Чукотское море впервые за последние 10 лет замерзло в средние сроки – около 15 ноября. Условия формирования ледяного покрова в холодное время (октябрь-май) в период 2007–2013 гг. существенно отличались в западных и восточных арктических морях. Западный сектор Арктики чаще находился под влиянием циклонов, распространявшихся из Северной Атлантики, которые обусловливали устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с юго-западными и юго-восточными ветрами над западными морями (Карским и Лаптевых). Метеорологические условия в восточных морях (Восточно-Сибирском и Чукотском) формировались чаще под влиянием гребней высокого давления арктического и сибирского антициклонов, которые блокировали проникновение теплых тихоокеанских циклонов. В результате этого над районами восточных морей преобладали северо-западные и северо-восточные ветры, обусловившие пониженный температурный фон.

Вследствие преобладания антициклональных погодных условий в ледяном покрове восточных арктических морях от первой ко второй половине периода 2007–2013 гг. увеличилось количество наиболее мощных однолетних толстых льдов (табл. 5). В марте 2013 г. количество этих льдов в ледяном покрове Чукотского моря достигло 45 %.

Таблица 5

Mono	Период, годы				
wope	2007-2013	2007-2009	2010-2013		
Карское	21	25	18		
Лаптевых	57	56	58		
Восточно-Сибирское	69	64	73		
Чукотское	11	5	16		

Площадь однолетних толстых льдов (более 120 см) в конце марта среди льдов арктических морей в различные периоды 2007–2013 гг., %

Различия в условиях формирования ледяного покрова отразились на неотъемлемых элементах зимнего режима арктических морей, которыми являются припай и заприпайные полыньи. Как следует из табл. 6, площадь припая к периоду 2010–2013 гг. в восточных морях в среднем увеличилась почти на 60 тыс. км<sup>2</sup>, или на 13 %, на такую же величину уменьшилась в среднем площадь припая в западных морях.

Таблица б

Площадь припая в западных и восточных арктических морях в различные периоды 2007–2013 гг., тыс. км<sup>2</sup>

Mong	Период, годы			
моря	2007-2013	2007-2009	2010-2013	
Западные моря (Карское, Лаптевых)	325	351	305	
Восточные моря (Восточно-Сибирское, Чукотское)	499	464	525	

Заприпайные полыньи появляются с момента образования припая в течение всего зимнего периода и могут существовать постоянно или эпизодически. Полыньи арктических морей ветрового происхождения. Их существование зависит от направления и устойчивости ветровых потоков относительно границы припая [Карелин, Карклин, 2012]. В соответствии с ветровым режимом в зимний период, большинство заприпайных полыней в морях Карском и Лаптевых являются устойчивыми. Их повторяемость в среднем выше 75 %. Полыньи восточных морей появляются эпизодически вследствие большой повторяемости нажимных ветров [Карелин, Карклин, 2012].

Теплый период, к которому относятся 2007–2012 гг., оказался благоприятным для образования полыней. Их повторяемость во всех морях существенно увеличилась по сравнению со средней повторяемостью (табл. 7). Однако усиление Арктического антициклона от 2007 к 2012 г. в восточном секторе Арктики обусловило повышенную повторяемость северных и северо-восточных ветров, что, в свою очередь, понизило повторяемость полыней в восточных морях во второй половине этого периода. При этом повторяемость полыней в западных морях осталась прежней (табл. 7).

#### Таблица 7

# Средняя повторяемость заприпайных полыней в западных и восточных арктических морях в различные периоды 2007–2012 гг., %

Mong	Сродиал	Период, годы		
кцом	Средняя	2007–2009	2010-2012	
Западные моря (Карское, Лаптевых)	71	86	86	
Восточные моря (Восточно-Сибирское, Чукотское)	40	66	51	

В весенне-летние месяцы периода 2007–2012 гг. усиливалось влияние циклонических погодных условий, сопровождавшихся адвекцией теплых воздушных масс, поэтому таяние и разрушение ледяного покрова и очищение морей ото льда в этот период начиналось в более ранние сроки и происходило интенсивно. В результате количество остаточных льдов перед началом ледообразования (в конце сентября) во всех морях было существенно меньше средних многолетних значений (табл. 8).

Таблица 8

Mono	Chomina	Период, годы			
Mope	Средняя	2007–2012	2007-2009	2010-2012	
Карское	29	4	4	4	
Лаптевых	33	10	16	5	
Восточно-Сибирское	57	10	5	15	
Чукотское	15	2	0	3	

Средние площади остаточных льдов в конце сентября в арктических морях и их величины в различные периоды 2007–2012 гг., %

Однако, как видно из табл. 8, во второй половине периода процессы очищения восточных арктических морей замедлились и количество остаточных льдов в среднем несколько возросло, что связано с эпизодической сменой циклонической циркуляции на антициклоническую в период таяния льда.

Смена циклонической циркуляции на антициклоническую, которая эпизодически проявлялась в период таяния ледяного покрова и устойчиво проявлялась в осенние, а затем и в зимние месяцы, характерна при переходе от «теплого» климатического периода к «холодному».

Таким образом, из вышеизложенного следует, что в восточном секторе Российской Арктики начался переход к похолоданию, тогда как в приатлантическом секторе продолжается теплый период.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Из-во Logos, 2009. 198 с.

*Башкирцев В.С., Машнич Г.П.* Переменность Солнца и климат Земли // Солнечно-земная физика. 2004. Вып. 6. С.135–137.

Гриббин, Дж., Лэм Г.Г. Изменение климата за исторический период // Изменения климата / Под ред. Дж. Гриббин, пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. С. 102–121.

*Гудкович З.М., Ковалев Е.Г.* О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 1–7.

Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. Изменение морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 48–58.

*Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е.* Что происходит с климатом Земли? // Экологический вестник России. 2012*а*. № 5. С. 34–41.

Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. Переход от потепления к похолоданию климата Земли как результат действия естественных причин // Материалы Международной научной конференции «Глобальные экологические процессы» (Москва, 2–4 октября 2012 г.). М., 20126. С. 23–30.

