

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (83)



Санкт-Петербург
ААНИИ
2009

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *Бузин И.В.*

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

д-р геогр. наук *Шикломанов И.А.* (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (83)

Подписной индекс издания 48657

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

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов, Е.А.Скутина

Рисунок на обложке А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2009.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л.А.Тимохов, И.М.Ашик, А.Л.Гарманов, В.Ю.Карпий, С.А.Кириллов, Н.В.Лебедев, А.Е.Новихин, И.В.Поляков, В.Т.Соколов.</i> Океанографические условия в Арктическом бассейне и арктических морях по результатам натурных исследований в 2008 г.	5
<i>Л.А.Тимохов, Е.А.Чернявская.</i> Особенности состояния поверхностного слоя Арктического бассейна в аномальное лето 2007 г.	19
<i>Б.В.Иванов, О.М.Андреев, А.М.Безгрешнов, С.П.Поляков.</i> Новые данные об альбедо естественных и искусственных снежно-ледниковых покровов в районе антарктической станции Новолазаревская	28
<i>А.А.Екайкин, В.Я.Липенков, Е.В.Поляков, Л.М.Саватюгин, Ю.А.Шибает, А.В.Преображенская, И.Н.Сократова.</i> Новые данные о составе, строении и механизме образования конгеляционного льда над подледниковым озером Восток	37
<i>В.В.Поважный.</i> Гидробиологические наблюдения на станции Беллинсгаузен в период работы 52-й РАЭ.....	49
<i>В.И.Михалевич.</i> Фауна фораминифер Антарктики	64
<i>А.В.Попов, И.Д.Карелин.</i> Роль арктических заприпайных полыней в генезисе новых льдов в морях сибирского шельфа и распреснении поверхностных вод Северного Ледовитого океана.....	74
<i>Е.У.Миронов, И.М.Ашик, С.В.Бресткин, В.Г.Смирнов.</i> Адаптируемый комплекс мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы и гидросферы	88
<i>Н.Е.Иванов, А.П.Макштас, С.В.Шутилин.</i> Многолетняя изменчивость характеристик климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси. Часть 2. Годовой ход.....	97
<i>И.В.Бузин.</i> К вопросу о распространении многолетних льдов в Баренцевом море во второй половине XX – начале XXI вв.	114
<i>М.В.Гаврило.</i> Гнездовое распространение белой чайки в России: проблема изучения ареала редкого, спорадически гнездящегося высокоарктического вида	127
<i>М.В.Дорожкина, Л.М.Саватюгин.</i> Имена сотрудников ААНИИ на географических картах. Николай Петрович Ирецкий. Дмитрий Георгиевич Муратов.....	152
<i>В.В.Дремлюг.</i> Ледовые патрули Арктики.....	154

CONTENTS

<i>L.A.Timokhov, I.M.Ashik, A.L.Garmanov, V.Yu.Karpiy, S.A.Kirillov, N.V.Lebedev, A.E.Novikhin, I.V.Polyakov, V.T.Sokolov.</i> Hydrographic conditions in the Arctic basin and Arctic seas on the base of the 2008 observational data.....	5
<i>L.A.Timokhov, E.A.Chernyavskaya.</i> Features of the Arctic Basin surface layer at anomalous summer of 2007.	19
<i>B.V.Ivanov, O.M.Andreev, A.M.Bezgreshnov, S.P.Polyakov.</i> New data about albedo of nature and artificial snow-ice covers around of antarctic station Novolazarevskaya.....	28
<i>A.A.Ekaykin, V.Ya.Lipenkov, E.V.Poljakov, L.M.Savatyugin, Yu.A.Shibaev, A.V.Preobrazhenskaya, I.N.Sokratova.</i> New data on structure, gas content and formation mechanism of the Lake Vostok accreted ice	37
<i>V.V.Povazhny.</i> Hydrobiological investigations at the Bellingshausen Station for working time of the 52 RAE	49
<i>V.I.Mikhalevich.</i> The Fauna Composition of Foraminifera of the Antarctic.....	64
<i>A.V.Popov, I.D.Karelin.</i> Role of the Arctic Flaw Polynyas in Genesis of New Ice in the Seas of the Siberian Shelf and Freshening of the Surface Waters of the Arctic Ocean	74
<i>Ye.U.Mironov, I.M.Ashik, S.V.Brestkin, V.G.Smirnov.</i> Adaptable complex for monitoring and forecasting the state of the atmosphere and hydrosphere.....	88
<i>N.E.Ivanov, A.P.Makshtas, S.V.Shutilin.</i> Long-term variability of climate characteristics in the area of Tiksi hydrometeorological observatory. Part 2. Seasonal variability.....	97
<i>I.V.Buzin.</i> On spreading of the multiyear ice in the Barents Sea in the second half of 20 – beginning of 21 th century.	114
<i>M.V.Gavrilo.</i> Breeding distribution of ivory gull in the Russian Arctic: difficulty when studying range of a rare and sporadically breedin high arctic species.....	127
<i>L.M.Savatyugin, M.V.Dorozhkina.</i> Names of AARI scientists on geographical maps. Nikolay Petrovich Iretsky. Dmitry Georgievich Muratov.....	152
<i>V.V.Dremlyug.</i> Ice Patrol of the Arctic.....	154

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ И АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 2008 г.

д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ, канд. геогр. наук И.М.АШИК,
науч. сотр. А.Л.ГАРМАНОВ, ст. науч. сотр. В.Ю.КАРПИЙ,
канд. геогр. наук С.А.КИРИЛЛОВ, ст. науч. сотр. Н.В.ЛЕБЕДЕВ,
мл. науч. сотр. А.Е.НОВИХИН, д-р физ.-мат. наук И.В.ПОЛЯКОВ,
зав. отделом В.Т.СОКОЛОВ

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

В статье представлены оценки термохалинного состояния Арктического бассейна и арктических морей по данным экспедиционных исследований летом 2008 г. Положительные аномалии поверхностной температуры воды и распределение поверхностного слоя летом 2008 г. наблюдались на значительной части Американо-Азиатского суббассейна. В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых фиксировалось осолонение поверхностного слоя, а поверхностная температура воды была в пределах нормы за исключением района пролива Фрама.

Средняя в слое температура атлантических вод и их максимальная температура в 2008 г. всюду была выше средней климатической. В то же время по сравнению с 2007 г. средняя и максимальная температуры атлантических вод понизились на 0,25–0,50 °С, общее теплосодержание и толщина атлантических вод уменьшились. В котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод по сравнению с 2007 г.

Ключевые слова: Арктический бассейн, поверхностный слой, атлантические воды, теплосодержание, аномалии поверхностной температуры и солёности.

ВВЕДЕНИЕ

Конец прошлого столетия изобилует множеством неординарных событий в Арктике. В 1989 г. режим атмосферной циркуляции изменился в сторону уменьшения индекса высокоширотной зональности по циркумполярной зоне Северного полушария и увеличения повторяемости арктического антициклона [1]. Аномалии среднегодовых значений температуры воздуха в широтной зоне 72–85° с.ш. в конце 1990-х гг. стали положительными [2]. Изменился знак тренда средней солёности поверхностного слоя: в Канадском бассейне осолонение с 1950 до 1989 г. сменилось распреснением, а в зоне трансарктического дрейфа распреснение уступило место осолонению [6]. Ледовитость арктических морей (АМ), которая увеличивалась начиная с 1960-х гг., в конце прошлого столетия начала стремительно уменьшаться [5].

В период 1989–1993 гг. произошло увеличение температуры атлантических вод (АВ) в Арктическом бассейне (АБ). В Евразийском суббассейне оно продолжалось до конца прошлого столетия, а в Американо-Азиатском суббассейне потепление 1990-х гг. отмечалось и в начале XXI в. Вторжение АВ было столь продолжительным и повышение их температуры столь значительным, что на фоне всех исторических данных это выглядело большой положительной аномалией. В конце 1990-х гг. наметилась определенная стабилизация поступления АВ в АБ, и в начале XXI в. казалось, что природная среда Арктики исчерпала свой аномальный импульс и климатическая система Арктики вот-вот начнет возвращаться к прежнему состоянию.

Однако начиная с 2003–2004 гг. температура АВ в Евразийском суббасейне начала повышаться до величин, ранее никогда здесь не наблюдавшихся. Экстремальное потепление глубинных АВ выглядело как новый шаг к потеплению Арктики [8]. Последовавшее за этим лето 2007 г. показало, что пределы возможности макромасштабных изменений, как атмосферной, так ледовой и океанической сфер в Арктике, еще не исчерпаны. Сезонный цикл 2007 г. развивался по сценарию, который не наблюдался за всю историю инструментальных наблюдений. Изменения распределения ледяного покрова, термохалинной структуры поверхностного слоя океана и теплового состояния АВ в Северном Ледовитом океане (СЛО) были столь велики, что их следует отнести к разряду больших аномалий, а состояние СЛО летом 2007 г. можно назвать экстремальным. Понятным был тот огромный интерес, с которым планировались и выполнялись полевые исследования в 2008 г. Тем более что этот год был заключительной полевой фазой Международного полярного года (МПГ) 2007/08.

В данной статье уделено внимание двум главным океанологическим структурам, изменения которых были особенно впечатляющими в 2008 г.: поверхностный слой и слой вод атлантического происхождения. Состояния промежуточных слоев, а также донных вод будут предметом дальнейшего специального анализа.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Благодаря концентрации национальных и международных усилий в период МПГ было выполнено большое количество экспедиционных исследований на научно-исследовательских судах, дрейфующих льдах, с помощью авиационной техники и ледовых дрейфующих буев.

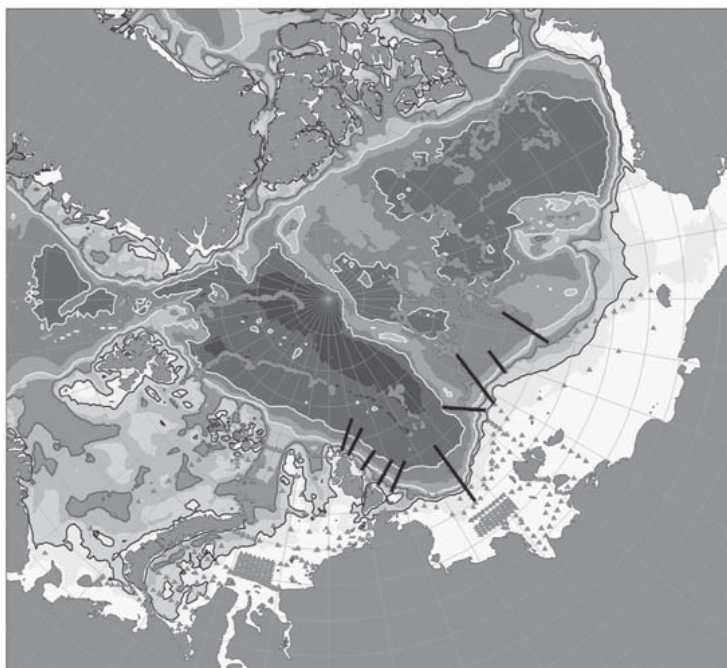


Рис. 1. Схема дрейфа автономных измерительных комплексов ИТР, дрейфующих станций «Северный полюс» и других экспедиций, организованных ААНИИ в 2008 г.

Черными прямыми линиями показано расположение океанографических разрезов поперек материкового склона, полученное по данным экспедиции «Арктика-2008» и АВЛАП/NAVOS-2008

Данные океанографических наблюдений отечественных и зарубежных экспедиций позволили получить обобщенные сведения о состоянии СЛО в 2008 г. и выполнить оценки изменчивости термохалинной структуры для различных типов водных масс.

ААНИИ в 2008 г. производил комплексные исследования СЛО на судах «Академик Федоров», «Иван Петров», «Капитан Драницын»; с помощью вертолетов на дрейфующих льдах; на дрейфующей станции «Северный полюс-36» (СП-36), а также путем постановки автономных дрейфующих буев и заякоренных океанографических станций (рис. 1). Кроме российских организаций, таких, как Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова Российской Академии наук (ИФА РАН), Санкт-Петербургский государственный университет, Институт океанологии им. П.П.Ширшова Российской Академии наук (ИО РАН) и др., в полевых исследованиях принимали участие зарубежные организации: Международный арктический научный центр (IARC, США) Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера (AWI, Германия), Институт морских наук (IFM-GEOMAR, Германия) и др.

Программы всех экспедиционных исследований были выполнены в полном объеме. В летний и осенний периоды было выполнено всего около 490 СТД-станций и измерено 85 ХВТ-профилей; ИТР-буи за период с января по декабрь произвели измерения более 4000 СТД профилей. В результате был получен большой объем океанографических данных, который пополнил национальную базу океанографических данных и составил основу для получения оценок состояния СЛО в 2008 г.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛИВШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОХАЛИННОГО СОСТОЯНИЯ

Формирование полей температуры и солености воды, структуры циркуляции в СЛО происходит в результате воздействия внешних факторов и внутренних процессов. Основными внешними факторами, которые обуславливают особенности термохалинных и динамических процессов в АМ и АБ СЛО, являются:

- а) термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации;
- б) поступление в АБ теплых и соленых АВ через пролив Фрама;
- в) поступление тихоокеанских вод в Чукотское море через Берингов пролив;
- г) материковый сток пресных вод в арктические моря;
- д) расходы льда и воды через пролив Фрама и проливы Канадского архипелага.

Основными внутренними силами, которые определяли главный механизм формирования структуры термохалинных полей и течений, были фазовые переходы, турбулентные, диффузионные и конвективные процессы и адвективные переносы. Приведем краткое описание основных особенностей действия внешних факторов в 2008 г.

Термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации, как и летом 2007 г., сыграли ключевую роль в изменении океанографических характеристик и формировании особенностей состояния поверхностного слоя АМ и АБ. Особенности метеорологических и ледовых процессов в весенний, летний и осенний сезоны состояли в следующем [4]. В атлантико-евразийском секторе в среднем за период апрель–июнь фон давления был выше нормы, крупномасштабная перестройка атмосферных процессов произошла от западной формы в июле и августе к восточной в сентябре. Фон температуры в целом за период апрель–сентябрь был выше нормы, наиболее теплыми оказались апрель и сентябрь, а холодными — июнь и июль. В тихоокеано-американском секторе в апреле–июне отмечалась тенденция к ослаблению влияния арктического антициклона и усилению циклонической деятельности, антициклональный режим циркуляции в восточном секторе Арктики преобладал в августе и сентябре. В апреле–июне фон температуры был выше нормы, за исключением побережья Восточно-Сибирского моря, где температуры близки к средним многолетним значениям. В июле–сентябре фон температуры был в целом выше нормы, причем наиболее теплым оказался сентябрь, холодным — июль.

Ледовые условия в весенний период 2008 г. характеризовались пониженными толщинами льда в морях российского сектора Арктики и более интенсивным выно-

сом льдов из СЛО через пролив Фрама. В распределении возрастного состава, отражающего распределение толщин льда, преобладали однолетние льды и отсутствовали старые льды в российском, аляскинском секторах и центральном районе Арктики.

Благодаря положительным аномалиям температуры воздуха, ветрам южных направлений, преобладанию однолетних льдов и пониженным толщинам льда, в летний период 2008 г. началось интенсивное уменьшение льда в окраинных западных (Баренцево и Карское) и восточных морях (Бофорта и Чукотское), а затем и в Амеразийском суббассейне. В конце летнего периода общее количество льдов в СЛО было значительно меньше среднегогодового значения. По историческим данным, минимальная площадь льдов в 2008 г. занимает второе место после 2007 г., который относится к разряду лет с экстремально малой ледовитостью СЛО в конце летнего сезона.

Перечисленные факторы в значительной мере стали причиной интенсивного таяния льдов и отступления на север их кромки, значительного распреснения и радиационного прогрева поверхностного слоя океана. К концу летнего сезона в Амеразийском суббассейне, в восточной части Восточно-Сибирского моря и на большей части Карского моря сформировались положительные аномалии температуры воды и отрицательные аномалии солёности (распреснение) поверхностного слоя.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В 2008 г.