*Дмитриев А.А.* Динамика атмосферных процессов над морями российской Арктики. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 234 с.

Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.

*Клименко В.В.* Климатическая сенсация. Что нас ожидает в ближайшем и отдаленном будущем? «Публичные лекции «Полит.ру». URL: www.polit.ru/lectures/2007/02/15/klimenko.html [дата посещения 2.04.2013].

Покровский О.М. Экономические, политические и физические аспекты изменений климата // Проблемы анализа риска. 2009. Т. 6. № 4. С. 48–75.

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

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата – результат действия естественных причин // Экологический Вестник России. 2010. № 1. С. 49–54.

Шерстноков Б.Г., Салугашвили Р.С. Новые тенденции в изменениях климата Северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск. 2010. Вып. 175. С. 43–51.

*Buzin I.V.* Estimations of Some Components of Ice Conditions in Northeastern Barents Sea // International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2006. Vol. 16. № 4. P. 274–282.

*Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E. Smolyanitsky V.* Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd, 2009. 164 p. *Humlum O.* Climate 4you update August 2012. URL: http://www.climate4you.com/index.htm [дата посещения 2.04.2013].

Z.M.GUDKOVICH, V.P.KARKLIN, E.U.MIRONOV, V.V.IVANOV, S.M.LOSEV, L.N.DYMENT, V.M.SMOLYANITSKY, S.V.FROLOV, A.V.YULIN, E.A.USOLTSEVA

# DEVELOPMENT OF ICE AND WEATHER CONDITIONS IN THE ARCTIC DURING 2007–2013

The period 2007–2013 was characterized by a large-scale restructuring in the development of atmospheric processes and large anomalies in the development of the ice cover occurring against

the background of continued warming. Frequency of Arctic anticyclone increased in the autumnwinter period while its amplification and westward displacement lead to the blockage of the Atlantic cyclones, accompanied by an intense heat transfer towards the western Arctic seas and the Arctic Basin, adjacent to the North Atlantic. The increase in the frequency of the Arctic anticyclone in the winter time formed a stable anticyclonic ice drift in the Arctic Basin, with the center of circulation also shifted westward.

Due to restructuring of the atmospheric processes, conditions of the ice cover formation were significantly different in the western and eastern regions of the Arctic during 2007–2013. This manifested itself in the position of the residual and old ice boundaries in the Arctic Basin, as well as changes in the sea ice seasonal phenomena in the Arctic Siberian shelf seas, where the signs of the warming period completion were revealed, particularly noticeable in the eastern Arctic seas. Change of cyclonic circulation to anticyclonic one, which was occasionally observed during the period of ice melt and stably occurred in the autumn, and then further during winter time, is characteristic for a transition process from a «warm» to a «cold» climate period.

Keywords: Signs of cooling, restructuring of the atmospheric circulation, Arctic anticyclone, ice circulation, displacement of the center of ice circulation, freezing time, fast ice area, frequency of polynyas, thick ice, residual ice cover, old ice.

УДК 551.326.7(268.9)

Поступила 18 ноября 2012 г.

# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТОЛЩИНЫ РОВНОГО ЛЬДА НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

канд. ф.-мат. наук В.В.ХАРИТОНОВ

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

В 2010–2011 гг. на ледовом полигоне на дрейфующей станции «Северный полюс-38» проводились измерения толщины ровного льда. Выполнен анализ полученных данных в сравнении с данными предыдущих экспедиций. Эмпирическая формула оценки толщины ледяного покрова в зависимости от количества градусо-дней мороза и толщины снежного покрова хорошо аппроксимирует полученные экспериментальные данные. Приведены графики, показывающие соответствие расчетных и измеренных значений толщины льда. Приращение средней толщины остаточного однолетнего льда при увеличении его возраста на один год оценивается в 50 см. Средняя толщина снежного покрова на ледовом полигоне не превышала 26 см. Коэффициент корреляции скорости нарастания льда и скорости подледных течений, равный 0,5, является статистически значимым, что указывает на связь этих параметров.

Ключевые слова: толщина льда, градусо-дни мороза, снежный покров, СП-38.

Целью исследований являлось получение морфометрических характеристик ровного недеформированного льда и снежного покрова в течение годового цикла. Для достижения поставленной цели выполнялось измерение толщины льда и высоты снежного покрова на ледовом полигоне.

Выбор места, разметка полигона и первые измерения на ледовом полигоне СП-38 были выполнены 28 октября 2010 г. Полигон представлял собой равномерную сетку в виде квадрата 100×100 м с расстоянием между точками 20 м. Измерения толщины льда и высоты снежного покрова во всех 36 точках проводились с интервалом в 9–12 дней. Для бурения льда использовался мотобур Hitachi со шнеками Ковакса. Измерения толщины льда в скважине проводились ледомерной рулеткой. Превышение поверхности льда над уровнем океана измерялось один раз в начале наблюдений.

До июля 2011 г. измерения толщины льда и высоты снежного покрова осуществлялись по меткам на деревянных рейках-реперах, вмороженных в лед у каждой точки полигона. При этом полагалось, что деревянная рейка вморожена прочно, а высота условной метки относительно верхней поверхности льда постоянна. Таким образом, толщина льда определялась вычитанием высоты условной метки из измеренной высоты от нижней поверхности льда до метки. Начиная с июля из-за вытаивания реперов толщина ледяного покрова измерялась относительно его верхней поверхности.

В середине августа в результате трещины и подвижек льда четыре точки полигона оказались заторошенными. Наблюдения были продолжены на оставшейся части полигона. Всего было выполнено 34 измерения толщины льда и снежного покрова.

Наблюдения за нарастанием льда на полигоне СП-38 были начаты в период, когда уже шло активное его нарастание, продолжавшееся вплоть до второй декады июня.



Рис. 1. Временно́е изменение среднего значения и СКО толщины льда на ледовом полигоне СП-38.

Скорость нарастания льда монотонно убывала в течение этого срока наблюдений и к середине июня достигла нуля. За период с 28.10.10 г. по 16.06.11 г. средняя толщина льда на полигоне выросла с 84 до 193 см, т.е. на 109 см.

Начиная с июня снежный покров полностью сошел в течение месяца. Появление небольших отдельных снежниц было зафиксировано в конце июня. К третьей декаде июля около 35 % площади полигона было покрыто снежницами. В трех снежницах зафиксированы крупные (до метра) сквозные промоины. В период с конца мая в течение примерно трех недель средняя толщина льда практически не менялась. Лед находился в состоянии термодинамического равновесия – не нарастая и не тая. В первой декаде июля началось активное таяние ледяного покрова. С середины июля отмечался внутриводный лед, что свидетельствовало о стоке талой воды под нижнюю поверхность льда. Таяние льда продолжалось вплоть до середины августа (средняя толщина льда достигла 125 см), а затем замедлилось и приостановилось. К концу августа средняя толщина льда достигла минимальной отметки в 119 см. С начала сентября отмечено постепенное увеличение средней толщины льда на полигоне. К моменту завершения наблюдений она составляла 123 см.

На рис. 1 приведен график изменения среднего значения и среднеквадратичного отклонения (СКО) толщины льда в течение всего периода наблюдений на СП-38. Поведение СКО указывает на постепенное выравнивание толщины льда на полигоне во время нарастания льда. Однако с началом летнего таяния СКО толщины льда резко увеличилось в связи с образованием снежниц, промоин, попаданием талой воды под ледяной покров.

На рис. 2 приведен график изменения средней толщины ледяного покрова на полигоне в зависимости от количества градусо-дней мороза, прошедших с начала наблюдений. В работе [Кузнецов, Гарманов, 1987] рассмотрены эмпирические формулы для расчета толщины ровного льда в зависимости от различных параметров, предлагаемые разными авторами. Наиболее интересны формулы, учитывающие количество градусо-дней мороза, прошедших с момента начала наблюдений, и толщину снежного покрова [Доронин, 1959, 1997; Шестериков, 1963; Николаева, Шестериков, 1970]. Физический смысл одного из эмпирических коэффициентов состоит в том, что он соответствует отношению теплопроводностей льда и снега. Теплопроводность снега сильно зависит от плотности и изменятся в широких пределах [Кузьмин, 1957]. Обычно используется среднее значение, хотя разные авторы используют разные значения. Расчетные значения, наиболее близкие к экспериментальным данным, дает формула Доронина [1959], модифицированная Кузнецовым и Гармановым [1987], при условии, что эмпирический коэффициент в ней, соответствующий отношению теплопроводностей льда и снега, взят из формулы Шестерикова [1963]. Формула выглядит так:

$$H = -6,9h + \sqrt{(6,9h + H_0)^2 + 12\Sigma(-T_a)},$$

где H – толщина льда, h – толщина снега,  $H_0$  – начальная толщина льда,  $\Sigma(T_a)$  – количество градусо-дней мороза, прошедшее с начала наблюдений. Зависимость, рассчитанная по этой эмпирической формуле, приведена на рис. 2.



Рис. 2. Изменение средней толщины льда на ледовом полигоне СП-38 в зависимости от количества градусо-дней мороза, прошедших с начала наблюдений.

По этой эмпирической формуле был выполнен расчет нарастания толщины льда и сравнение с экспериментальными данными, полученными во время дрейфа предыдущих станций СП-32 и СП-34 – СП-37 (рис. 3 и 4). Эмпирическая формула дает хорошее соответствие со всеми данными, кроме данных СП-37. Расчетные значения толщины льда на этой станции заметно (до 10%) превышают измеренные величины. Выяснение причины таких расхождений требует проведения дополнительных исследований.

На рис. 5 приведен график зависимости приращения толщины льда в каждой точке ледового полигона СП-38 за девять месяцев наблюдений от средней толщины снежного покрова в этой точке. Как подтверждает график, снежный покров экранирует проникновение холода ко льду и замедляет рост его толщины.

На рис. 6 приведены график скорости нарастания льда в период с ноября 2010 г. по середину июня 2011 г. (тренд удален) и график средней скорости подледных течений. Коэффициент корреляции, равный 0,5, является статистически значимым, что указывает на связь скорости нарастания льда и скорости подледного течения. Не



Рис. 3. Изменение средней толщины льда на ледовых полигонах дрейфующих станций СП в зависимости от количества градусо-дней мороза, прошедших с начала наблюдений: *a* – СП-32, *б* – СП-34, *в* – СП-35.

наблюдается связи скорости нарастания льда и средней скорости ветра (коэффициент корреляции равен 0,1).

На рис. 7 приведен график средней толщины снежного покрова на ледовом полигоне СП-38. Необходимо учесть, что данные о средней толщине снежного покрова являются оценочными, т. к. из-за того, что высота снежного покрова измерялась по меткам на рейках-реперах, рядом с которыми проводилось бурение скважин, ледяная



Рис. 4. Изменение средней толщины льда на ледовом полигоне дрейфующей станций СП-36 (*a*) и СП-37 (*б*) в зависимости от количества градусо-дней мороза, прошедших с начала наблюдений.



Рис. 5. Зависимость приращения толщины льда в каждой точке ледового полигона СП-38 за девять месяцев наблюдений от средней толщины снежного покрова в этой точке. Пунктирная линия показывает степенной тренд.


Рис. 6. Скорость нарастания толщины льда на ледовом полигоне СП-38 в период с ноября 2010 г. по середину июня 2011 г. (тренд удален) и средняя скорость подледных течений.



Рис. 7. Средняя толщина снежного покрова на ледовом полигоне СП-38.

стружка, пропитанная морской водой, после измерений замерзала и искажала естественную картину рельефа снежного покрова. График на рис. 7 соответствует графику накопления снега, построенному Лощиловым [1964] на основе многолетних данных.