Для анализа вертикальной термохалинной структуры АБ были выбраны профили температуры и солёности по данным наблюдений на СП-35 и дрейфующих океанографических буев ИТР. Вокруг траекторий дрейфа СП-35 и буев ИТР были выделе-

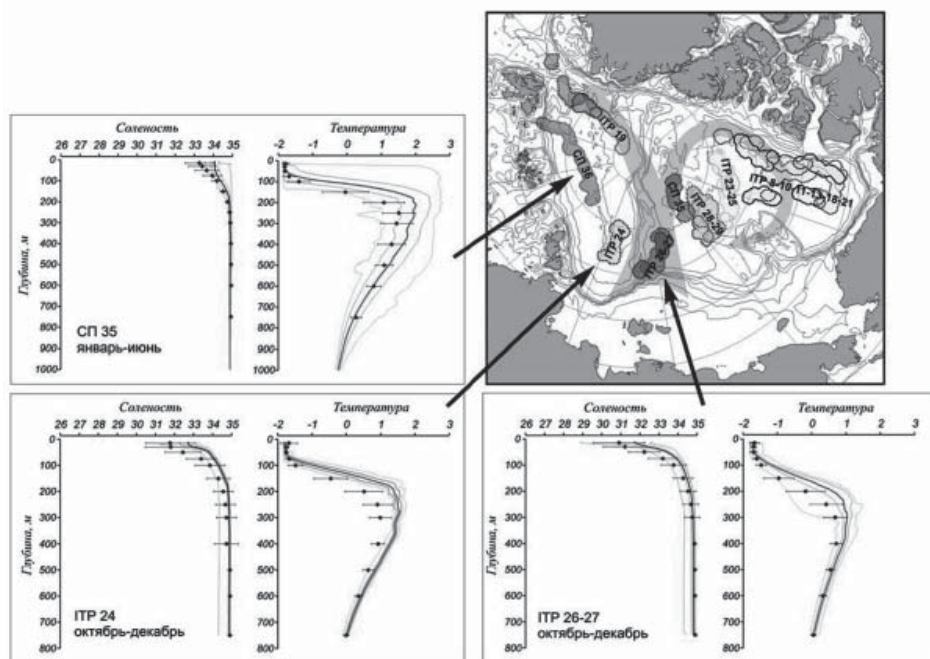


Рис. 2. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений на дрейфующей станции СП-35 (январь—июнь), ИТР-24 (октябрь—декабрь), ИТР-26, 27 (октябрь—декабрь) Жирная линия соответствует профилю средних значений, толстые линии ограничивают область стандартного отклонения, тонкие линии соответствуют минимальным и максимальным значениям наблюдаемых характеристик в 2008 г. Черными точками показаны средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным «Базы океанографических данных СЛО» отдела океанологии ААНИИ

ны 100-километровые зоны, в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры, как это показано на рис. 2 и 3.

Распределение солёности поверхностного слоя в Евразийском суббассейне в 2008 г. имело следующие особенности. Максимальные значения солёности верхнего перемешанного слоя (около 34,1 ‰) наблюдались в районе хребта Гаккеля (рис. 2), отображая хорошо известный факт осолоняющего влияния теплых соленых североатлантических вод, распространяющихся через пролив Фрама и далее вдоль границы материкового склона в восточном направлении. Измерения, выполненные к северо-востоку от Гренландии и в восточной части бассейнов Нансена и Амундсена, показали меньшие значения солёности поверхностного слоя – 33,2–33,8 ‰ и 32,7 ‰ соответственно. Одновременно с этим на всей акватории Евразийского суббассейна наблюдались положительные аномалии солёности в поверхностном слое, величина которых достигала 1 ‰ по отношению к климатическим значениям (рис. 2). Следует отметить сложности, связанные с точным определением положения границы и характеристик верхнего перемешанного слоя (ВПС) по данным измерений ИТР-бுவ. С одной стороны, это связано с ограничением верхней границы производимых измерений (измерения начинаются с глубины более 7 м), а с другой – с широкой изменчивостью указанных характеристик за длительный временной период наблюдений и при значительном пространственном изменении положения буев за наблюдаемый период.

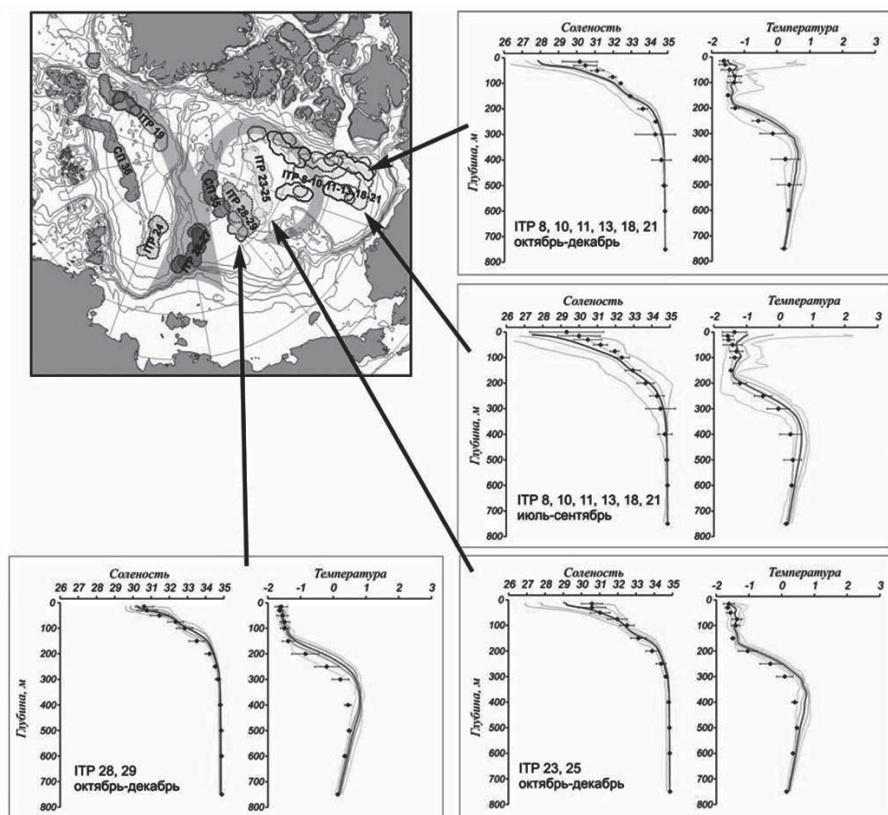


Рис. 3. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений на ИТР-8,10, 11,13,18, 23, 25, 28, 29 в октябре–декабре и ИТР-8,10, 11,13,18 в июле–сентябре 2008 г. Обозначения указаны на рис. 2

Воды атлантического происхождения в Евразийском бассейне также демонстрировали значительную положительную аномалию температуры относительно климатических значений. Так, в ядре АВ, расположенном на глубинах от 210 м в западной части суббассейна до 280–300 м в восточной и северной части, наблюдались аномалии, достигающие $+0,5...+0,6$ °С. В большинстве случаев такие аномалии превышают средний климатический уровень на величину, превышающую одно стандартное отклонение, которое в ядре АВ в этом районе составляет $0,3–0,5$ °С.

В части Евразийского суббассейна, непосредственно прилегающей к проливу Фрама (по данным ИТР-19 и СП-35, рис. 3), отмечен значительный разброс кривых минимальной и максимальной температуры воды, как в верхнем перемешанном, так и в глубоководном слое. Данное обстоятельство обусловлено расположением траектории дрейфа в области фронтальных разделов с большими значениями горизонтальных градиентов гидрологических характеристик.

В целом положительные аномалии температуры слоя АВ наблюдаются на глубинах, превышающих 80–100 м, и прослеживаются до глубины 600–700 м. При этом отчетливо прослеживается тенденция к более мелководному положению слоя АВ, верхняя граница которых традиционно определяется глубиной расположения изотермы 0 °С. По результатам многочисленных измерений в разных частях суббассейна величина смещения верхней границы АВ вверх составила 40–50 м. В различных частях суббассейна положительные аномалии температуры в ядре АВ сопровождалась положительными аномалиями солёности по отношению к климатическим значениям. Как правило, эти аномалии наблюдались только в верхней и центральной частях ядра и отсутствовали глубже горизонтов 250–400 м. В табл. 1 приводятся основные характеристики верхнего перемешанного слоя и слоя АВ Евразийского суббассейна, полученные в результате анализа вертикальной термохалинной структуры.

Распределение солёности поверхностного слоя в Канадском суббассейне в 2008 г. характеризовалось постепенным уменьшением величины положительной аномалии и переходом к отрицательным значениям при продвижении с запада на восток. Если в районе дрейфа ИТР-26 и СП-36 средние значения аномалии солёности верхнего 15–20-метрового слоя наблюдались на уровне $+0,8$ ‰ (значения солёности $31,7$ ‰) и $+1,3$ ‰ (значения солёности $31,2$ ‰) соответственно, то на профилях солёности бую ИТР-28 значения аномалии солёности уже составляли $-0,4$ ‰ (значения солёности $30,6$ ‰). Далее к востоку аномалии продолжили увеличение по абсолютной величине и достигали значений $-2,3$ ‰ (рис. 3). Одним из наиболее вероятных факторов, определивших развитие столь значительных крупномасштабных изменений в распределении поверхностной солёности, по всей видимости, следует считать существенные изменения в характеристиках ледяного покрова. Распреснение значительных по площади акваторий вполне закономерно в условиях наблюдавшегося в течение нескольких лет последовательного уменьшения толщины и протяженности ледяного покрова в этой части АБ.

Таблица 1

Основные характеристики термохалинной структуры Евразийского бассейна в районе дрейфа бую ИТР-24, ИТР-19 и станции СП-35

Верхний перемешанный слой		Атлантические воды	
толщина	20–60 м	верхняя граница (положение изотермы 0 °С)	90–150 м
температура	$-1,8...-1,7$ °С	нижняя граница (положение изотермы 0 °С)	750–880 м
солёность	$32,7–34,1$ ‰	максимальная температура	$+1,0...+2,4$ °С
		положение ядра	210–305 м

Слой АВ в Канадском суббассейне, так же как и в Европейском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры воды, наблюдаемые до горизонтов 500–700 м. Значения максимальных температур уменьшались с запада на восток от 1,0 °С до 0,65 °С, а аномалии температуры в ядре слабо менялись в пространстве и варьировали +0,2 до +0,3 °С. При этом при продвижении струи АВ от хребта Ломоносова к Канадской котловине происходило постепенное заглубление ядра от 290 м (ИТР-26) до 370–380 м (группы буев ИТР-23 и ИТР-8). Точно такие же тенденции наблюдались в положении верхней границы АВ, которая опустилась с горизонта 160 м в восточной части суббассейна до 265 м – в Канадской котловине. По историческим данным, положение верхней границы АВ на соответствующем отрезке пути их распространения в Канадском суббассейне варьирует от 215 до 330 м. Таким образом, наблюдается ярко выраженный подъем верхней границы на 40–60 м (рис. 3).

Летние тихоокеанские воды (ЛТВ) подстилают поверхностные воды и образуют в основном в Американо-Канадском суббассейне слой между горизонтами 40–100 м с температурой выше –1,4 °С и соленостью 31–33 ‰. Вертикальная структура ЛТВ в зимне-весенний период в Канадской котловине во многих местах была многопиковой. Чаще всего наблюдалось два пика температуры. Первый максимум располагался на горизонтах 50–75 м, максимальная температура была в пределах от –0,25 до –1,14 °С, а соленость была 30,90–31,41 ‰. Второй максимум располагался на горизонтах 90–140 м, максимальная температура была в пределах от –1,24 до –1,40 °С, а соленость была 32,60–32,80 ‰. В осенне-зимний период в этом районе чаще всего наблюдался один пик, который располагался на горизонтах 50–75 м, максимальная температура была в пределах от –0,93 до –1,14 °С и соленость 29,50–31,50 ‰. Но в некоторых местах наблюдался и пик на горизонте 80–100 м с максимальной температурой около –0,85 °С и соленостью 31,50 ‰.

В отличие от 2007 г., площадь распространения ЛТВ в 2008 г. была значительно больше и относится к максимальной из имеющегося ряда наблюдений. Граница распространения ЛТВ проходила вдоль хребта Ломоносова, а вдоль Канадского материкового склона она доходила до меридиана 66° з.д. вблизи Гренландии. ЛТВ с максимальной температурой –1,38 °С и соленостью 32,75 ‰ на горизонте 90 м наблюдались в марте 2008 г. к северу от Гренландии в точке 66° з.д., 83° с.ш. В целом температура ЛТВ в 2008 г. была несколько выше, а соленость несколько меньше средней климатической. Вместе с тем в южной части Канадской котловины температура ЛТВ была ниже, чем в 2007 г.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ

Основной объем океанографических наблюдений был выполнен в летний и летне-осенний периоды (июль–октябрь). Именно для этого периода выполнены оценки пространственного распределения термохалинных характеристик СЛО.

Прежде чем приступить к описанию особенностей термохалинного состояния основных океанологических структур СЛО летом 2008 г., приведем климатические характеристики поверхностного слоя и слоя АВ как реперных значений, относительно которых будут устанавливаться тенденции изменений состояния СЛО. На рис. 4 приведены карты средних климатических значений температуры и солености воды, вычисленных для ряда 1950–1989 гг. [7].

Распределение температуры поверхностного слоя носит отчетливый зональный характер с очагами высоких значений температуры в устьевых зонах рек, а также в районе поступления тихоокеанских и атлантических вод. Изолиния –0,5 °С температуры поверхностного слоя в летний период довольно близко совпадает с положением среднесуточной границы распространения ледяного покрова.

Соленость воды поверхностного слоя на большей части АВ и прилегающих к нему морей изменяется в меридиональном направлении, увеличиваясь от 10–15 ‰ в райо-

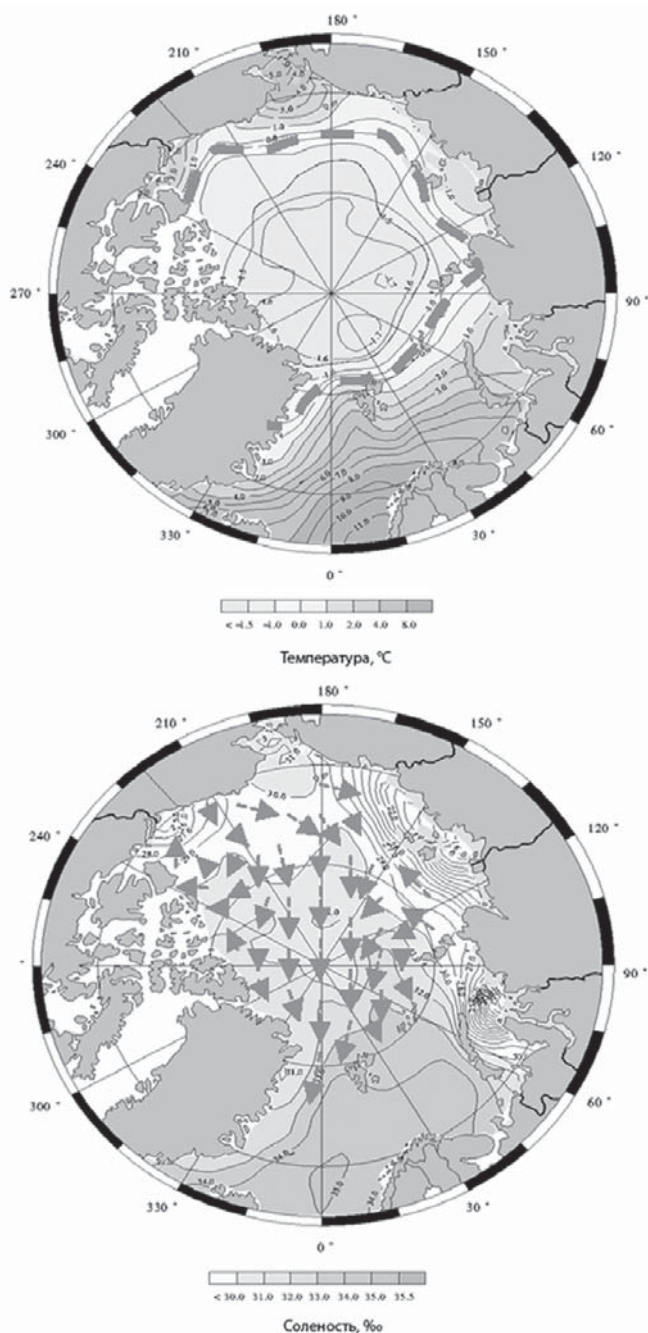


Рис. 4. Средняя температура (вверху, °C) и соленость (внизу, ‰) воды за период с 1950 по 1989 г. на горизонте 5 м для лета [7]

На карте температуры воды (слева) пунктирной линией нанесена среднееголетняя кромка льда, которая близко совпадает с положением изотермы $-0,5^{\circ}\text{C}$. На карте солёности воды стрелками показана схема циркуляции льдов в летний период для теплых лет (адаптирована из монографии [4])

нах устьев рек до 31–33 ‰ в районе Северного полюса. Но в приатлантической части АБ меридианальность нарушается и изменение поверхностной солености имеет широтный характер. Вдоль материкового склона Евразии располагается область поверхностных вод с высокой соленостью от 34,5 ‰ в восточной части пролива Фрама до 32 ‰ в центре северной части моря Лаптевых. Южная часть этой области располагается в центральной и северной частях Баренцева и северной части Карского морей. Это так называемый «поверхностный след» циркулируемых на глубине вдоль материкового склона в восточном направлении соленых АВ. Подобный же поверхностный след, но уже тихоокеанских вод наблюдается в Чукотском море, где соленость зимой меняется от 32,5–33,5 ‰ в Беринговом проливе до 29–30 ‰ на северной, восточной и западной границах моря. В целом поверхностный слой Амеразийского суббассейна является более распресненным, чем поверхностный слой Евразийского суббассейна. В АМ зоны большого распреснения формируются благодаря стоку рек и летнему таянию льдов.