1 марта 2011 г. была выполнена снегомерная съемка с интервалом 8–9 м вдоль трассы, соединяющей станцию и ВПП, а также вдоль прямой линии, соединяющей западную оконечность ВПП и ледоисследовательскую лабораторию. Всего было сделано 573 измерения. По данным измерений была построена гистограмма распределения толщин снежного покрова (рис. 8*a*). Средняя толщина снежного покрова составила 20 см, СКО – также 20 см. По методике, приведенной в [Новицкий, Зограф, 1991], была найдена аппроксимирующая кривая, описывающая плотность распределения вероятности толщины снежного покрова (рис. 8*б*). Такой кривой явилась экспонента

$$p(x) = 0,56 \cdot \exp(-x/18).$$

Проведенные исследования позволили получить новые данные о ледяном покрове центральной части Арктического бассейна. После выполненного анализа можно сделать следующие выводы:



Рис. 8. Гистограмма распределения толщины снежного покрова в районе СП-38 1 марта 2011 г. (*a*) и ее аппроксимация (*б*).

 приращение средней толщины остаточного однолетнего льда при увеличении его возраста на один год оценивается в 50 см;

 – расчетные значения толщины льда, наиболее близкие к экспериментальным данным, дает формула Ю.П.Доронина с эмпирическими коэффициентами, предложенными Н.П.Шестериковым;

 коэффициент корреляции скорости нарастания льда и скорости подледного течения, равный 0,5, является статистически значимым, что указывает на связь скорости нарастания льда и скорости подледного течения;

 – зима 2010/11 г. в районе дрейфа СП-38 была малоснежной, средняя толщина снежного покрова на ледовом полигоне не превышала 26 см;

– данные о средней толщине снежного покрова являются оценочными, т. к. из-за того, что высота снежного покрова измерялась по меткам на рейках-реперах, рядом с которыми проводилось бурение скважин, ледяная стружка, пропитанная морской водой, после измерений замерзала и искажала естественную картину рельефа снежного покрова.

В заключение автор выражает благодарность З.М.Гудковичу за ценные критические замечания, позволившие улучшить данную статью.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Доронин Ю.П. К вопросу о нарастании морского льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. № 1. С. 73–79.

Доронин Ю.П. Рост и таяние морского льда // Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий: Справочное пособие. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. С. 107–125.

Кузнецов И.М., Гарманов А.Л. О практическом использовании формул для расчета толщины морского льда // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 116–120.

Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.

Лощилов В.С. Снежный покров на льдах Центральной Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. № 17. С. 36–45.

Николаева А.Я., Шестериков Н.П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 143–217.

*Новицкий П.В., ЗографИ.А.* Оценка погрешностей результатов измерений. Л.: Энергоатомиздат. Ленингр. отд-ние, 1991. 304 с.

Шестериков Н.П. Некоторые особенности нарастания припайного льда в районе Мирного // Проблемы Арктики и Антарктики. 1963. № 13. С. 19–26.

#### V.V.KHARITONOV

# SOME RESULTS OF MEASUREMENT OF LEVEL ICE THICKNESS AT «NORTH POLE-38» DRIFTING STATION

The paper presents the results of measurement of level ice thickness conducted in 2010–2011 at «North Pole-38» drifting station. Data is analyzed in comparison with previous expedition data. Empirical formulae of estimation of level ice thickness versus snow thickness and day-degrees approximate the data collected rather well. The graphs show a correspondence between calculated and measured values of level ice thickness. The mean thickness growth of residual one-year ice is estimated at 50 cm during the year. Mean value of snow cover thickness at the ice polygon did not exceed the value of 26 cm. Correlation coefficient between growing rate of ice thickness and current velocity under the ice equals 0,5 and is statistically significant. This points the connection between the two characteristics.

Keywords: level ice thickness, snow cover, NP-38, day-degrees.

УДК 551.465.73(268)

Поступила 17 мая 2013 г.

# ЭНЕРГОМАССООБМЕН МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ В РАЙОНЕ ЗИМНЕЙ ПОЛЫНЬИ К СЕВЕРУ ОТ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ<sup>1,2</sup>, ст. науч. сотр. В.Ф.ТИМАЧЕВ<sup>1</sup>, канд. геогр. наук П.Н.СВЯЩЕННИКОВ<sup>2,1</sup>, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС<sup>1</sup>, мл. науч. сотр. В.М.БЕДНЕНКО<sup>2,1</sup>, канд. геогр. наук А.К.ПАВЛОВ<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: boris.ivanov@aari.ru

<sup>2</sup> – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> – Association early carrier scientists, Norway, Tromsø, e-mail: alexey.pavlov@apecs.is

Анализируются результаты морской зимней экспедиции в незамерзающий район Арктического бассейна к северу от архипелага Шпицберген (полынья «Китовая бухта») на норвежском научно-исследовательском судне «Helmer Hanssen» в январе 2012 г. Оцениваются характеристики турбулентного энергомассообмена, рассчитанные с помощью алгоритма, в основе которого лежит полуэмпирическая теория Монина–Обухова, адаптированного к условиям судовых метеорологических наблюдений. Результаты сравниваются с данными, полученными в этом районе в 1986 г. на российском научно-исследовательском ледоколе «Отто Шмидт». Особенности энергомассообмена объясняются конкретными синоптическими и ледовыми условиями в районе работ. Рассматриваются взаимосвязи с процессами конвективного перемешивания и биологической продуктивностью.

Ключевые слова: Шпицберген, полынья, турбулентный энергомассообмен, перемешивание, биопродуктивность.

Изменения арктического ледяного покрова находятся в тесной взаимосвязи с физическими процессами, происходящими в атмосфере и океане. В свою очередь, изменения видового состава и площади распространения дрейфующих льдов приводят к серьезным изменениям в полярных морских экосистемах на всех трофических уровнях. Синхронизация процессов передачи энергии по трофической цепи полярных морских экосистем сформировалась в Арктике на протяжении длительного промежутка времени. Поэтому так называемые «быстрые» климатические изменения в Арктике могут приводить к нарушению сформировавшегося устойчивого функционирования полярных экосистем. Например, из-за более раннего начала сезонного таяния снега и льда увеличивается поступление солнечной радиации в поверхностные слои океана. Движение по трофической цепи питательных веществ, необходимых для развития первичной продукции в весенний период, во многом определяется интенсивностью процессов осенне-зимней конвекции и энергомассообменом на границе океан-атмосфера. Таким образом, адекватное описание и количественная оценка этих процессов в зимний период являются основой для понимания и предсказания биологических процессов в последующий весенне-летний сезон года. Недостаточное развитие параметризаций турбулентного энергомассообмена между океаном, покрытым льдом, и прилегающими слоями атмосферы, по-видимому, является одной из причин и значительных межмодельных различий в расчетах современного и будущего климата Арктики с помощью глобальных климатических моделей.

Механизмы образования стационарных полыней связаны либо с устойчивыми береговыми ветрами (так называемые «динамические» полыньи), либо с внутренними океаническими процессами («термодинамические» полыньи). Существование полыньи «Китовая бухта» к северу от архипелага Шпицберген, по-видимому, обусловлено совокупным влиянием обоих вышеуказанных факторов. Как правило, потоки тепла или теплоотдача с поверхности полыней определяются с помощью спутниковых данных, информации с ближайших прибрежных метеостанций или реанализа. Прямых измерений, под которыми мы понимаем проведение специальных метеорологических измерений с борта судна, находящегося в акватории полыньи, единицы. Подобные измерения являются чрезвычайно ценными как с точки зрения верификации данных спутниковых наблюдений, так и модельных расчетов [Репина, Чечин, 2012]. К одному из таких экспериментов можно отнести измерения, выполненные с борта норвежского научно-исследовательского судна «Неlmer Hanssen» в рамках экспедиции по изучению зимних морских экосистем в районе полыньи, организованной Норвежским Полярным институтом в январе 2012 г.

Для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла с акватории полыныи мы использовали алгоритм, разработанный в отделе взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ [Макштас, Иванов, 1991]. В его основе лежит полуэмпирическая теория Монина-Обухова [Монин, Обухов, 1954], обеспечивающая достаточно корректное описание процессов турбулентного обмена в условиях неустойчивого приземного слоя атмосферы. Алгоритм был усовершенствован на основании результатов специальных натурных экспериментов, выполненных на дрейфующей станции SHEBA [Макштас и др., 2012; Grachev et al., 2007]. Для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла используются так называемые интегральные (балковые) формулы, связывающие указанные потоки с наиболее легко измеряемыми метеорологическими параметрами приводного слоя воздуха. Коэффициенты обмена в таких формулах часто задаются как фиксированные величины. В этом случае, как показало сравнение проведенных по ним расчетов с данными прямых (пульсационных) измерений [Persson et al., 2002], можно получить существенное завышение или занижение величин турбулентных потоков при устойчивой и неустойчивой стратификации в приземном слое атмосферы. В используемом нами алгоритме коэффициенты обмена выражаются через так называемые универсальные функции устойчивости [Макштас и др., 2012], при этом коэффициенты обмена являются, строго говоря, величинами переменными. Как правило, в районе арктических полыней преобладают условия сильной неустойчивой стратификации в приводном слое воздуха, обусловленные взаимодействием относительно теплой поверхности (открытая вода, начальные или молодые виды льдов) с холодными воздушными массами, приносимыми из районов, покрытых многолетними льдами. Для такой ситуации мы использовали функции устойчивости, предложенные в работах [Businger et al., 1971; Dyer, Hicks, 1970].

Определенная проблема возникает с выбором величины параметра шероховатости поверхности для условий полыньи. Как известно [Зилитинкевич, 1970] точность измерения разностей температуры и влажности над морем невелика. Это обстоятельство позволяет принять равенство коэффициентов переноса для скорости, температуры и влажности. Таким образом, параметр шероховатости для скорости ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха может иметь одну и ту же величину для условий чистой воды. Он определялся в соответствии с рекомендациями, предложенными в работах [Зилитинкевич, 1970; Китайгородский, Волков, 1965; Smith, 1988]. При наличии дрейфующего ледяного покрова различной сплоченности использовалась экспериментальная зависимость, полученная по натурным данным для условий прикромочной зоны моря Уэдделла [Andreas at al., 1984; Andreas et al., 2005].

Данные о температуре, относительной влажности воздуха, скорости ветра и атмосферном давлении, необходимые для расчетов, были получены с помощью судовой автоматической метеорологической станции (Vaisala MAWS410, Финляндия). Датчики, регистрирующие температуру и относительную влажность воздуха в составе этой станции, располагались на высоте 14 м, а датчик скорости ветра на высоте 21 м над уровнем моря. Информация о температуре подстилающей поверхности (чистая вода, дрейфующий лед) была получена с помощью инфракрасного термометра (Raytek MX4, Германия), установленного на борту судна на высоте 4 м. Сплоченность и видовой состав льда определялись визуально. Все вышеперечисленные данные осреднялись за часовой интервал и служили входными параметрами для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла.

Суммарная теплоотдача с поверхности полыньи в атмосферу обусловлена не только турбулентным обменом, но и длинноволновым радиационным балансом поверхности.

Длинноволновый радиационный баланс, или эффективное излучение земной поверхности, есть разность между собственным излучением земной поверхности и поглощенной ею частью встречного излучения атмосферы. Важно отметить, что в уравнении теплового баланса эффективное излучение представляет собой, как правило, постоянный источник потери тепла подстилающей поверхности. Если летом влияние эффективного излучения маскируется за счет мощного притока тепла от коротковолновой радиации, то зимой (при отсутствии солнечной радиации) его влияние становится основным. Именно такие условия и наблюдались в период наших исследований в полынье «Китовая бухта» в январе 2012 г.

Излучательная способность чистой воды принималась равной 0,90. При наличии морского льда излучательная способность подстилающей поверхности варьировалась в пределах 0,96–0,98 в зависимости от возраста льда [Богородский, Гаврило, 1980]. Для определения излучательной способности атмосферы существуют несколько подходов, основанных на различных исходных данных. Например, в работе [Makshtas et al., 1999] выполнено сравнение ряда методов, наиболее обеспеченных натурными данными, применительно к полярным районам. Исследования показали, что наилучшим является метод, предложенный в работе [Konig-Langlo, Augstein, 1994] и верифицированный по данным, полученным как раз для условий архипелага Шпицберген.