Термические процессы, протекавшие в АБ и АМ в 2008 г., сформировали во многих районах аномальное тепловое состояние поверхностного слоя океана в летний период. Положительные аномалии температуры поверхностного слоя воды наблюдались не только на свободной ото льда части Арктического бассейна, области положительных аномалий также сформировались и на покрытой льдом акватории АБ. Как видно из карты распределения температуры воды на горизонте 10 м на рис. 5, построенной по всем имеющимся данным океанографических наблюдений в августе–сентябре 2008 г., изотерма -1°C расположена севернее по сравнению со средним климатическим положением.

Положительные аномалии температуры воды наблюдались на значительной части Амеразийского суббассейна, при этом в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря положительные аномалии достигали 2°C . В Евразийском суббассейне поверхностная температура воды была в пределах нормы, но в районе пролива Фрама отмечалась отрицательная аномалия, а в северо-западной части Карского моря — положительная аномалия температуры воды. В Карском море в поверхностном слое наблюдалась более высокая температура воды, причем в юго-западной части моря положительная аномалия достигала $+6^{\circ}\text{C}$.

Сравнивая распределение поверхностной температуры воды летом 2008 г. с распределением поверхностной температуры воды летом 2007 г. [3], отмечаем следующее. На большей части акватории АБ температура воды летом 2008 г. была ниже, чем летом 2007 г. Причем в восточной части моря Лаптевых и к северу от Новосибирских островов и Восточно-Сибирского моря температура воды была ниже на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$. В то же время в северной части Карского моря поверхностная температура воды летом 2008 г. была выше таковой летом 2007 г. Таким образом, распределение поверхностной температуры воды летом 2008 г. на большей части АБ и в морях Восточно-Сибирское, Лаптевых и Карское было аномальным. Структура поля аномалий температуры была подобна лету 2007 г., но величины аномалий летом 2008 г. были значительно меньше, за исключением северной части Карского моря.

Распределение солености поверхностного слоя летом 2008 г. имело следующие особенности. На большей части акватории Амеразийского суббассейна наблюдалось распреснение поверхностного слоя, при этом в отдельных районах отрицательные аномалии (распреснение) достигали -2‰ (рис. 5). В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых отмечалось осолонение поверхностного слоя. При этом в северной части моря Лаптевых положительные аномалии солености достигали $+2\text{‰}$.

Таким образом, в целом поверхностный слой Амеразийского суббассейна был аномально распресненным, а Евразийского суббассейна — аномально соленым. Контраст солености между двумя суббассейнами достигал 4‰ . Нулевая изолиния аномалии солености проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова.

Сравнительный анализ с распределением поверхностной солености воды, наблюдавшимся летом 2007 г., позволяет сделать следующие выводы. Структу-

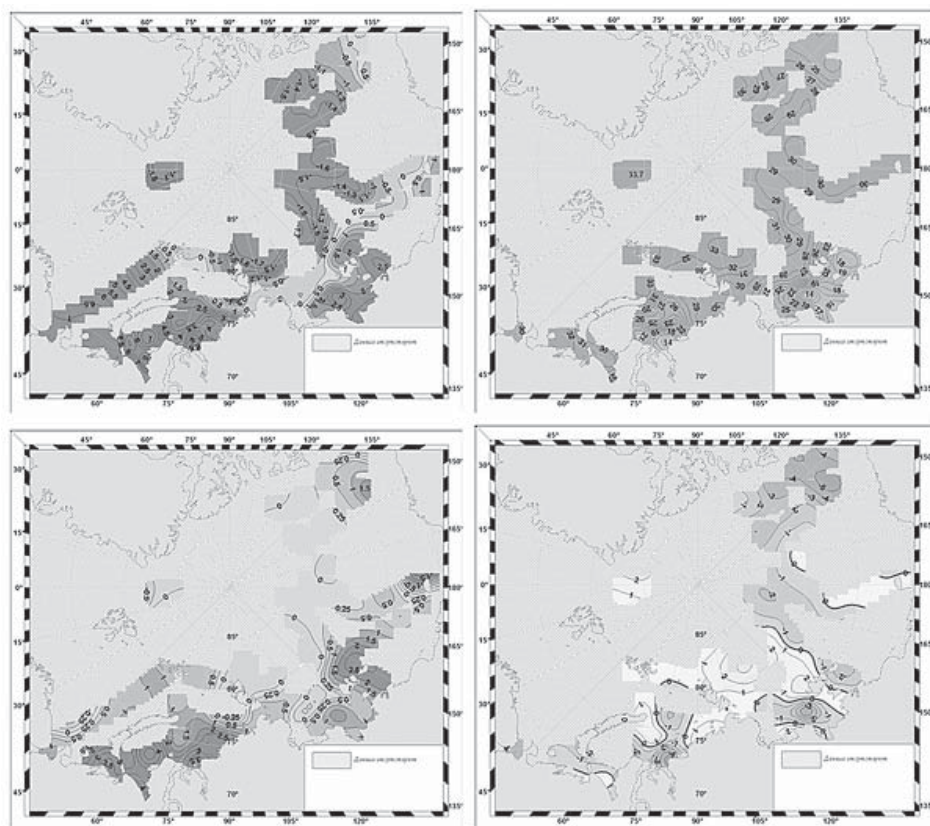


Рис. 5. Пространственное распределение температуры (слева) и солёности (справа) на глубине 5–10 м по данным измерений в августе–сентябре 2008 г.

На нижней паре карт приведены их аномалии по отношению к климатическим значениям

ра поля аномалий солёности летом 2008 г. подобна структуре аномалий летом 2007 г., но величины аномалий меньше. Солёность поверхностного слоя в Американо-азиатском суббассейне в 2008 г. была больше солёности поверхностного слоя летом 2007 г. на 1–2 ‰ (рис. 5). В Карском море увеличение солёности по сравнению с 2007 г. достигало 4 ‰.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД

АВ поступают в АБ через пролив Фрама и заполняют весь бассейн в виде непрерывного слоя на глубинах от 100–200 м до 600–900 м. Считается, что циркуляция АВ в АБ носит преимущественно циклонический характер (рис. 6). Основная струя АВ распространяется от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых. При этом по мере адвекции и трансформации АВ температура воды в ядре атлантических вод изменяется от 3–4 °С в проливе Фрама до 1,5 °С в море Лаптевых. В море Лаптевых поток АВ расщепляется на две ветви. Одна поворачивает на север, и АВ распространяются вдоль хребта Ломоносова. Вторая ветвь пересекает хребет Ломоносова и продолжает перемещаться на восток вдоль материкового склона к Канадской котловине, где максимальная температура АВ понижается до 0,4 °С. Трансформированные АВ циркулируют вдоль материкового склона островов Канадского архипелага и Гренландии и возвращаются в Грен-

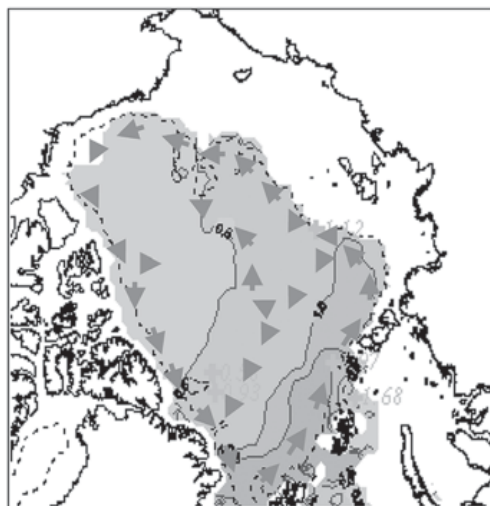


Рис. 6. Средняя за 1960–1969 гг. температура ядра АВ
Стрелками показана схема климатической циркуляции АВ

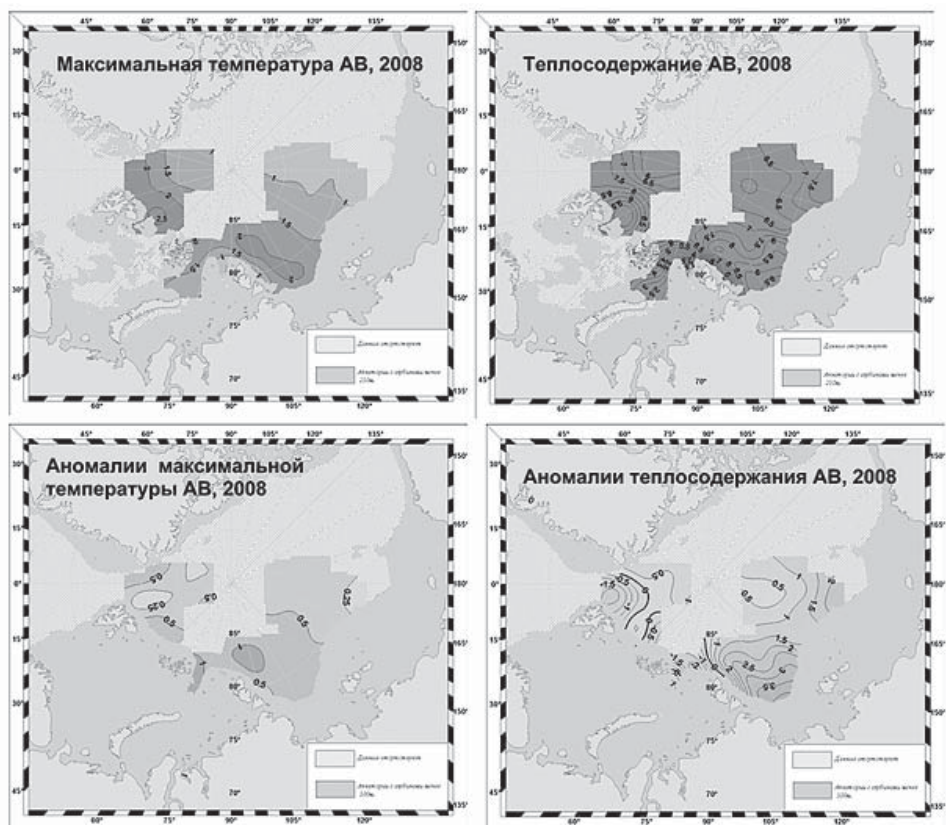


Рис. 7. Пространственное распределение максимальной температуры (слева, верхний ряд) и теплосодержания (справа, верхний ряд) АВ и их аномалий (нижний ряд) летом 2008 г.

ландское море через пролив Фрама. Заметим, что детали циркуляции АВ, так же как и их межгодовая изменчивость, до сих пор являются предметом дискуссии.

В 2008 г. максимальная температура АВ всюду была выше средней климатической (рис. 7). Состояние области залива и распространения основной струи атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых значительно изменилось по сравнению с 2007 г. Средняя и максимальная температуры АВ понизились на 0,25–0,50 °С, и уменьшилось общее теплосодержание. В то же время в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод по сравнению с 2007 г.

Вместе с тем, в основной струе вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых наблюдались отрицательные аномалии общего теплосодержания АВ (рис. 7). Это явилось следствием того, что толщина слоя АВ в этом районе была меньше средней климатической.

Отметим изменения в топографии верхней и нижней границ АВ летом 2008 г. по сравнению с 2007 г. На большей части акватории АВ как в 2007 г., так и в 2008 г. верхняя граница АВ была выше средней климатической на 40–100 м (рис. 8). Но в 2008 г. в области к северу от Шпицбергена произошло заглубление верхней границы, которая опустилась на 10–50 м глубже среднего климатического положения. В этой же части АВ произошло поднятие нижней границы АВ по сравнению с 2007 г., причем вели-

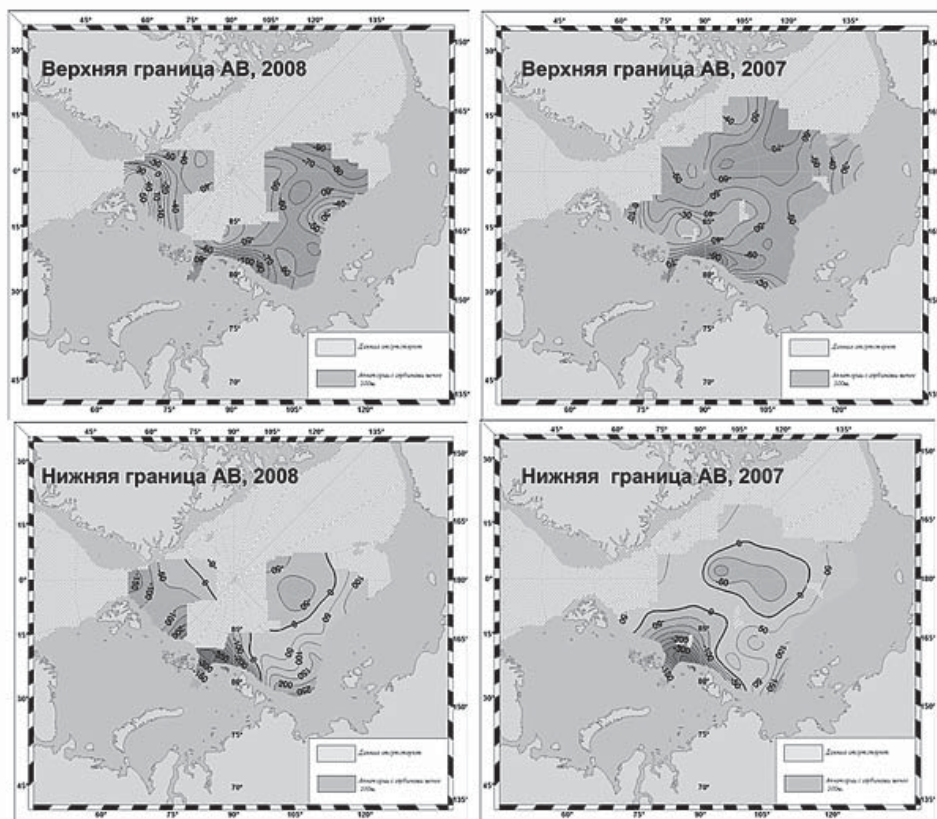


Рис. 8. Пространственное распределение аномалий глубины залегания верхней (верхний ряд) и нижней (нижний ряд) поверхностей слоя АВ в 2008 г. (верхний ряд) и в 2007 г. (нижний ряд) Положительные значения аномалии характеризуют заглубление поверхности, а отрицательные – обмеление

чина поднятия нижней границы составила около 100 м. В северной части моря Лаптевых, напротив, в 2008 г. произошло еще большее опускание нижней границы АВ.

В целом в АВ продолжалось расширение ареала более теплых АВ. Можно предположить, что в восточной части моря Лаптевых изменилось распределение АВ по отдельным ветвям течения. Вдоль склоновая ветвь течения, распространяющаяся вдоль материкового склона и пересекающая хребет Ломоносова, в 2008 г. стала менее интенсивной. Одновременно с этим наблюдалось продолжение потепления атлантических и донных вод в Евразийском суббассейне. При этом изменения термохалинной структуры как атлантических, так и донных вод демонстрируют плавную однонаправленную тенденцию в течение последних 4–5 лет [3]. Мощный заток теплых АВ в АВ в 2003–2004 гг. и продолжающееся поступление аномально теплых и соленых АВ вызвали изменения термохалинной структуры выше и ниже лежащих слоев. Остается, однако, открытым вопрос, каким путем и в какой мере экстремальное вторжение АВ может повлиять на ледяной покров и атмосферные процессы в Арктике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Летом 2008 г. термохалинная структура поверхностного слоя АВ и АМ была подобна летней термохалинной структуре поверхностного слоя в 2007 г., отличаясь величинами аномалий температуры и солёности. Положительные аномалии поверхностной температуры воды наблюдались на значительной части Амеразийского суббассейна. При этом в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря положительные аномалии достигали 2 °С. В Евразийском суббассейне поверхностная температура воды была в пределах нормы, но в районе пролива Фрама отмечалась отрицательная аномалия. В Карском море в поверхностном слое наблюдалась более высокая температура воды, причем в юго-западной части моря положительная аномалия достигала +6 °С.

Распределение поверхностного слоя летом 2008 г. отмечалось на большей части акватории Амеразийского суббассейна, при этом в отдельных районах отрицательные аномалии (распределение) достигали –2 ‰. В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых фиксировалось осолонение поверхностного слоя, и в северной части моря Лаптевых положительные аномалии солёности достигали +2 ‰. В целом поверхностный слой Амеразийского суббассейна был аномально распресненным, а поверхностный слой Евразийского суббассейна был аномально соленым. Контраст солёности между двумя суббассейнами достигал 4 ‰. Нулевая изолиния аномалии солёности проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова. Таким образом, распределение поверхностной солёности летом 2008 г. на большей части акватории АВ и АМ относится к аномальному.

Как средняя в слое температура АВ, так и их максимальная температура в 2008 г. всюду была выше средней климатической. В то же время по сравнению с 2007 г. средняя и максимальная температуры АВ понизились на 0,25–0,50 °С, общее теплосодержание и толщина АВ уменьшились, но в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры АВ по сравнению с 2007 г.