Направления воздушных переносов в приледном слое воздуха определяют две основные ситуации, которые могут возникать в прикромочной зоне [Макштас, Иванов, 1991]: натекание холодного воздуха, сформировавшегося над поверхностью льда, на акваторию полыньи и перенос в противоположном направлении с воды на лед. Для описания и оценки возможных ситуаций мы проанализировали синоптические условия в интересующем нас районе, воспользовавшись информацией, имеющейся на сайте <u>www.aari.ru</u>.

Как уже указывалось выше, анализ синоптической ситуации в районе исследований производился с помощью информации, содержащейся на сайте ГНЦ РФ ААНИИ для соответствующего интервала времени. В период наблюдений на акватории полыньи погода определялась воздействием двух мощных циклонов, образовавшихся в Северной Атлантике. В первой декаде января погодные условия определялись северной периферией циклона с давлением в центре 963 гПа. Это обусловило поступление в район работ воздушных масс из северной части Баренцева моря и с ледникового купола острова Северо-Восточная Земля. 12-13 января этот циклон, постепенно заполняясь (давление в центре повысилось до 1000 гПа), сместился в сторону Скандинавии. В этот период преобладали ветра восточного направления. 14 января в район к северу от архипелага Шпицберген сместился новый циклон (давление в центре 973–983 гПа). Это привело к смене направления ветра на южное. Центр этого циклона 15 января располагался между Гренландией и Шпицбергеном, а 16 января циклон сместился в приполюсной район. Погодные условия в этот период определялись его тыловой частью. Направление ветра сменилось на западное. В конце срока произошло заполнение циклона, ветер сохранил юго-западное направление. Таким образом, в период с 12 по 16 января наблюдались приземные ветра как с ледовых массивов (с Баренцева моря, с архипелага Шпицберген и центральной части Арктического бассейна), так и из районов открытой воды (северной части Норвежского моря, открытых участков полыньи). В совокупности это и обусловило характерные условия теплоотдачи в атмосферу, к описанию которых мы переходим в этой части статьи.

Все расчеты осуществлялись с помощью специальных программ, разработанных в отделе взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ [Макштас и др., 2011, 2013].

Маршрут движения судна, положение кромки льда и его характеристики (сплоченность, возраст) представлены на рис. 1.



Рис. 1. Маршрут движения судна и ледовые условия в районе полыныи «Китовая бухта».

Следует сразу оговориться, что основные приоритеты экспедиции были связаны с гидробиологическими и криобиологическими исследованиями, поэтому значительную часть времени судно находилось во фьордах у северного побережья Шпицбергена (11–13 января 2012 г.) или в центральной части полыньи и в районе кромки льда на ее северо-западной периферии (14–16 января 2012 г.). С учетом представленной выше синоптической ситуации в указанные интервалы времени в приводном слое воздуха над полыньей наблюдались различные по интенсивности потоки тепла от океана в атмосферу. Осредненные за указанные интервалы, они представлены в табл. 1, где H – вертикальный турбулентный поток явного тепла, LE – вертикальный турбулентный поток крытого тепла,  $B_g$  – эффективное излучение подстилающей поверхности,  $Q\uparrow$  – суммарный поток тепла с поверхности полыньи в атмосферу.

Таблица 1

Характеристики	Составляющие								
	Н		LE		B <sub>o</sub>		$Q\uparrow$		
	I*	$\Pi^*$	Ι	II	Ι	II	Ι	II	
Среднее	145	71	126	84	67	16	338	171	
Максимум	274	104	261	118	90	19	625	241	
Минимум	0	4	13	59	26	11	84	135	

Оценки потоков тепла из океана в атмосферу (Вт/м<sup>2</sup>) в районе полыньи «Китовая бухта» в январе 2012 г.

*Примечание:* \* – І этап – 11–13 января 2012 г., ІІ этап – 14–16 января 2012 г.

Как следует из оценок, приведенных в таблице, турбулентные потоки тепла, наблюдавшиеся на первом этапе работ, практически вдвое превосходили аналогичные величины, зафиксированные на втором этапе. Главная причина, как уже указывалось выше, это направление переноса в приземном слое воздуха, а именно ситуация, формирующаяся при натекании холодного и сухого воздуха на открытую поверхность полыньи. Эффективное излучение поверхности, как правило, направлено в атмосферу, однако на первом этапе работ отсутствие облачности способствовало увеличению вклада этой составляющей теплового баланса в суммарные теплопотери с поверхности полыньи. Максимальные значения достигали 383 Вт/м<sup>2</sup>.

Оценки теплопотерь с поверхности арктических полыней делались и ранее, например, в работе [Попов и др., 2007]. Однако эти и подобные расчеты проводились либо по данным ближайших к полыньям прибрежных метеорологических станций, либо с использованием данных реанализа. И в том, и в другом случае подобные расчеты не отличаются высокой точностью и репрезентативностью по ряду объективных причин. Преимущество нашего подхода заключается в использовании данных стандартных и специальных метеорологических наблюдений, выполненных непосредственно на акватории полыньи.

Результаты, полученные в январе 2012 г., не являются пионерскими. Впервые специальные измерения условий энергомассообмена в приводном слое воздуха на акватории полыньи «Китовая бухта» были выполнены с борта отечественного научно-исследовательского ледокола «Отто Шмидт» 3–6 февраля 1986 г. Представляется интересным сравнить не только собственно метеорологические условия, наблюдавшиеся в разные годы, но и величины теплопотерь с поверхности полыньи, рассчитанные по одной и той же методике. В табл. 2 представлены некоторые статистические оценки метеорологических условий для указанных периодов времени.