Феномен лета 2007 г., следовавшее затем аномальное лето 2008 г., как и предшествующие этому океанологические процессы во всей толще океана (экстремальное потепление АВ, сокращение площади распространения летних тихоокеанских вод и значительное повышение их температуры, расширение ареала зимних тихоокеанских вод до границ максимального распространения, повышение температуры и увеличение солёности донных вод Евразийского суббассейна [5]) поставил множество актуальных вопросов, среди них самым важным был и остается следующий: являются ли современные изменения состояния атмосферы и океана в Арктике свойством арктической климатической системы, за которым последует возврат в одно из наблюдавшихся ранее состояний (условно равновесное состояние), или произойдет необратимая перестройка самой структуры климатической системы – термохалин-

ных полей, циркуляции вод во всей толще океана, макроструктуры ледяного покрова и системы его дрейфа, включая возникновение новых, ранее не наблюдавшихся особенностей состояния и циркуляции СЛО.

Учитывая то обстоятельство, что 2008 г. является вторым после 2007 г. по экстремальности ледовых и поверхностных термохалинных условий, а также неоднородность направления изменений состояния СЛО и последствий для циркуляции атмосферы и климата Арктики, следует продолжить практику систематического широкомасштабного мониторинга акватории АБ и окраинных морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев А.А. О причинах возникновения природного феномена в Арктике летом 2007 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 72. С. 115–127.
2. Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 33–43.
3. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2007 / Под ред. И.Е.Фролова. СПб.: ААНИИ, 2008. 80 с.
4. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом Океане — I–IV кварталы 2008 года / Научный редактор выпуска: д-р геогр. наук, проф. И.Е.Фролов СПб.: ААНИИ, 2008. <http://www.aari.ru/main.php> [дата обращения: 1 октября 2009 г.]
5. 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. 158 с.
6. Gudkovich Z.M., Proshutinsky A.Yu., Timokhov L.A., Koltyshev A.E., Garmanov A.L. Climatic salinity changes of the surface layer of the Arctic Ocean // ACSYS Final Science Conference, St. Petersburg, Russia, 11–14 November, 2003. WCRP-118 (CD), WMO/TD No. 1232, September, 2004. 3 p.
7. Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998) / Ed. by F.Tanis, L.Timokhov. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder, CD-ROM.
8. Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh, J.E. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett., 32, L17605, doi: 10.1029/2005GL023740 2005. P. 1–4.

L.A.TIMOKHOV, I.M.ASHIK, A.L.GARMANOV, V.YU.KARPIY, S.A.KIRILLOV, N.V.LEBEDEV,
A.E.NOVIKHIN, I.V.POLYAKOV, V.T.SOKOLOV

HYDROGRAPHIC CONDITIONS IN THE ARCTIC BASIN AND ARCTIC SEAS ON THE BASE OF THE 2008 OBSERVATIONAL DATA

The hydrographic condition assessments based on the expedition investigations for the Arctic basin and Arctic seas are presented for summer 2008. Positive surface temperature anomalies and surface layer freshening were observed on the significant area of the Amerasian sub-basin. In Eurasian sub-basin from the Fram Strait to the Laptev Sea along the continental slope the surface layer salinization was revealed. The surface water temperature was in the mean range for an exception of the Fram Strait region.

In the Atlantic layer in 2008 the mean and maximal temperatures everywhere were higher than climate values. At the same time in comparison with the 2007 mean and maximal temperatures of the Atlantic waters were decreased at 0,25–0,5 °C. Total heat content and the Atlantic layer thickness were decreased. In the Amundsen Basin in 2008 the low temperature increase was observed in the Atlantic layer in comparison with the 2007.

Keywords: Arctic Ocean, surface layer, Atlantic waters, heat content, surface temperature and salinity anomalies.

ОСОБЕННОСТИ СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В АНОМАЛЬНОЕ ЛЕТО 2007 г.

д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ,
инж. 1-й кат. Е.А.ЧЕРНЯВСКАЯ

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

По данным океанографических наблюдений летом 2007 г. выполнено описание состояния поверхностного слоя Арктического бассейна (АБ) и прилегающих арктических морей (АМ). Выделено три типа наблюдавшихся вертикальных профилей температуры и солёности в верхнем слое океан, и приведена карта их распределения летом 2007 г. Выполнены оценки характеристик поверхностного слоя — толщины слоя, средних температуры и солёности, частоты Вайсяля—Брента, и построены карты их пространственного распределения. Сравнительный анализ с историческими данными показывает, что летом 2007 г. характеристики верхнего слоя АБ и АМ претерпели значительные изменения.

Ключевые слова: Арктический бассейн, поверхностный слой, типы профилей температуры и солёности, частота Вайсяля—Брента, толщина перемешанного слоя.

ВВЕДЕНИЕ

Поверхностный слой Северного Ледовитого океана (СЛО) является самой динамичной и изменчивой его частью и располагается от поверхности океана до глубины примерно 10–40 м летом и 25–100 м зимой [3, 9]. Главной возбуждающей силой течений и турбулентных процессов в слое, который располагается непосредственно под нижней поверхностью дрейфующих льдов, является воздействие ветра через лед путем касательных напряжений. Роль приливов в динамике поверхностного слоя СЛО представляется менее значимой по сравнению с атмосферным воздействием. Термодинамическое состояние и степень распреснения и осолонения поверхностного слоя прямо зависят от атмосферных процессов. Летние потоки тепла от атмосферы к поверхности льда вызывают его таяние и прогрев верхнего слоя. Приток пресных вод за счет таяния льда, за счет жидких атмосферных осадков и материкового стока является причиной распреснения поверхностного слоя, в результате чего происходит его обмеление. Зимой адвекция холода вызывает рост льда, осолонение верхнего слоя за счет освобождения солей при ледообразовании и понижение температуры воды до точки замерзания при наблюдаемой величине солёности, возникновение зимней конвекции и, как следствие, увеличение толщины поверхностного слоя. Несомненно, на распределение характеристик поверхностного слоя, особенно его солёности, оказывают влияние горизонтальная адвекция вод и интенсивность потоков соли и тепла от нижележащих слоев. Роль поверхностного слоя заключается в том, что вместе с ледяным покровом он является пограничным слоем, через который осуществляется взаимодействие атмосферы и океана в высоких широтах Земли. Поэтому состояние поверхностного слоя СЛО является важным показателем, который, с одной стороны, характеризует степень реакции океана на атмосферное воздействие, а с другой стороны, служит интегральным показателем направленности климатической изменчивости системы океан—атмосфера.

Первая систематизация сведений о поверхностном слое СЛО в зимний период была выполнена Трешниковым [8]. На основе данных высокоширотных воздушных

экспедиций он составил карту средней солености в слое 0–25 м для зимнего периода и объяснил причины пространственной неоднородности поля солености в АБ.

Типизация вертикальных профилей температуры и солености верхнего слоя (охватывающего поверхностную и промежуточную водные массы [9]) в АБ для зимнего периода была выполнена Блиновым [1]. Для температуры он выделил три типа. Вертикальный профиль температуры евразийского типа имеет лишь один положительный экстремум, обусловленный стрежнем атлантических вод [9]. Арктический тип имеет два экстремума: верхний отрицательный экстремум связан с подповерхностным холодным слоем, нижний положительный — ассоциируется со стрежнем атлантических вод. Амеразийский тип стратификации имеет три экстремума: положительный верхний экстремум обусловлен наличием летних тихоокеанских вод, отрицательный промежуточный экстремум связан с залеганием зимних тихоокеанских вод и положительный нижний — ассоциируется с ядром теплых атлантических вод.

Для солености и плотности Блиновым были выделены однослойный тип стратификации, имеющий один слой, отделяющийся от нижерасположенного слоя максимальным положительным вертикальным градиентом, двух- и многослойные типы, отличающиеся соответственно двумя или более слоями, отделяющимися друг от друга границами раздела с наибольшими положительными вертикальными градиентами.

Волков и Лукин [2] выполнили типизацию гидрологических структур в зависимости от вида вертикального распределения устойчивости вод в зимний период. Авторами были выделены два типа стратификации: с одним ярко выраженным максимумом устойчивости (I тип) и с двумя максимумами (II тип). Верхний максимум устойчивости преобладает; он формируется на границе раздела поверхностной арктической воды и подстилающей ее промежуточной водной массы.

Никифоров [4] описал шесть типов строения вод деятельного слоя АБ, встречающихся в зимний период. Автор в своей книге также приводит карты распределения этих типов по акватории АБ для зимнего периода 1973 и 1974 гг. При этом было отмечено, что картина распределения типов в пространстве от года к году не сохраняется и, возможно, осуществляется переход от одного типа распределения к другому через переходное состояние, складывающееся вследствие процессов, определяющих перестройку термохалинных полей деятельного слоя.

Вместе с тем для летнего периода структура поверхностного слоя исследована слабо. В работе [3] приводится анализ пространственного распределения толщин верхнего перемешанного слоя (ВПС) и средних величин солености, рассчитанных по десятилетиям. Установлено, что сама толщина и перепады толщин ВПС в летний период меньше, чем в зимний период. В пространственном распределении толщин, как для летнего, так и для зимнего сезонов, прослеживаются следующие закономерности: (а) наименьшие толщины ВПС наблюдаются вдоль побережья Азии и Аляски, (б) толщины ВПС увеличиваются от берегов к центральной части АБ, причем в диапазоне 30–50 м часто наблюдается сгущение изолиний толщин, которые отделяют обширные однородные зоны, (в) в обширных однородных зонах наблюдаются локальные зоны размером 300–500 км более глубокого или мелкого ВПС.

В настоящей работе приводятся результаты анализа структуры поверхностного слоя АБ, а также оценки межгодовой изменчивости летних вертикальных профилей температуры и солености для трех выделенных областей океана. Летний сезон 2007 г. был выбран, прежде всего, потому, что для этого периода был собран большой массив океанографических данных, полученных в рамках программы Международного полярного года (МПГ) 2007/08 [6]. Сформированная база данных позволяет выполнить анализ состояния АБ и АМ. Кроме того, лето 2007 г. оказалось уникальным не только с точки зрения обеспеченности океанографической инфор-

мацией, но и по гидрометеорологическим условиям. Атмосферные процессы в Арктике протекали весьма необычно и в значительной мере повлияли на сезонный ход гидрологических процессов и формирование структуры поверхностного слоя.

В тихоокеанском секторе Арктики с июня по сентябрь наблюдались аномально высокие температуры воздуха, обусловленные тем, что направление ветра на побережье от Берингова пролива до Новосибирских островов было преимущественно южным. Вследствие этого происходило интенсивное таяние льда и быстрое отступление кромки плавучих льдов на север. Ледовитость Американо-Азиатского суббассейна уменьшилась почти вдвое, площадь дрейфующих льдов сократилась до величины, которая ни разу не наблюдалась за весь исторический период наблюдений [6]. Влияние этих явлений на состояние поверхностного слоя и составляет предмет настоящего исследования.

МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В ходе экспедиционных работ, проведенных в АБ и АМ в 2007 г. российскими и международными экспедициями «АРКТИКА-2007», «АВЛАП/НАБОС-2007», «БАРКАЛАВ-2007/ТРАНСДРИФТ-ХП», были получены данные STD-наблюдений более 500 станций. Поскольку основной объем океанографических наблюдений был выполнен в летний и летне-осенний периоды (июль—октябрь), то для наиболее полной характеристики термохалинного состояния интересующей нас поверхностной арктической водной массы, простирающейся в среднем до глубины 50 м [8, 9], были выбраны станции, сделанные в августе и сентябре (всего 231 станция), охватывающие по площади значительную часть АБ. Схема расположения станций приведена на рис. 1.

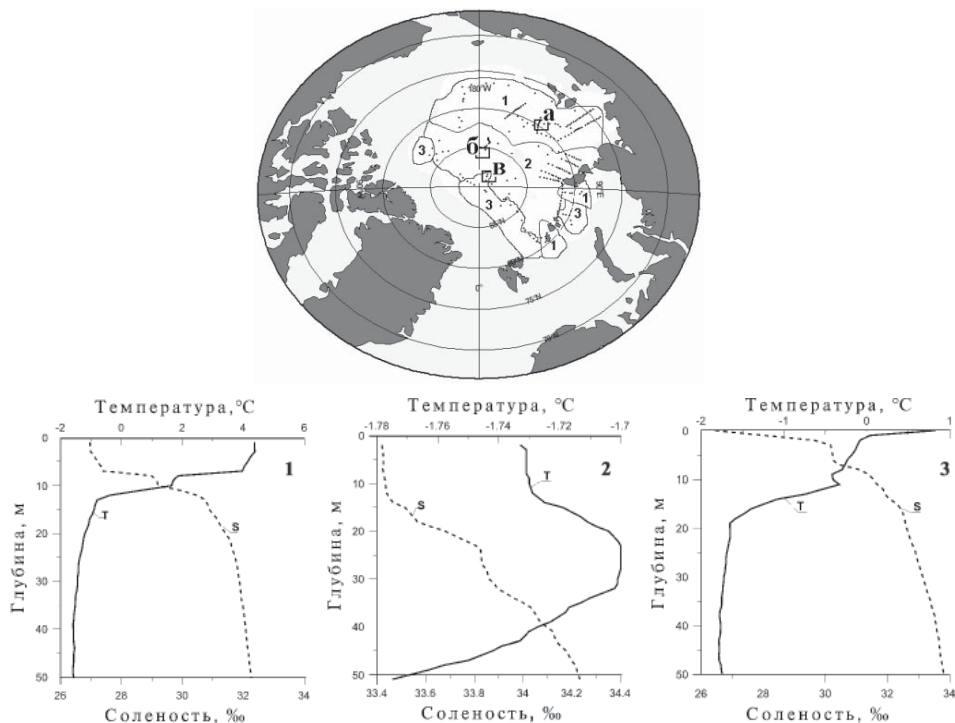


Рис. 1. Типичные профили солености и температуры и их распределение на акватории СЛО в 2007 г.: 1 — тип 1, 2 — тип 2, 3 — тип 3. Точками указано положение станций. Данные в квадратах «а», «б» и «в» используются для анализа межгодовой изменчивости температуры и солености верхнего слоя

Методом исследования было построение вертикальных профилей температуры, солености и плотности воды, выполнение классификации вертикальных профилей, вычисление характеристик поверхностного слоя АБ для летнего периода 2007 г.

Вертикальные профили температуры и солености строились до глубины 50 м с тем, чтобы составить представление не только о ВПС, но и его подложке — верхнем халоклине. В качестве характеристик поверхностного слоя использовались: тип вертикальных профилей, толщина слоя и средние значения температуры и солености. Толщина слоя определялась по глубине залегания максимального значения второй производной плотности воды по вертикальной координате, т.е. по точке наибольшего перегиба профиля плотности воды. Поскольку в АБ изменчивость плотности воды определяется в значительной степени изменчивостью солености, то вместо вертикального профиля плотности для анализа использовался профиль солености.

Состояние верхнего халоклина помогает понять структурообразующие механизмы поверхностного слоя и объяснить этапы формирования того или иного типа вертикального профиля. Поэтому дополнительно были рассчитаны частоты Вайсяля—Брента и глубина залегания максимального градиента солености воды.

Следует отметить, что определение параметра «толщина слоя» вызывает затруднения для определенных типов вертикальной стратификации поверхностного слоя. В работах [1, 4], например, приводится тип вертикального профиля, когда скачок плотности начинается с поверхности. Поэтому прежде всего необходимо было произвести классификацию наблюдавшихся вертикальных профилей температуры и солености.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ

Анализ графиков распределения температуры и солености в верхнем 50-метровом слое позволил выделить три преобладающих типа профилей. На рис. 1 приведены типичные профили солености и температуры и их распределение на акватории.

Тип 1 характеризуется высокой температурой на поверхности (от 0 до +6 °С), соленостью в пределах от 18 до 27 ‰ и наличием перемешанного слоя толщиной порядка 10 м. Слой скачка плотности располагался на глубинах 15–20 м. Такие профили встречались наиболее часто, на 91 станции, что составляет 39,4 % от общего количества рассмотренных случаев, и наблюдались в море Лаптевых, Восточно-Сибирском море и прилегающей к ним части АБ.

Для типа 2 характерна более низкая поверхностная температура (от –1,5 до 0 °С), более высокая соленость (от 25 до 33,5 ‰) и более развитый перемешанный слой (до 30 м). Максимальные градиенты плотности наблюдались в слое 25–50 м. Область распространения этого типа профилей занимала почти всю центральную часть Арктического бассейна. По количеству случаев этот тип был на втором месте, отмечался на 89 станциях, что составляет 38,5 % от общего количества профилей.

У профилей 3-го типа отмечалось отсутствие перемешанного слоя или крайне слабое его развитие (около 2–3 м). При этом пикноклин находился на глубине 1–15 м. Температура на поверхности менялась в пределах от –1,5 до +3,4 °С, а соленость от 10 до 30 ‰. Этот тип профилей встречался в районе Северного полюса и в восточной части Евразийского суббассейна. К третьему типу относились профили на 51 станции, или 22 % от общего числа исследованных профилей. Он был самый малочисленный.