Таблица 2

<i>W</i> – скорость ветра, м/с)							
Характеристики	T <sub>1986</sub>	$\Delta T_{1986}$	$W_{1986}$	T <sub>2012</sub>	$\Delta T_{2012}$	W <sub>2012</sub>	
Среднее	-11,4	-6,5	12,5	-4,7	-4,1	9,2	
СКО	±5,2	±5,4	$\pm 5,0$	$\pm 3,8$	±3,2	±4,1	
Максимум	0,1	2,0	22,0	2,5	1,8	20,0	
Минимум	-18,5	-17,3	1,0	-14,6	-11,7	1,9	

Метеорологические условия на акватории полыньи в 1986 и 2012 гг. (T – температура воздуха, °C;  $\Delta T$  – разность температур воздух/вода, °C; W – скорость ветра, м/с)

Как видно из этой таблицы, условия 1986 г. в значительной степени отличались от наблюдавшихся в 2012 г. В первую очередь это касается температуры приземного слоя воздуха, которая в 1986 г. в среднем была на 7 градусов ниже, и перепада температур воздух/подстилающая поверхность. Также наблюдались и более интенсивные ветра, в среднем на 3 м/с выше. Ледовый класс ледокола «Отто Шмидт» позволил проникнуть во внутренние прикромочные районы полыньи. Как показали данные визуальных наблюдений, в 1986 г. акватория полыньи в большей степени, по сравнению с 2012 г., была занята дрейфующими льдами, включая многолетние, однолетние и молодые льды, сплоченностью до 10 баллов. В совокупности это привело к более сложной картине теплоотдачи с поверхности полыньи. В табл. 3 сравниваются осредненные оценки теплопотерь с поверхности полыньи в 1986 и 2012 гг.

Таблица 3

	-			
истика	Н	LE	Bg	$Q\uparrow$
1986 г.	191	96	43	328
2012 г.	111	106	45	263
1986 г.	±184	±75	±23	±269
2012 г.	$\pm 86$	±63	±31	±163
1986 г.	563	241	94	869
2012 г.	274	261	90	625
1986 г.	0	1	18	21
2012 г.	-30		0	_4
	астика 1986 г. 2012 г. 1986 г. 2012 г. 1986 г. 2012 г. 1986 г. 2012 г.	Астика H 1986 г. 191 2012 г. 111 1986 г. ±184 2012 г. ±86 1986 г. 563 2012 г. 274 1986 г. 0 2012 г30	Истика H LE   1986 г. 191 96   2012 г. 111 106   1986 г. ±184 ±75   2012 г. ±86 ±63   1986 г. 563 241   2012 г. 274 261   1986 г. 0 1   2012 г. –30 1	Истика H LE $B_g$ 1986 г. 191 96 43   2012 г. 111 106 45   1986 г. ±184 ±75 ±23   2012 г. ±86 ±63 ±31   1986 г. 563 241 94   2012 г. 274 261 90   1986 г. 0 1 18   2012 г. -30 0 0

Осредненные оценки потоков тепла из океана в атмосферу (Вт/м<sup>2</sup>) в районе полыньи «Китовая бухта» в феврале 1986 и 2012 гг.

Примечание: обозначения те же, что и в табл. 1.

Видно, что максимальные величины турбулентных потоков явного тепла, а также суммарной теплоотдачи в 1986 г. были значительно выше по сравнению с условиями, наблюдаемыми в 2012 г. В то время как потоки скрытого тепла и эффективное излучение поверхности оказались очень близки (как средние, так и максимальные оценки). Термическая и динамическая неоднородности подстилающей поверхности (открытая вода, льды различной сплоченности, толщины и заснеженности) привели к заметному разбросу расчетных величин (оценки СКО) в 1986 г. относительно средних значений. При этом сами средние оценки для обоих периодов оказались в значительной степени близки между собой.

Таким образом, можно сделать заключение, что экстремальные величины теплоотдачи с поверхности полыньи определяются температурными контрастами на границе раздела «воздух-подстилающая поверхность» и скоростью ветра, а наличие дрейфующих льдов, включая льды местного происхождения (молодой лед), уменьшает суммарные теплопотери и приводит к значительной пространственной неоднородности потоков тепла.

Работа выполнена при поддержке государственного контракта № 16.420.12.0002, ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.4.3) и гранта РФФИ № 05-12-00780а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Богородский В.В., Гаврило В.П.* Лед: Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 383 с.

Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 176 с.

Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 287 с.

Китайгородский С.А., Волков Ю.А. О параметре шероховатости морской поверхности и расчете турбулентных потоков количества движения в приводном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 9. С. 973–988.

*Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф.* Сравнение параметризаций турбулентного энергомассообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосфере // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 5–16.

Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Расчет турбулентных потоков тепла в полярных районах (FLUX). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ, № 2011619504. 16.12.2011.

Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Расчет составляющих длинноволнового радиационного баланса(BEFF). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ, № 203612822. 13.03.2013

Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163–187.

Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В. Роль зимних заприпайных полыней в формировании ледовых условий в морях Сибирского шельфа в летний период // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 65–73.

*Репина И.А., Чечин Д.Г.* Влияние полыней и разводий в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 4. С. 162–170.

*Andreas E.L., Tucker W.B., Ackley S.F.* Variation of the drag coefficient across the Antarctic marginal ice zone // MIZEX Bulletin. 1984. Vol. III. P. 63–71.

Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: The Ice Station Weddell results // Boundary-Layer Meteorology. 2005. Vol. 114. P. 439–460.

Businger J.A., Wyngaard J.C., Izamai I., Bradley E.F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // J. Atmospheric Sci. 1971. Vol. 28. P. 181–189.

*Dyer A.J., Hicks B.B.* Flux-gradient relationships in the constant flux layer // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1970. Vol. 96. P. 715–721.

*Grachev A.A., Andreas E.I., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.* SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2007. Vol. 124. P. 315–333.

*Koning-Langlo G., Augstein E.* Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in Polar Regions // Meteorol. Z. 1994. Vol. 3. P. 343–347.

*Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F.* Accounting for clouds in sea ice models // Atmospheric research. 1999. Vol. 52. P. 77–113.

*Persson P.O.G., Fairall C.W., Andreas E.L., Guest P.S., Perovich D.K.* Measurements near the atmospheric surface flux group tower at SHEBA: near-surface conditions and surface energy budget// J. Geophys Res. 2002. Vol. 107(C10):8045, doi: 10.1029/2000JC000705.

*Smith S.D.* Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 467–472.

## ENERGY MASS EXCHANGE BETWEEN OCEAN AND ATMOSPHERE IN THE AREA OF WINTER POLYNYA TO THE NORTH OF SVALBARD

### B.V.IVANOV, V.F.TIMACHEV, P.N.SVIASHCHENNIKOV, A.P.MAKSHTAS, V.M.BEDNENKO, A.K.PAVLOV

The results of the winter sea ice-free area of the expedition in the Arctic Basin to the north of Svalbard (polynya «Whale Bay») on the Norwegian research vessel «Helmer Hanssen» in January 2012 are analysis. The characteristics of the turbulent energy-mass calculated using an algorithm, which is based on semi-empirical theory of «Monin–Obukhov», adapted to the conditions of marine meteorological observations are estimates. The results are compared with the data obtained in this area in 1986 by the Russian research icebreaker «Otto Schmidt». The features of energy-mass exchange explain by synoptic and ice conditions in the study area. We consider the relationship with the processes of convective mixing and biological productivity.

Keywords: Svalbard, polynya, turbulent energy-mass, mixing, biological productivity.

# ПАМЯТИ Е.Г.НИКИФОРОВА (1930–2013)



30 апреля 2013 г. после тяжелой болезни скончался известный полярный океанолог, видный организатор научных исследований Евгений Гурьевич Никифоров.

Коренной ленинградец Е.Г.Никифоров после окончания 123-й средней школы Ленинграда в 1948 г. поступил на гидрометеорологический факультет Высшего арктического мореходного училища им. С.О.Макарова, который окончил в 1954 г. по специальности инженер-океанолог, и был направлен на работу в ледово-гидрологический отдел Арктического НИИ. Выпуск молодых специалистов этого факультета 1954 г., среди которых был Е.Г.Никифоров, стал знаковым событием в полярной науке и практике отечественных арктических и антарктических экспедиций и работ.

В 1970–1980 гг. Е.Г.Никифоров и его товарищи по учебе в ЛВАМУ им. С.О.Макарова успешно руководили работами Арктического и антарктического НИИ, Гидрометеорологической службы страны, Государственного Комитета по науке и технике при Совете Министров СССР, институтами Академии наук СССР. Е.Г.Никифоров продолжал оставаться лидером среди них, обладая энциклопедическими знаниями во многих областях современной науки, прекрасным математическим аппаратом, твердым и принципиальным характером.

С первых дней работы в АНИИ он посвятил себя исследованиям взаимодействия океана и атмосферы, изучению характера ветровых течений в мелководных арктических морях и определению общих закономерностей циркуляции вод Арктического бассейна. Он успешно сочетал научные теоретические научные исследования с экспедиционной деятельностью. В 1960 г. Е.Г.Никифоров защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата географических наук, а в 1966 г. был избран по конкурсу на должность руководителя сектора гидрологического режима лаборатории химии вод и грунтов отдела океанологии института.

Возглавляя это направление исследования, Е.Г.Никифоров за короткий срок стал крупнейшим специалистом нашей страны в области гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Он был одним из авторов таких крупных научных натурных экспериментов по изучению Арктики, как натурный эксперимент по изучению океана и

атмосферы (1968 г.) и «ПОЛЭКС–Север» (1973 г.). Венцом этих работ стала монография, написанная в 1980 г. в соавторстве с А.О.Шпайхером, – «Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана». Эта книга стала настольной для полярных океанологов.

В декабре 1981 г. Е.Г.Никифоров был назначен заместителем директора ААНИИ по научной работе. Пытливый творческий подход к любому порученному делу, организаторский талант и умение наладить деловые связи с различными представителями и руководителями научных организаций, министерств и ведомств страны позволили ему за короткий срок организовать целый ряд крупных исследовательских прикладных работ, направленных на укрепление обороноспособности СССР. Он был назначен главным конструктором действующей системы «Север», созданной под его руководством и при его непосредственном участии.

Е.Г.Никифоров был членом Бюро научно-технического совета Государственной комиссии при Совете Министров СССР по делам Арктики, членом секции Совета по исследованию Мирового океана ГКНТ при Совете Министров СССР, членом Совета по гидрофизике при президиуме Академии наук СССР. Большая загруженность организационной работой все же не помешала Е.Г.Никифорову неоднократно посещать в эти годы Арктику для ознакомления с ходом выполнения экспериментальных полевых исследований, в том числе и на борту атомной подводной лодки при выполнении испытаний нового специального оборудования.

В 1993 г. Е.Г.Никифоров вернулся к научной работе, став ведущим научным сотрудником отдела океанологии института. С 2000 по 2002 г. он возглавлял работу творческого коллектива по подготовке и изданию электронного «Гидрохимического атласа Северного Ледовитого океана». В 2000 г. Е.Г.Никифоров защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора географических наук. Данная работа под названием «Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана» в 2003 г. была издана в виде отдельной монографии. В ней были собраны результаты многолетних исследований автора по изучению такого сложного природного объекта Мирового океана, каким является Северный Ледовитый океан.

Без малого 60 лет Е.Г.Никифоров работал в нашем институте. Его имя широко известно среди ученых-океанологов нашей страны, военных и торговых моряков, капитанов ледоколов. Его многолетний доблестный труд был высоко оценен нашим государством. В 1974 г. он был награжден медалью «За трудовую доблесть», в 1985 г. – медалью «За доблестный труд», в 1987 г. – орденом «Знак Почета», в 2003 г. – медалью «В память 300-летия Санкт-Петербурга», в 2004 г. – почетным званием «Заслуженный деятель науки Российской Федерации». Евгений Гурьевич был также награжден многими ведомственными почетными званиями.

Светлая память о Евгении Гурьевиче Никифорове навсегда сохранится в сердцах его друзей, коллег по работе и учеников.

Подписано в печать 4.06.2013 Формат 70×100 1/16 Тираж 200

13 Печать офсетная Печ. л. 7,5 Заказ № 25 Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ 199397, ул. Беринга, 38