Приведенное выше описание типов вертикальных профилей, встречавшихся летом 2007 г. в АБ и прилегающих северных частях АМ, дает общее представление об изменчивости поверхностного слоя как по толщине, так и по термохалинным характеристикам.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ

Пространственное распределение вычисленных значений средней температуры, средней солености, толщин перемешанного слоя и частот Вайсяля—Брента при-

ведены на рис. 2. Прежде всего обращает на себя внимание различие характеристик в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Рассмотрим распределение характеристик поверхностного слоя отдельно в каждом суббассейне и прилегающих к ним АМ.

Евразийский суббассейн и прилегающие моря

Летом 2007 г. в районе между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей перемешанный слой был развит слабо и в среднем толщина его была равна 6 м, только у западных берегов Северной Земли толщина слоя достигала 11–13 м. Пикноклин здесь поднимался до горизонта 8–20 м. Средняя температура составляла $-1,7^{\circ}\text{C}$, а у берегов Северной Земли – около 0°C . Средняя соленость менялась в пределах 32,8–33,8 ‰, при этом соленость у берегов Северной Земли была меньше и изменялась от 30,5 до 31,9 ‰. В этом районе в 2007 г. наблюдалось осолонение верхнего слоя, поэтому значения устойчивости здесь были не очень большие и в среднем равнялись $0,067\text{ c}^{-1}$. По сравнению с характерными величинами частот Вайсяля–Брента, приведенными в работе [7], рассчитанные нами непосредственно по CTD-данным частоты для Карского моря оказались на $0,03\text{ c}^{-1}$ больше. Заметим, что в работе [7] в качестве исходных использовались гидрологические данные атласов NOAA и ААНИИ с достаточно крупной пространственной сеткой. Поэтому полученные нами более высокие оценки частоты Вайсяля–Брента характеризуют синоптический масштаб изменчивости параметра устойчивости, а не климатический, каковой приведен в работе [7].

В области Северного полюса перемешанный слой отсутствовал, пикноклин был расположен близко к поверхности на глубинах 2–5 м. Средняя температура в перемешанном слое изменялась от $-0,4$ до $-1,3^{\circ}\text{C}$, а средняя соленость – от 24 до 29,5 ‰. Устойчивость слоев воды здесь была довольно большая, величина частоты Вайсяля–Брента достигала $0,13\text{ c}^{-1}$.

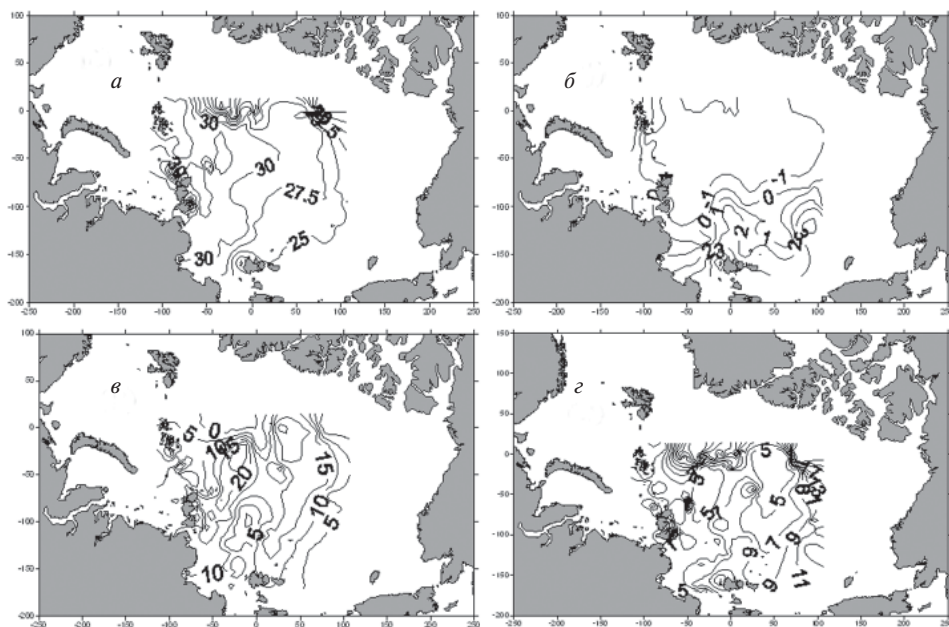


Рис. 2. Пространственное распределение средней солености (а), средней температуры перемешанного слоя (б), толщины перемешанного слоя (в) и частот Вайсяля–Брента (г) в августе–сентябре 2007 г.

Значения частот Вайсяля–Брента увеличены в 100 раз

В районе между Северным полюсом и Землей Франца-Иосифа перемешанный слой также практически отсутствовал и лишь вблизи островов мог достигать 4 м. В этом районе, в направлении с севера на юг, пикноклин заглублялся с 2–4 м до 5 м, при этом устойчивость значительно уменьшалась (с $0,2 \text{ с}^{-1}$ до $0,045 \text{ с}^{-1}$), что было связано с увеличением средней солености с 22 до $33,5 \text{ ‰}$ и средней температуры с $-1,5$ до $-0,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Отметим, что в целом для центральной части АБ среднее значение частоты Вайсяля–Брента получилось равным $0,09 \text{ с}^{-1}$, что на $0,06$ больше значения приведенного в [7]. Такая большая величина устойчивости по сравнению с $0,03 \text{ с}^{-1}$, приведенной для АБ в работе [7], оказалась следствием, во-первых, расчетов по синоптическим данным, во-вторых, особым случаем структуры халоклина, который характерен для редко встречающегося третьего типа вертикальных профилей солености и температуры.

В западной части моря Лаптевых, вблизи Северной Земли, перемешанный слой был хорошо развит, толщина его была равна в среднем 17 м, а на некоторых станциях была более 30 м. Пикноклин находился на глубинах в пределах 17–40 м. Значение частоты Вайсяля–Брента составляло порядка $0,05 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя в этом районе была отрицательной в пределах от $-1,6$ до $-1,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$, а средняя соленость – от 32 до 33 ‰ .

На востоке моря Лаптевых перемешанный слой присутствовал лишь на отдельных станциях, в то время как слой пикноклина располагался на глубине 14–20 м. Средняя температура была положительной и менялась в пределах от $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+3 \text{ }^{\circ}\text{C}$, а средняя соленость – от 27 до 32 ‰ и возрастала от шельфовой зоны в сторону глубокого океана. Устойчивость здесь была равна $0,075 \text{ с}^{-1}$, эта величина практически совпадает с оценкой, приведенной в [7].

Амеразийский суббассейн и прилегающие моря

В северо-западной части Восточно-Сибирского моря толщина перемешанного слоя составляла 14–17 м, пикноклин располагался на глубине 18–30 м, при этом частота Вайсяля–Брента была равна в среднем $0,077 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя менялась в пределах от $+0,3$ до $+2,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$, а средняя соленость – от 26 до 30 ‰ .

В северо-восточной части Восточно-Сибирского моря толщина перемешанного слоя была значительно меньше, в среднем 6 м, и пикноклин здесь поднимался до горизонта 6–10 м, что случается в этом районе очень редко. Устойчивость в слое пикноклина при этом возросла почти в два раза, частота Вайсяля–Брента достигала $0,11 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя в этом районе также была положительна и достигала на некоторых станциях $+4 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость не превышала $27,2 \text{ ‰}$. В среднем для Восточно-Сибирского моря рассчитанные нами значения частоты Вайсяля–Брента оказались несколько большими, приблизительно на $0,036 \text{ с}^{-1}$, по сравнению с приведенными в [7]. Причиной больших значений параметра устойчивости являются два фактора: расчеты выполнялись по данным синоптической съемки, и в рассматриваемый период степень стратифицированности верхнего слоя была больше климатической.

В районе котловины Макарова толщина перемешанного слоя уменьшалась с запада на восток с 16–20 м до 9 м. При этом наблюдалось поднятие пикноклина с глубин 21–27 м до 12–20 м, которое сопровождалось троекратным уменьшением устойчивости в слое пикноклина с $0,14 \text{ с}^{-1}$ до $0,045 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя несколько повышалась в том же направлении (от $-1,5$ до $-1,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$), так же как и средняя соленость, которая в западной части котловины была равна $28,5$ – $29,3 \text{ ‰}$, а в восточной – $28,9$ – $32,9 \text{ ‰}$.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

В сравнении с предыдущими десятилетиями, характеристики верхнего слоя АБ претерпели значительные изменения. Так, летом 2007 г. в центральной части

АБ перемешанный слой не превышал 10 м, а в районе Северного полюса и вообще практически отсутствовал, тогда как в 1950–1980-е гг. в этих районах наблюдалась толщина перемешанного слоя 20–40 м [3]. Также в АБ значительно изменилась соленость. В районе Северного полюса последние несколько десятилетий она была равна 31 ‰, а в 2007 г. не превышала 29 ‰. В море Лаптевых, у Новосибирских островов, с 1950-х по 1970-е гг. средняя соленость перемешанного слоя уменьшалась с 29 ‰ до 26 ‰. В 1980-е гг. наблюдалось осолонение этого района и величина солености выросла до 29 ‰, а в 2007 г. она уменьшилась до 28 ‰. Аномалии солености воды для лета 2007 г., вычисленные по отношению к климатическому полю за 1950–1989 гг., в восточной части моря Лаптевых, Восточно-Сибирском море, котловине Макарова и Канадской котловине составили от –2 ‰ до –6 ‰ [6].

Области осолонения сформировались в западной части моря Лаптевых, вдоль материкового склона Северной Земли, а также в северных частях морей Баренцева и Карского. В этих районах соленость перемешанного слоя менялась от 32,5 ‰ до 34 ‰ и отмечались положительные аномалии от 0 до +1 ‰.

Для анализа межгодовой изменчивости были взяты несколько станций, выполненных с помощью CTD-зонда во время экспедиций 2004–2007 гг. К сожалению, для полного анализа временной изменчивости верхнего слоя имеющихся данных недостаточно и временной ряд слишком короткий. Поэтому нами приводится оценка изменчивости только для трех районов АБ, в которых выполнялись повторные наблюдения с 2004 по 2007 г. Места расположения этих районов обозначены на рис. 1 буквами «а», «б» и «в».

Сравнительный анализ профилей позволяет сделать следующие выводы. Вертикальные распределения солености в квадратах «а» и «б», а также профили, измеренные в 2005 г. в квадрате «в», подобны, и их можно отнести к типам 1 и 2 (рис. 3 а, б). В профилях выделяется однородный по солености верхний перемешанный слой, который подстилается халоклином (пикноклином). При этом от года к году изменяются толщина перемешанного слоя и толщина халоклина.

Профили солености в квадрате «в» в 2004 и 2007 гг. по вертикальному распределению относятся к типу 3. Этот тип, вероятно, наиболее изменчив и формируется вследствие того, что менее соленые и менее плотные воды натекают на более соленые и более плотные воды, образуя, по терминологии Никифорова, эффект ТАЙЯ [5]. Для типа 3 характерно увеличение солености, начиная с поверхности океана (2007 г., квадрат «в», рис. 3 в) или с глубины около 5 м (2004 г., квадрат «в», рис. 3 в). Под поверхностным халоклином располагается квазиоднородный слой, который подстилается вторым (главным) халоклином на глубине 30–35 м.

Вертикальное распределение температуры в верхнем перемешанном слое близко к однородному, за исключением профиля 2007 г. в квадрате «в». Отличие заключается в том, что для большой группы профилей (2004, 2006 квадрат «а»; 2004, 2005, 2007 квадрат «б»; 2005 квадрат «в») средняя температура изменялась в пределах от –1,7 °С до –1,4 °С, и эту группу можно отнести к типу 2. Средняя температура для профилей 2005 и 2007 гг. в квадрате (а) положительная, и эти профили можно отнести к типу 1. Температурный профиль, как и соленостный профиль, в квадрате (в) для лета 2007 г. относится к типу 3.

Детальный анализ профилей позволяет получить следующие оценки межгодовой изменчивости состояния поверхностного слоя в трех выбранных квадратах.

Для района «а» с 2004 по 2005 г. средняя температура перемешанного слоя выросла почти на 1,3 °С, а средняя соленость уменьшилась более чем на 2 ‰. В 2006 г. термохалинные характеристики верхнего слоя были практически такими же, как и в 2004 г., но в 2007 г. температура значительно выросла (на 3,2 °С). Толщина пе-

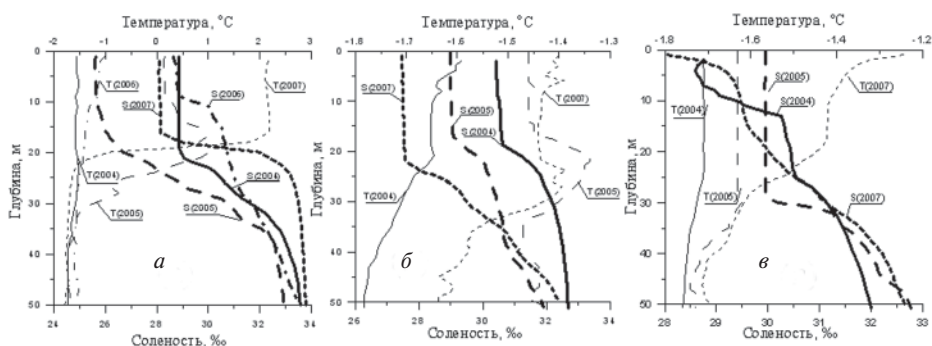


Рис. 3. Межгодовая изменчивость профилей температуры и солёности в районах «а», «б» и «в» соответственно

Положение районов указано на рис. 1

ремешанного слоя также не оставалась постоянной. В период с 2004 по 2006 г. она уменьшилась с 20 м до 10 м, а в 2007 г. снова выросла до 17 м. При этом глубина залегания слоя пикноклина менялась незначительно и оставалась в пределах 15–25 м.

В районе «б» средняя солёность с 2004 г. уменьшилась почти на 3 ‰, в то время как температура выросла на 0,2 °C. Эти изменения способствовали увеличению толщины перемешанного слоя с 9 м в 2004 г. до 22 м в 2007 г. и заглублению пикноклина с 19 м до 24 м.

У Северного полюса (область «в») в 2007 г. также наблюдалось увеличение температуры и уменьшение солёности верхнего слоя по сравнению с предыдущими годами (рис. 3). Средняя температура перемешанного слоя росла от года к году и к 2007 г. повысилась на 0,4 °C по сравнению с 2004 г. Средняя солёность в 2004 г. была 29 ‰, в 2005 г. она несколько повышалась, а в 2007 г. уменьшилась на 1,6 ‰. При этом заметно изменились и сами профили. Так, толщина перемешанного слоя в 2005 г. достигала 29 м, а в 2007 г. он в этом районе практически отсутствовал.

ВЫВОДЫ

Летом 2007 г. хорошо развитый перемешанный слой наблюдался в районе Северной Земли, в северной части моря Лаптевых и в районе котловины Макарова. Среднее значение толщины перемешанного слоя в этих областях АБ составляло 15–20 м, что меньше климатических значений на 5–10 м. На остальной акватории бассейна толщина перемешанного слоя была небольшой или халоклин начинался с поверхности океана. При этом устойчивость в слое пикноклина уменьшалась от полюса в направлении сибирского шельфа и с запада на восток.

Выделенные три типа вертикального распределения температуры и солёности для лета 2007 г. наблюдались и ранее, как следует из исторических данных. Но тип 3, для которого халоклин и термоклин начинаются с поверхности океана, в 2007 г. отмечался на большей, чем в предыдущие годы, акватории, и значения поверхностных температур были аномально высокими, а величины поверхностной солёности — аномально малыми.

В целом в верхнем 50-метровом слое летом в 2007 г. произошли значительные изменения по сравнению с предыдущими годами. Прежде всего это касается температуры перемешанного слоя, которая практически повсеместно была выше, причем в некоторых районах АБ положительная аномалия температуры превышала +3,5 °C. Поле поверхностной солёности также отличалось уникальной структурой, ранее не наблюдавшейся за весь исторический период наблюдений. В Амеразийском суббассейне летом 2007 г. сформировались большие отрицательные ано-

малии солености, достигавшие -5 ‰ . В то же время на большей части Евразийского суббассейна отмечалось небольшое осолонение с положительными аномалиями солености в пределах $+1\text{ ‰}$. При этом главная поверхностная фронтальная зона в 2007 г. сместилась к западу и простиралась от восточной части моря Лаптевых к Северному полюсу и далее к Гренландии. Феномен лета 2007 г. ставит ряд задач, прежде всего, продолжения мониторинга дальнейшей эволюции термохалинных полей в АБ и исследования влияния летнего состояния океана на развитие последующих зимних океанологических и метеорологических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов Н.И. Типизация стратификации гидрофизических полей в Арктическом бассейне // Труды ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 6–11.
2. Волков В.А., Лукин В.В. Водные массы и стратификация вод Арктического бассейна // Труды ААНИИ. 1985. Т. 398. С. 30–39.
3. Гарманов А.Л., Колтышев А.Е. и др. Верхний перемешанный слой в Арктическом бассейне // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 149–189.
4. Никифоров Е.Г. Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. СПб.: ААНИИ, 2006. 274 с.
5. Никифоров Е.Г. Эффект ТАЙЯ // Проблемы Арктики и Антарктики. 1998. Вып. 71. С. 184–191.
6. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане 2007 / Под ред. И.Е.Фролова. СПб.: Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ, 2008. 80 с.
7. Полухин Н.В., Талипова Т.Г. и др. Кинематические характеристики поля высокочастотных внутренних волн в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2003. Т. 43. № 3. С. 356–367.
8. Трешников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. Вып. 7. С. 5–14.
9. Шишов П.П. Научные результаты дрейфа станции «Северный полюс» // Общее собрание АН СССР 14–17 февраля 1944 г. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1944. С. 110–140.

L.A.TIMOKHOV, E.A.CHERNYAVSKAYA

FEATURES OF THE ARCTIC BASIN SURFACE LAYER AT ANOMALOUS SUMMER OF 2007

The description of the Arctic Ocean surface layer state was done using oceanographic observation data for summer 2007. The observable vertical profiles of temperature and salinity in the ocean surface layer were divided into three types and their distribution map for summer 2007 was generated. The surface layer characteristic estimations, including mixed layer thickness, mixed layer mean temperature, mixed layer mean salinity and Brunt–Vaisala frequencies were calculated and spatial distribution maps were plotted. The comparative analysis with historical data shows that the surface layer characteristic of the Arctic Basin and the bordering Arctic Seas underwent considerable changes.

Keywords: Arctic Ocean, surface layer, profile types of temperature and salinity, Brunt–Vaisala frequency, mixed layer thickness.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АЛЬБЕДО ЕСТЕСТВЕННЫХ И ИСКУССТВЕННЫХ СНЕЖНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ В РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ

канд. геогр. наук *Б.В.ИВАНОВ*,

канд. физ.-мат. наук *О.М.АНДРЕЕВ*,

науч. сотр. *А.М.БЕЗГРЕШНОВ*, мл. науч. сотр. *С.П.ПОЛЯКОВ*

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

Анализируются результаты исследований, проведенных авторами в районе антарктической научно-исследовательской станции Новолазаревская (оазис Ширмахера) в период с 2004 по 2008 г. Приводятся новые данные об альбедо различных типов поверхности в районе оазиса (ледниковый купол, снежники, искусственные ледяные сооружения). Показана принципиальная возможность замедлить таяние ледниковой поверхности в период максимальной инсоляции на примере взлетно-посадочной полосы (ВПП) ледового аэродрома. Указывается на связь альбедо со структурой снежно-ледникового покрова.

Ключевые слова: Антарктика, Новолазаревская, солнечная радиация, альбедо, снег, фирн, лед.

На сегодняшний день не вызывает сомнений тот факт, что наиболее яркие по форме и значимые по содержанию процессы трансформации снежно-ледяного покрова происходят в полярных районах в летний период. Именно в это время, благодаря максимальной инсоляции, происходит уменьшение отражательной способности снежно-ледяного покрова и процессы абляции становятся наиболее интенсивными. Уменьшение отражательной способности (альбедо) снежно-ледяного покрова обусловлено не только процессами, происходящими собственно на его поверхности (вплоть до полного исчезновения снежно-ледяного покрова и экспозиции коренных материковых пород), но и сложными процессами метаморфизма, протекающими в активном слое снега и льда, где влияние проникающей коротковолновой солнечной радиации весьма заметно [1]. Кроме того, в период таяния особенно велики и непредсказуемы последствия естественного или антропогенного загрязнения поверхности снежно-ледяного покрова. Загрязнения могут как усилить, так и ослабить процесс абляции, последнее происходит при превышении загрязнения поверхности определенной критической концентрации. В этом случае слой загрязнения на поверхности играет роль своеобразного экрана, замедляющего таяние [12, 15].

В монографии Н.П.Русина были впервые обобщены наблюдения за альбедо на российских станциях за период с 1956 по 1959 г. [18]. Помимо характеристик альбедо снежной поверхности, им впервые были исследованы характеристики отражательной способности антарктических оазисов. В настоящее время мы располагаем более полной информацией о величине альбедо благодаря систематическим наблюдениям, которые проводились на антарктических станциях [19]. В Антарктиде, исключая оазисы, пространственная изменчивость отражательных свойств поверхности невелика, и поэтому можно использовать наблюдения на метеорологических площадках для характеристики альбедо поверхности на больших площадях. Альбедо снежной поверхности в зависимости от ее состояния колеблется

от 98 до 64 % [14]. На станции Новолазаревская измерения альbedo с подробным описанием поверхности под прибором проводились в 1963–1965 гг. [2, 8, 14]. По данным этих наблюдений были получены следующие основные выводы:

- существует линейная зависимость изменения альbedo от заснеженности подстилающей поверхности [20];

- в летний период, при высотах Солнца от 10° до 40° , альbedo снежной поверхности изменяется незначительно;

- уменьшение альbedo при максимальных высотах Солнца происходит вследствие изменения свойств подстилающей поверхности в течение суток;

- при пасмурном небе альbedo выше, чем при ясном;

- для центральных районов материка годовая амплитуда изменений месячных значений альbedo составляет всего 7–10 %, а для внеледниковых районов (оазисов) она возрастает до 45 %.

Станция Новолазаревская расположена в антарктическом оазисе Ширмахера, находящемся в 110 км от омывающих антарктический континент вод Южного океана. Оазис представляет собой выход скальных пород основания континента. К югу от него находится антарктический ледниковый купол, а к северу – шельфовый ледник Лазарева. В районе станции построен ледовый аэродром, функционирование которого в летний сезон в значительной степени зависит от состояния ледниковой поверхности. Таким образом, расположение станции делает ее идеальным научным полигоном для изучения отражательных характеристик снежно-ледниковых поверхностей как собственно на антарктическом ледниковом куполе, так и в граничной зоне купол–оазис.

Наши исследования в районе станции Новолазаревская проводились в течение четырех летних сезонов (декабрь–февраль) 2004–2008 гг. При этом в период 2006–2007 и 2007–2008 гг. измерения проводились на одних и тех же строго фиксированных полигонах, но в разных климатических условиях (аномально холодное и аномально теплое лето). Специальные актинометрические и теплобалансовые наблюдения выполнялись на нескольких постоянных исследовательских площадках – на стационарных снежниках вблизи станции, на ледовом аэродроме (ледниковый купол) и на границе купол–оазис. В два первых сезона (2004/05 и 2005/06 гг.) работы проводились только на ледниковом куполе в районе аэродрома.

Для измерения суммарной и отраженной коротковолновой солнечной радиации использовался термоэлектрический полупроводниковый пиранометр ПП-1 с чувствительностью $55\text{--}60 \text{ мкВ}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$ и стандартный пиранометр Янишевского М-80 с чувствительностью $10\text{--}12 \text{ мкВ}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$. Метрологическое обеспечение измерений осуществлялось лабораторией метрологии ГГО им А.И.Воейкова. Измерения составляющих коротковолнового радиационного баланса поверхности и последующие расчеты альbedo осуществлялись в соответствии с действующими методическими указаниями и наставлениями [17].

ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЛЕДОВОМ АЭРОДРОМЕ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ

Ледовый аэродром станции расположен на ледниковом куполе, примерно в 10 км к северу от границ оазиса. Взлетно-посадочная полоса (ВПП) имеет в длину около 3 км и способна принимать тяжелые транспортные самолеты класса ИЛ-76. В последние годы полоса функционирует с конца октября по начало марта. Однако обычно, в период с середины декабря по конец января, поверхность ледника на полосе подвергается интенсивному таянию и не способна выполнять свои функции, вследствие радиационной эрозии и разрушения ее поверхностного слоя. Поэтому одной из задач наших исследований являлось изучение возможности продления сроков функционирования ВПП путем замедления или полного прекращения процесса ее разрушения вследствие таяния, без потери функциональных возможностей полосы по приему самолетов. В течение двух сезонов проводилось

Таблица 1

Альbedo естественных поверхностей ледника и искусственной крошки

Состояние поверхности	Альbedo, %
Тающий лед без снега (влажные участки на поверхности)	55–60
Обсохший лед без снега (ветровая гребенка)	65–70
Свежевыпавший снег	80–90
Альbedo, необходимое для поддержания работоспособности ВПП (альbedo крошки, или «критическое альbedo»)	≥ 85

изучение температурного и радиационного режима снежно-ледяного покрова ледового аэродрома, а также предложенного авторами способа защиты ВПП от таяния — покрытие слоем искусственно созданной из льда самой полосы ледяной крошки определенной толщины. Крошка приготавливалась с помощью шнекового бура с диаметром сверла в 200 мм. При таком способе приготовления крошки диаметр отдельных зерен (кристаллов льда) варьировался от 5 до 20 мм. В некоторых случаях мы использовали крошку, образующуюся после выравнивания ВПП бульдозером или специальными катками. Для стационарных измерений отраженной солнечной радиации и температуры в поверхностном слое ледника выбирались ровные участки аналогичные поверхности ВПП, которые засыпались слоем крошки различной толщины. Площадки имели форму круга с радиусом не менее 4–5 м.

В сезон 2004/05 гг. (аномально теплое лето) нам удалось оценить характерные значения альbedo поверхности ледника (участки, поверхность которых аналогична ВПП), наблюдаемые в различные фазы таяния, и определить величину альbedo крошки, при которой таяние ВПП не наблюдалось или было минимальным («критическое альbedo»). Здесь и далее говорится о среднесуточном альbedo [17].

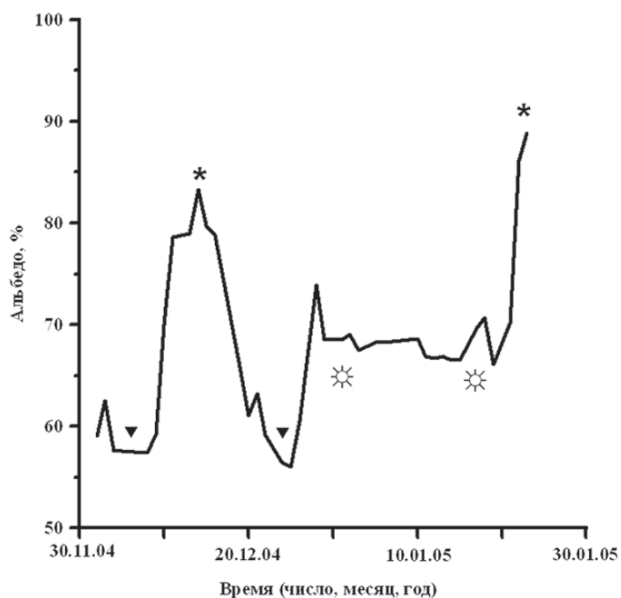


Рис. 1. Изменение альbedo ледниковой поверхности

▼ — тающий лед без снега, влажная поверхность; * — осадки в виде снега; ☼ — обсохшая поверхность, наличие гребней

При этом изменение толщины слоя крошки (начальная толщина слоя 12 см) составляло около 0,2–0,3 см/сутки в период, когда альbedo ее поверхности превышало 85 %, и 0,7 см/сутки, когда альbedo находилось в интервале 75–85 %. Временной ход альbedo естественной поверхности ледника (вне зоны ВПП) в зависимости от состояния его поверхности представлен на рис. 1.

Если чередование периодов с осадками и с тающим льдом без снега (на поверхности льда присутствует вода) не вызывает вопросов (максимальные и минимальные величины альbedo), то достаточно продолжительный период (30.12.2004–20.01.2005) с промежуточным значением альbedo требует пояснения. В ряде работ отечественных авторов описывается характерный процесс трансформации открытых поверхностей материкового льда под воздействием прямых солнечных лучей и образование своеобразных форм рельефа — бугров и гребней [3, 6, 7, 8, 15, 18]. В период интенсивного таяния поверхностных слоев ледника (после полного стаивания снега) может наблюдаться фильтрация образовавшейся на поверхности воды в глубь льда. После этого поверхность льда подсыхает и образуется рыхлый поверхностный слой, который заметно светлее соседних участков ледника (аналогичный эффект наблюдается и в Арктике на дрейфующих льдах или припае). Альbedo таких поверхностей заметно выше (поверхность льда «белеет»), в нашем случае оно составило 65–70 % по сравнению с альbedo тающего льда (55–60 %). В дальнейшем, под воздействием ветра, на поверхности образуются своеобразные гребни, имеющие форму волны с длиной около 10 см и высотой до 8 см. Угол наклона гребней менялся незначительно и в среднем составил около 45°, направление наклона — на север. Образование подобных гребней, возможно, и привело к отсутствию часто наблюдаемого суточного хода альbedo снежно-ледяной поверхности [4, 16, 18]. В то же время ряд специалистов [13, 22] отрицают наличие этой зависимости. Нам представляется, что отсутствие внутрисуточной изменчивости величины альbedo как раз и обусловлено наличием гребней и впадин и, как следствие, возрастанием доли обратного рассеивания из толщи льда (альbedo «толщи») по сравнению с так называемым «зеркальным» альbedo [3, 5, 6, 9, 10, 11, 21].

В противоположность погодным условиям, рассмотренным выше, условия в районе ВПП станции Новолазаревская летом 2005/06 г. характеризовались как аномально холодные с большим количеством твердых осадков. Например, среднесуточная температура воздуха за весь период работ (06.12.05–25.01.06) не поднималась выше –2,4 °C (среднее значение –5,4 °C), в то время как летом 2004/05 г. она достигала +1,5 °C. Отмеченные обстоятельства привели к фактическому отсутствию поверхностного таяния. В табл. 2 представлены величины альbedo различных типов поверхности, включая участки с искусственной крошкой.

Как видно из таблицы, наибольшую отражающую способность имеет свежая ледяная крошка, причем ее альbedo повышается с увеличением толщины слоя крош-

Таблица 2

Альbedo характерных типов поверхности ледника	
Состояние поверхности	Альbedo, %
Поверхность льда, загрязненная машинным маслом	42
Чистый лед со слабо развитой радиационно-ветровой гребенкой	73
Лед, покрытый 4–6 см слоем фирнизированного снега	74
Лед, покрытый 4–5 см слоем старой смерзшейся ледяной крошки	76
Лед, покрытый 2–3 см слоем свежей ледяной крошки	77
Лед, покрытый 5–7 см слоем свежей ледяной крошки	82

ки. Как уже отмечалось выше, отражающая способность крошки имеет тенденцию к уменьшению, что требует постоянного ее обновления. Это, в свою очередь, будет способствовать более долгому предохранению ВПП от радиационного разрушения. Наименьшую отражающую способность имеет ледяная поверхность, подвергаясь антропогенному загрязнению. Поскольку уменьшение альбедо поверхности способствует увеличению количества тепла, поглощаемого ледяной толщей, таяние льда на таких участках происходит наиболее интенсивно. Это приводит к образованию характерных ямок, пустот (каверн) и провалов в ровном (до загрязнения) ледяном покрове. При этом, поскольку углеводородные фракции (бензин, солярка, моторные масла) легче воды, они, как правило, остаются на поверхности, а не проникают в подповерхностные слои ледника. Таким образом, подобные пятна способствуют более интенсивной радиационной эрозии поверхности. Поскольку углеводородные загрязнения подвергается переносу (растеканию) под воздействием ветра или в связи с уклоном естественных поверхностей, площадь и объем радиационной эрозии ледниковой поверхности имеют тенденцию к увеличению. В конечном счете это может привести к нарушению функционирования ВПП или ее перрона. Во избежание подобного развития событий необходимо как можно быстрее и качественнее убирать подобные загрязнения. Значение альбедо искусственной поверхности, равное 82 %, неплохо соответствует (в пределах точности оценки альбедо) критической величине, полученной нами для сезона 2004/05 г. (см. табл. 1). Результаты измерений отражающей способности ледяного покрова, выполненных во время работ в районе аэродрома станции Новолазаревская в 2007–2008 гг., представлены в табл. 3.

Экранирующий эффект снежной крошки особенно ярко проявился при анализе временной изменчивости температурного режима верхнего слоя ледника на ВПП. Антарктическое лето 2007/08 г. характеризовалось как наиболее теплое по сравнению с двумя предыдущими сезонами, что не могло не сказаться на состоянии снежно-ледниковых покровов. Так, снежники, находящиеся вблизи станции, либо исчезли совсем, либо площади, занятые ими, значительно сократились. Отчасти этому способствовала и бесснежная зима 2007 г. Сильному таянию также был подвержен и собственно ледниковый купол, особенно вблизи границы купол–оазис. Так, за период с 25.12.2007 г. по 25.01.2008 г., по данным наших из-

Таблица 3

Альбедо характерных типов поверхности ВПП ст. Новолазаревская

Состояние поверхности	Альбедо, %
ВПП, слой ледяной крошки, 6–7 см	80
ВПП, свежая ледяная крошка 2–3 см	79
ВПП (перрон), свежая ледяная крошка, слой 2–3 см	78
ВПП, накат ледяной крошки недельной или более давности	76
Наледь (гладкий, глянцевого льда)	75
Поверхность ледника, слой фирна, 4–6 см	74
ВПП (перрон), накат ледяной крошки недельной давности	73
ВПП, естественная поверхность	73
Поверхность ледника со слабой радиационной гребенкой	73
Поверхность ВПП, загрязненная машинным маслом	43
Поверхность ВПП, загрязненная горелой соляркой	42

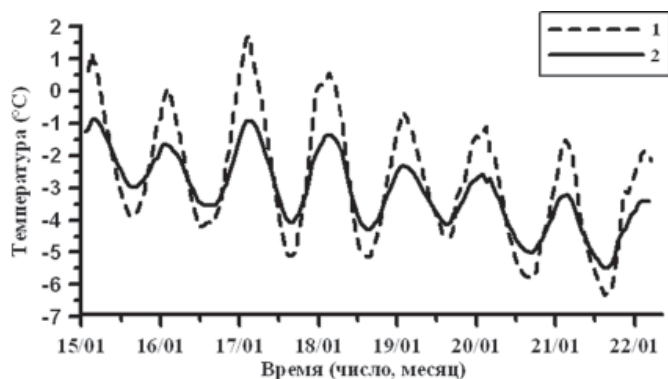


Рис. 2. Временной ход температуры льда на глубине 10 см, в случае естественного покрытия ВПП (1), а также при наличии слоя ледяной крошки на поверхности льда (2)

мерений, стояло более 13 см льда, в то время как в предыдущие годы эта величина не превышала 5 см. На рис. 2 представлен временной ход температуры льда на горизонте 10 см при естественных условиях на поверхности ВПП и в случае присутствия слоя искусственной ледяной крошки толщиной в 6–7 см.

Необходимо отметить, что за период измерений наблюдалось слабое понижение температуры воздуха. Эта же тенденция отмечена и в поверхностном слое ледника, как на участке естественной поверхности ВПП, так и при наличии ледяной крошки. Однако характер суточных колебаний был различный. Участки ВПП с естественной поверхностью значительно сильнее прогревались днем под действием солнечного тепла и более интенсивно охлаждались в ночные часы (радиационное выхолаживание). Таким образом, можно уверенно говорить об экранирующем эффекте ледяной крошки, сглаживающей амплитуду суточных колебаний и, как следствие, деструктивные термические эффекты внутри поверхностного слоя льда [12, 15].

С технической стороны покрытие полосы ледяной крошкой не представляет принципиальных трудностей и является, по-видимому, оптимальным и не столь затратным мероприятием. Естественно, это актуально, когда радиационное разрушение ВПП имеет место, например, как это наблюдалось в сезоне 2004/05 г. В то же время в следующем сезоне (2005/06 г.), ввиду отсутствия таяния, основные проблемы были связаны с уборкой снега на полосу. Таяние поверхности ледника под слоем крошки замедляется ввиду более высокого альбеда крошки, по сравнению с открытыми участками ВПП, и приводит к сокращению количества тепла солнечной радиации, поглощаемого поверхностью и проникающего в более глубокие слои ледника. Кроме того, шероховатость поверхности, возникающая из-за покрытия ее крошкой, приводит к увеличению снегонакопления, что, в свою очередь, еще более повышает альбеда поверхности. Снег и крошка замедляют процесс таяния и ввиду их меньших теплопроводящих свойств, по сравнению с чистым льдом. Оптимальной толщиной слоя ледяной крошки, позволяющей значительно снизить активность процессов таяния, по-видимому, является слой толщиной не менее 5–10 см. Однако с течением времени ледяная крошка, под действием радиационных и термических (кондуктивных) процессов, начинает смерзаться (процесс фирнизации). Это приводит к некоторому уменьшению отражательной способности такой поверхности и, одновременно, к увеличению ее теплопроводящих свойств. Максимальный период оптимальных защитных свойств крошки зависит от сопутствующих атмосферных условий, но, как показали наши наблюдения, не превышает одной недели. Увеличение толщины слоя крошки не приводит к значительному продлению этого периода.

АЛЬБЕДО СНЕЖНИКОВ В ПРЕДЕЛАХ ОАЗИСА

Снежники в районе станции наблюдаются во все летние сезоны, но имеют различную толщину и площадь в зависимости от условий инсоляции и интенсивности снегонакопления в предшествующий зимний сезон. Они являются характерным элементом поверхности оазиса.

Как уже указывалось выше, погодные условия в районе станции в сезон 2006/07 г. характеризовались как аномально холодные. Альbedo снежников за период наблюдений имело тенденцию к снижению, что было обусловлено изменением морфометрии поверхности снега. Относительно ровная первоначально поверхность снежников ввиду процессов таяния и фирнизации становилась более пористой и бугристой. В период наблюдений альbedo находилось в интервале 70–75 % в ясные дни, достигая величины 93 % в пасмурные. После того как таяние охватило всю контролируемую инструментально толщину снежника (температура верхнего 80 см слоя в январе достигла 0 °C), альbedo понизилось до 65–70 %. В то же время и на этом фоне отмечались периоды, когда альbedo повышалось до 75 %. Как правило, такие повышения альbedo связаны не с характером облачности, условиями освещенности или температурой воздуха, а с осадками, выпадающими из облаков [18, 20].

Следующий сезон 2007/08 г., как говорилось ранее, характеризовался как аномально теплый. Это привело к очень раннему началу таяния снежного покрова. К моменту начала наших инструментальных наблюдений (20.12.2007) процесс таяния шел уже около месяца. В связи с этим нам не удалось проследить и инструментально зафиксировать момент начала интенсивного таяния (достижения верхним слоем снега температуры 0 °C), как это было в предыдущий сезон. Но даже такое позднее начало работ позволило нам сделать косвенный вывод об аномально больших величинах таяния, не характерных для предыдущих двух сезонов. Раннее таяние сказалось на снежниках оазиса, имевших на момент проведения работ меньшую, по сравнению с нормальными условиями, толщину. Ряд снежников либо исчезли совсем, либо площади, занятые ими, значительно сократились. Этому, по-видимому, способствовала и малоснежная зима 2007 г. Альbedo снежников в период наблюдений колебалось в пределах 65–82 %. При этом прослеживалась взаимосвязь величины альbedo и облачности. Причиной отмеченной изменчивости альbedo является радиационно-кондуктивная трансформация поверхности [3, 7, 9, 10, 21]. На поверхности снежника развивается характерная радиационная гребенка, ориентированная по направлению север–юг. Поскольку длинноволновый радиационный баланс испытывает сильную зависимость от облачности, радиационные потери тепла поверхностью снежника снижаются при сплошной облачности и увеличиваются при ее отсутствии. Развитие радиационной гребенки происходит наиболее интенсивно именно в последнем случае.

Лето сезона 2008/09 г. снова попало в категорию аномально холодных. Это привело к позднему началу и крайне слабому проявлению таяния снежного покрова. Альbedo снежников в период наблюдений закономерно снижалось ввиду трансформации их поверхности от относительно ровной к бугристой и процессов фирнизации. Однако поскольку в этот период наблюдались снегопады различной интенсивности, сопровождавшиеся метелевым переносом, оценить тенденцию изменения величины альbedo не удалось. По-видимому, это обусловило и слабое развитие радиационной гребенки — одной из наиболее характерных форм поверхности снежного и ледникового покровов в период таяния. В целом средняя величина альbedo в декабре–январе 2008–2009 гг. составила 85 %, колебалась в пределах 77–92 %.

ВЫВОДЫ

В результате полевых исследований, выполненных в 2004–2009 гг., получены новые данные об альbedo различных типов снежно-ледяной поверхности в районе станции Новолазаревская (ледниковый купол, снежники, искусственные ледяные сооружения):

1. Слой искусственно созданной ледяной крошки толщиной 5–7 см может являться тепловым и радиационным протектором, защищающим поверхность ВПП от разрушения в период максимальной инсоляции.

2. Радиационная гребенка, образующаяся в период интенсивного таяния, и осадки в основном определяют величину альбедо снежно-ледяной поверхности.

3. Развитие радиационной гребенки способствует, при прочих равных условиях, увеличению альбедо поверхности ледника на 5–15 % по сравнению с предшествующей стадией таяния (вода на поверхности).

Работа была выполнена при финансовой поддержке подпрограммы «Исследование и изучение Антарктики» (ФЦП «Мировой океан») и гранта РФФИ № 08-05-00279 «Исследования процессов энергомассообмена в деятельном слое ледников прибрежных районов Антарктиды». Авторы выражают свою глубокую признательность специалистам ЗАО «ИНТАРИ» и «ALCI» за помощь при проведении логистических операций, сотрудникам НПО «Тайфун» за изготовление средств измерений и регистрации, которые мы использовали при проведении наших исследований, и специалистам лаборатории метеорологии ГУ «ГГО им. А.И.Воейкова» за метеорологическое обеспечение актинометрических измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев А.Н. Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности на антарктическом плато // Труды САЭ. 1976. Т. 66. С. 13–66.
2. Артемьев А.Н. Особенности радиационного режима оазиса Ширмахера // Информ. бюл. САЭ. 1966. № 58. С. 41–43.
3. Богословский В.Н., Кузнецов М.А. Структура радиационного потока на поверхности и в толще снега и льда // Труды САЭ. 1960. Т. 10. С. 101–106.
4. Кондратьев К.Я. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 526 с.
5. Коптев А.П., Пятненко Б.А. О поглощении и проникновении солнечной радиации в снег и лед в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 1962. Вып. 10. С. 71–76.
6. Коптев А.П., Сакунов Г.Г. Методика и результаты исследований радиационных характеристик снежно-фирнового покрова // Труды ААНИИ. 1977. Т. 342. С. 90–96.
7. Котляков В.М. Избранные сочинения. Книга I. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 431 с.
8. Кручинин Ю.А., Симонов И.М. «Солярий» в антарктическом оазисе // Информ. бюл. САЭ. 1967. № 65. С. 162–164.
9. Кузнецов М.А. Главная причина закономерного уменьшения альбедо тающего снежного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 1960. Вып. 3. С. 112–115.
10. Кузнецов М.А. Изменение альбедо толщи снега и льда в период таяния // Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 1969. Вып. 15. С. 133–138.
11. Кузнецов М.А. Проникновение солнечной радиации в поверхностный слой материкового льда // Информ. бюл. САЭ. 1967. № 64. С. 19–23.
12. Лебедев Г.А., Сухоруков К.К., Ковалев С.М. Термическое разрушение морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 183 с.
13. Маршунова М. С., Черниговский Н.Т. Радиационный режим Зарубежной Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 181 с.
14. Маршунова М.С. Условия формирования и характеристики радиационного климата Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 214 с.
15. Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 461 с.
16. Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.

17. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 220 с.
18. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 448 с.
19. Справочник по климату Антарктиды. Солнечная радиация / Под ред. Радионова В.Ф. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 148 с.
20. Тимерев А.А. Отражательные свойства подстилающей поверхности полярных районов // Труды ААНИИ. 1976. Т. 328. С. 106–115.
21. Тимерев А.А., Назаров В.Д. Влияние метаморфизма снежно-ледяной среды на рассеивающие свойства радиационно-активного слоя ледников Северной Земли // Географические и гляциологические исследования в полярных странах / Под ред. Короткевича Е.С. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 61–69.
22. Черниговский Н.Т. Альbedo поверхности Антарктиды // Информ. бюл. САЭ. 1970. № 77. С. 68–72.

B.V.IVANOV, O.M.ANDREEV, A.M.BEZGRESHNOV, S.P.POLYAKOV

NEW DATA ABOUT ALBEDO OF NATURE AND ARTIFICIAL SNOW-ICE COVERS AROUND OF ANTARCTIC STATION NOVOLAZAREVSKAYA

The results of investigations carry-out by authors around Antarctic research station «Novolazarevskaya» (Shirmaher oasis) during 2004–2008 are analyze. New data about albedo of different types of surface around oasis (ice dome, snow patches, and artificial ice constructions) are present. The principal possibility to reduce speed of glacier surface melting during maximum of insolation on example of fly up – landing zone (FLZ) of ice aerodrome is showed. Cause-consequence relationships between albedo and structure of snow-glacier cover from one side and albedo and meteorological conditions from another are describe.

Keywords: Antarctic, Novolazarevskaya, solar radiation, albedo, snow, firn, ice.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОНЖЕЛЯЦИОННОГО ЛЬДА НАД ПОДЛЕДНИКОВЫМ ОЗЕРОМ ВОСТОК

канд. геогр. наук А.А.ЕКАЙКИН, канд. геогр. наук В.Я.ЛИПЕНКОВ,
инженер Е.В.ПОЛЯКОВ, д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН, науч. сотр. Ю.А.ШИБАЕВ,
науч. сотр. А.В.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ, канд. геогр. наук И.Н.СОКРАТОВА

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

Представлены новые данные о строении, изотопном и газовом составе конжеляционного льда подледникового озера Восток до глубины 3667 м. Изотопный состав льда из этих горизонтов отражает существенное влияние гидротермальных источников на изотопный и водный баланс озера, а также указывает на недостаточное перемешивание озерной воды, что имеет важное значение с точки зрения условий существования микробиоты. Газовый состав свидетельствует о том, что процесс формирования льда протекает почти без образования т.н. «водных карманов», что практически исключает вероятность обнаружения в этом льду озерных микроорганизмов. Данные о строении льда предполагают, что он был сформирован в условиях притока талой воды из северной части озера, что объясняет некоторые особенности изменчивости изотопного и газового составов льда.

Ключевые слова: Антарктика, подледниковое озеро Восток, ледяные керны, изотопный состав, газосодержание, строение льда.

ВВЕДЕНИЕ

Прямые исследования гидрологической системы подледникового озера Восток начались в 1998 г., когда буровой снаряд в глубокой скважине 5Г-1 на станции Восток впервые вошел в толщу конжеляционного озерного льда на глубине 3539 м. В феврале того же года из соображений экологической безопасности бурение было приостановлено на глубине 3623 м. Анализ строения [14], изотопного [3], газового [5, 12], химического [9], минерального [4] и микробиологического [8] составов 84-метрового интервала керна позволил определить основные характеристики условий льдообразования и показал, что озерный лед по своим свойствам и происхождению может быть подразделен на два слоя, т.н. «озерный лед 1» и «лед 2». Первый (3539–3609 м) отличается в первую очередь наличием видимых минеральных включений и, предположительно, сформировался вблизи западного борта озера (рис. 1) в условиях относительного мелководья в проливе между берегом озера и небольшим островом [15]. «Лед 2» (глубже 3609 м) крайне чист с точки зрения минерального состава и, по-видимому, образовался над глубоководной частью озера. В декабре 2005 г. глубокое бурение на ст. Восток было возобновлено, и в настоящее время глубина скважины 5Г-1 составляет 3667 м. 19 октября 2007 г. в результате аварии буровой снаряд был утерян в скважине, и все попытки его поднять окончились неудачей. В январе 2009 г. с отметки 3598 м было начато бурение обходной скважины 5Г-2, забой которой на данный момент (февраль 2009) находится на глубине 3602 м.

В настоящей статье мы представляем результаты исследований (в первую очередь, строения льда, а также его изотопного и газового составов), выполненных специалистами ААНИИ по образцам керна 5Г-1 до глубины 3667 м.

МЕТОДИКА

Предварительная обработка и исследования ледяного керна проводились по стандартным методикам, изложенным в годовых отчетах по проектам ФЦП «Антарктика», а также в научной литературе (см., например, [2, 3, 13]). Однако в недавнее время был усовершенствован способ точного измерения общего содержания газа во льду, что будет изложено ниже.

Предварительные полевые исследования нового керна озерного льда до глубины 3666,54 м включали макроскопическое описание, непрерывные измерения электропроводности льда и размеров ледяных кристаллов, определение ориентировки оптических осей кристаллов, отбор непрерывных 50- и 10-сантиметровых проб на изотопный анализ и образцов на микробиологические, химические и газовые исследования.

Определение формы и размеров кристаллов льда производилось на просмотровом поляризационном столике в ледяных пластинах толщиной около 3 мм, которые вырезались с помощью горизонтальной ленточной пилы из приповерхностной части керна параллельно его оси. После изучения структуры льда из пластины изготавливались шлифы, которые использовались для измерения ориентировки оптических осей кристаллов на трехосном столике Федорова большой модели (прибор «Пикол»).

После изготовления продольных пластин плоская поверхность керна полировалась с помощью специальной фрезы установки ECM (Electrical Conductivity Measurements). Измерения электропроводности по постоянному току производились при движении каретки с керном под двумя медными электродами, находящимися под напряжением 1500 В и касающимися отполированной поверхности керна [2]. Измерения показали практически нулевую электропроводность озерного льда на всем протяжении изученного разреза. Дело в том, что определяющие электропроводность льда растворимые примеси локализованы, главным образом, по межкристаллическим границам; при больших размерах кристаллических индивидов, ха-

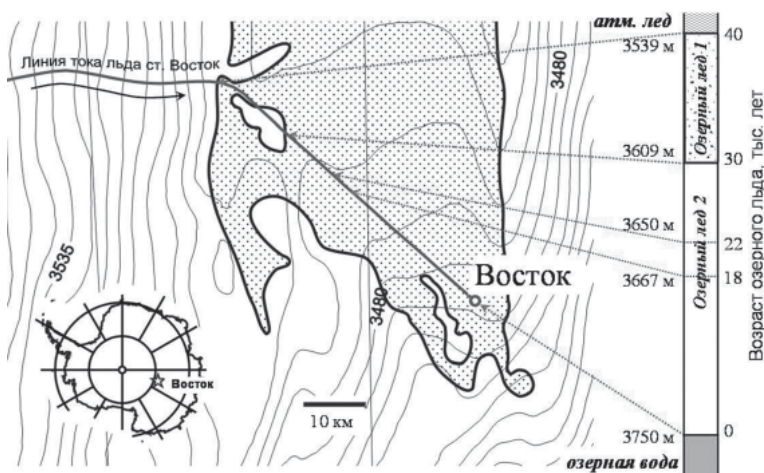


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая происхождение озерного льда:

Слева приведена карта-схема южной части озера Восток, на которой обозначена линия тока льда, проходящая через скважину 5Г-1 (по данным работы [16]). Линия налегания ледника (береговая линия озера) и контуры «островов» проведены по данным российских наземных радиолокационных исследований [15]. В правой части рисунка показана схема вертикального разреза толщи озерного льда в районе станции Восток, на которой указаны глубины залегания границ между атмосферным и озерным льдом (3539 м), озерным льдом 1 и 2 типа (3609 м), нижней границы изотопных исследований керна (3650 м), а также текущая глубина скважины 5Г-1, соответствующая нижней границе структурных и газовых исследований керна (3667 м), и глубина залегания раздела лед–вода (3750 м). Для каждого горизонта указаны возраст и место образования льда, определенные по модельным данным о скоростях движения ледника и намерзания озерного льда [17]

рактерных для озерного льда, система граничных поверхностей кристаллов не образует непрерывную токопроводящую среду.

Для измерения общего содержания газа во льду озера Восток нами использовалась установка СТАН, реализующая барометрический метод определения газосодержания [13]. Барометрический метод основан на точном измерении давления P и температуры T сухого воздуха, экстрагированного из ледяного образца в результате его плавления и медленного повторного замораживания в предварительно вакуумированной камере, объем которой известен с высокой степенью точности.

В 2008 г. была проведена существенная модернизация СТАНа, направленная на расширение его возможностей в области измерения низких концентраций газа во льду. В частности, была увеличена мощность жидкостного криостата за счет использования дополнительного криогенного агрегата, применены новые стеклянно-металлические ячейки более совершенной системы, обеспечивающей лучшую герметичность при более стабильном объеме, введено использование ультразвуковой ванны для более эффективного удаления растворенного воздуха из талой воды, разработана новая система калибровки и оценок поправок к результатам измерений и т.д.

Проведены эксперименты, позволившие оценить предел чувствительности модернизированного прибора и погрешности измерения давления V при разных уровнях содержания газа в ледяной породе. Предел чувствительности устанавливался на основе результатов измерения СТАНом паров воды над льдом в рабочем диапазоне температур. Для образцов массой 20–25 г минимальная концентрация газа во льду, детектируемая данной измерительной системой с вероятностью более 99 %, составляет $5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$.

Расчетная погрешность абсолютных значений V , измеренных с помощью модернизированной установки СТАН, составляет 0,5 % при уровне газосодержания $V = 10^{-1} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ (уровень, типичный для льда полярных ледников), 0,7 % при $V = 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$, 5 % при $V = 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ (соответствует среднему уровню V в озерном льду 1) и 40–50 % при $V = 10^{-4} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ (уровень газосодержания в озерном льду 2). Экспериментально установленная воспроизводимость измерений составила 0,5 %. Серия контрольных замеров газосодержания образцов чистого монокристаллического льда, выращенного в лаборатории из деионизированной воды, дала расчетные значения $V = (2 \pm 3) \cdot 10^{-5} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$, т.е. ниже уровня чувствительности прибора. Таким образом, в ходе экспериментов была подтверждена пригодность модернизированной установки СТАН для измерения ультранизких концентраций газа, характерных для льда озера Восток.

Исследования структуры и строения озерного льда производились непрерывно в ледяных пластинах толщиной около 3 мм, которые вырезались параллельно оси зерна. Границы сечений кристаллических индивидов идентифицировались в поляризованном свете на просмотровом столике и фиксировались фломастером непосредственно на ледяной пластине. Всем выделенным сечениям кристаллов присваивались порядковые номера (начиная с зерна № 3623 используется сквозная нумерация сечений кристаллов). Границы сечений зерен в пластине зарисовывались в журнале. Затем на основе полевых материалов воспроизводилось непрерывное растровое изображение плоскостной структуры льда в пакете MS Excel с разрешением 1 см по горизонтали и 5 см по вертикали. Цифровое представление использовалось для получения количественных характеристик плоскостной структуры, по которым с помощью известных стереологических соотношений оценивались удельная поверхность и диаметр кристаллов озерного льда.

Измерение ориентировки оптических осей (c -осей) кристаллов осуществлялось на приборе «Пикол» в тонких шлифах толщиной порядка 0,3 мм, изготовленных из 3-миллиметровых продольных пластин зерна. Для обеспечения непрерывного ряда данных об ориентировке c -осей кристаллов, последовательные

куски керна взаимно ориентировались путем стыковки по поверхностям разлома. В том случае, когда стыковка по разломам оказывалась невозможной, взаимная ориентация кусков керна производилась по данным об ориентировке общих для обоих кусков керна ледяных кристаллов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопный состав

Переход от ледникового льда атмосферного происхождения к конжеляционному льду, образовавшемуся из воды подледникового озера, находит отражение в резком изменении изотопных характеристик ледяного керна: существенно уменьшается изменчивость изотопного состава льда по глубине, коэффициент наклона линии регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$ уменьшается с 8 до 4, а дейтериевый эксцесс ($dxs = \delta D - 8\delta^{18}O$) — с 14 ‰ (значение, характерное для атмосферного льда) до 7 ‰. Последнее связывают, в том числе, с поступлением в озеро гидротермальных вод, обогащенных кислородом 18 [8].

В 2008 г. был завершен методический анализ имеющихся изотопных данных и проведена интерпретация полученных сводных профилей изотопного состава керна озерного льда до глубины 3650 м (рис. 2).

Все факторы, оказывающие влияние на изотопный состав формирующегося озерного льда, могут быть разделены на две группы. К первой относятся условия на контакте ледник—озеро, определяющие механизм образования конжеляционного льда и значения эффективных коэффициентов фракционирования, а именно: степень переохлаждения воды, скорость роста ледяных кристаллов, соотношение объемов основной матрицы льда, внутриводных кристаллов и замерзших водных

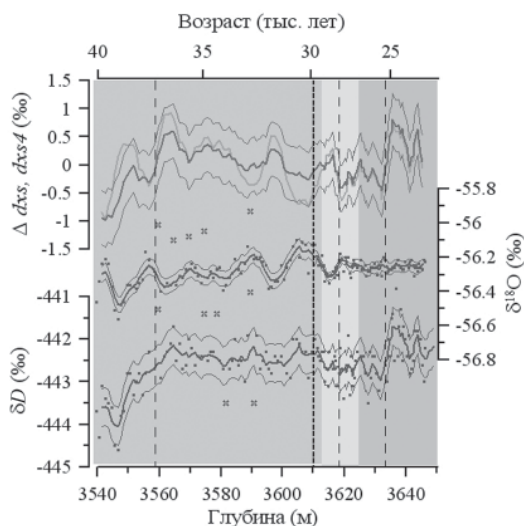


Рис. 2. Профили изотопных характеристик озерного льда (δD , $\delta^{18}O$, dxs и $dxs4$) в интервале глубин 3539–3650 м керна ст. Восток

Точками показаны значения изотопного состава отдельных образцов, крестиками — отбракованные значения. Жирные кривые — скользящие средние значения по 5 точкам; тонкие кривые ограничивают область погрешности (2σ). В верхней части рисунка темно-зелеными кривыми показан ряд $dxs4$ и пределы его погрешности; светло-голубая кривая — ряд dxs . Ряды dxs и $dxs4$ представлены в виде отклонений от своих средних значений. Вертикальные пунктиры — границы однородных интервалов с точки зрения изменчивости изотопного состава озерного льда (см. текст); жирный пунктир — граница между льдом 1 и льдом 2 (3609 м). Заливкой выделены интервалы керна, исследования которых проводились в разных лабораториях и/или в разное время. На верхней горизонтальной оси дана шкала возраста озерного льда по [17]

карманов. Изменения этих параметров процесса льдообразования приводят к изменениям эффективных коэффициентов фракционирования по дейтерию (α_D) и кислороду 18 (α_{18}) и к параллельным изменениям в содержании обоих изотопов во льду при сохранении наклона S_{w-i} линии регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$, близком к 4, что характерно для процесса конжеляционного льдообразования:

$$S_{w-i} = \frac{(1 + \delta D_w / 1000) (\alpha_D - 1)}{(1 + \delta^{18}O_w / 1000) (\alpha_{18} - 1)} \approx 4. \quad (1)$$

Ко второй группе относятся факторы, определяющие изотопный состав озерной воды, из которой образуется лед, а именно: изотопный состав и количество вод, поступающих в озеро в результате донного таяния льда и гидротермальной активности на дне озера, сток воды из озера (в виде озерного льда или жидкой воды), а также степень перемешивания поступающей в озеро воды с резидентной водой озера.

В целом интерпретация наблюдаемых в керне вариаций изотопного состава озерного льда по глубине оказывается весьма сложной задачей.

В случае длиннопериодных вариаций изотопного состава озерной воды, сравнимых по протяженности с периодом обновления воды в озере (порядка 104 лет), изменения изотопного состава льда будут отражать изменения изотопного состава вод, поступающих в озеро из различных источников, поскольку система ледник—озеро—подстилающие породы всегда стремится поддерживать изотопный баланс.

Короткопериодные вариации количества и изотопного состава вод из различных источников, как правило, неразличимы (сглажены) в вертикальном профиле изотопного состава озерного льда и могут найти в нем свое отражение только в случае неполного перемешивания поступающих в озеро вод с резидентной озерной водой.

Из уравнения (1) следует, что наклон S_{w-i} линии регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$ для конжеляционного льда определяется, главным образом, изотопным составом озерной воды (δD_w и $\delta^{18}O_w$) и в пределах возможных вариаций последнего изменяется от 4,025 до 4,096 при среднем значении 4,06. Чтобы различить вариации изотопного состава озерного льда, связанные с физическими условиями льдообразования и с колебаниями изотопного состава самой озерной воды, была введена новая функция дейтериевого эксцесса $dxs4$, соответствующая типичному для конжеляционного льда наклону линии регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$:

$$dxs4 = \delta D - 4,06\delta^{18}O. \quad (2)$$

Значение $dxs4$ для озерного льда близко к значению этого параметра для озерной воды и практически не зависит от коэффициентов фракционирования α и условий конжеляционного льдообразования.

На профилях изотопных характеристик озерного льда, показанных на рис. 2, можно выделить 4 интервала глубин, отличающихся по характеру изменений изотопного состава льда по глубине.

Первый интервал, 3539–3557 м, характеризуется быстрым ростом содержания тяжелых изотопов во льду глубже отметки 3547 м, на которой наблюдаются минимальные для всего изученного разреза значения δD и $\delta^{18}O$. Изменения обоих изотопов хорошо коррелируют в указанном интервале глубин при значении наклона линии регрессии (S_{ice}) порядка 4. Низкое содержание тяжелых изотопов в районе отметки 3547 м можно объяснить быстрым ростом кристаллов внутриводного льда в условиях переохлаждения воды на контакте с холодным ледником [17]. Следующий затем быстрый рост значений $\delta^{18}O$ на 0,4 ‰ говорит о резком замедлении скорости роста кристаллов или уменьшении их доли в объеме озерного льда. Характер и амплитуда вариаций $dxs4$ в указанном интервале глубин свидетельствует об увеличении содержания тяжелых изотопов в воде, из которой образовывался лед. Таким образом, низкое содержание стабильных изотопов в озерном льду

с глубины 3547 м может быть дополнительно связано с ограниченным доступом талой воды к месту льдообразования, которое, очевидно, расположено вблизи линии налегания ледника. Последнее предположение хорошо согласуется с тем фактом, что в керне с глубины 3547 м обнаружено максимальное количество минеральных включений донных осадков озера.

Второй интервал, 3557–3617,5 м, характеризуется значимыми периодическими изменениями содержания кислорода 18 и незначительными (по сравнению с экспериментальной погрешностью) вариациями δD , что не дает возможности уверенно идентифицировать причины указанных вариаций $\delta^{18}O$. Вместе с тем существенные изменения $dxs4$ в пределах данного интервала указывают на возможное изменение изотопного состава воды озера.

Третий интервал глубин, 3617,5–3633,0 м, характеризуется слабой изменчивостью обоих изотопов и может рассматриваться как переходная зона от второго к четвертому интервалу. Низкие значения $dxs4$ могут свидетельствовать о затрудненном доступе талой воды к зоне льдообразования или о повышенном вкладе гидротермальных вод в изотопный состав воды, из которой образовывался лед этого интервала.

Наконец, четвертый интервал керна, 3633–3650 м, резко отличается по своим изотопным свойствам от вышележащей части разреза озерного льда. Содержание кислорода 18 по-прежнему мало меняется с глубиной, в то время как профиль дейтерия показывает скачкообразное и весьма значительное (на 0,7 ‰) увеличение δD между 3633 и 3635 м. Коэффициенты корреляции и наклона линии регрессии статистически незначимы в пределах этого интервала, что указывает на несогласованное изменение обоих изотопов по глубине. Ход изменений $dxs4$ в ледяном керне в этой ситуации полностью определяется ходом δD . Столь отчетливое отсутствие корреляции между δD и $\delta^{18}O$ может быть вызвано только несогласованным изменением содержания тяжелых изотопов в озерной воде вследствие неравновесного, в отношении дейтерия, состояния системы озеро – подстилающие породы и изменения интенсивности поступления гидротермальных вод в озеро. Участие гидротермальных (пластовых) вод в гидрологическом режиме подледникового озера Восток подтверждается целым рядом независимых экспериментальных свидетельств [8, 9] и в настоящее время не подвергается сомнению.

Как следует из рис. 2, средние изотопные составы толщ озерного льда 1 и 2 очень близки друг к другу, и, следовательно, оба типа льда формировались в примерно одинаковых условиях. Следовательно, озерный лед 1 формировался не в узком и мелком заливе, как предполагалось ранее [7], а в относительно глубоком проливе между небольшим островом и западным берегом озера [15] (см. рис. 1). Весьма вероятно также, что линия тока льда ст. Восток на самом деле проходит мимо острова, не пересекая его. Такой сценарий, предполагающий образование озерного льда 1 на мелководье вблизи острова, хорошо объясняет и наличие в этом льду минеральных включений донных осадков озера, и наблюдаемую непрерывность разреза толщи конгеляционного льда.

Поскольку типичный период вариаций изотопного состава льда 1 составляет 10^3 лет, т.е. более чем на порядок меньше периода обновления воды в озере, можно предположить недостаточно эффективное перемешивание талой воды на пути к району льдообразования. На возможность неполного перемешивания воды в озере указывает также сопоставление результатов теоретических исследований [12] с данными измерений газосодержания озерного льда [5] (см. ниже).

Газосодержание

На рис. 3 показаны все результаты измерений общего содержания газа в керне озерного льда до глубины 3666,54 м, включая новые данные, которые были получены в 2008 г.

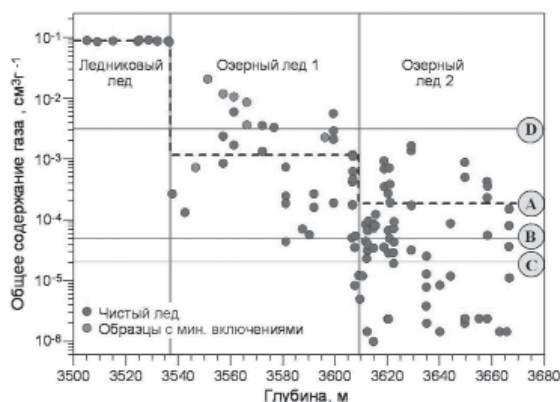


Рис. 3. Результаты измерений общего содержания газа в керне озерного льда до глубины 3667 м. Вертикальные прямые — границы между ледниковым льдом, озерным льдом 1 и озерным льдом 2. Пунктиром (А) показаны средние уровни газосодержания в толще ледникового льда ($9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$), в озерном льду 1 ($1,2 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$) и озерном льду 2 ($9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$); В — уровень чувствительности прибора; С — средний уровень содержания газа в образцах искусственного монокристаллического льда; D — расчетное значение газосодержания льда в равновесии с озерной водой, насыщенной атмосферными газами в присутствии гидрата воздуха

В целом вновь полученные данные не изменили ранее сложившиеся представления [5] о характере изменения V в толще озерного льда. Согласно этим представлениям, слой 3538–3609 м озерного льда 1 отличается от нижележащего слоя озерного льда 2 повышенным и крайне изменчивым газосодержанием. Типичным для него является наличие видимых невооруженным глазом минеральных включений донных осадков озера. Было сделано предположение, что формирование озерного льда 1 сопровождается захватом и последующим дозамерзанием жидких включений («водных карманов»), объемная доля которых не превышает на момент завершения льдообразования 1 %. В замёрзших «водных карманах» концентрируют-

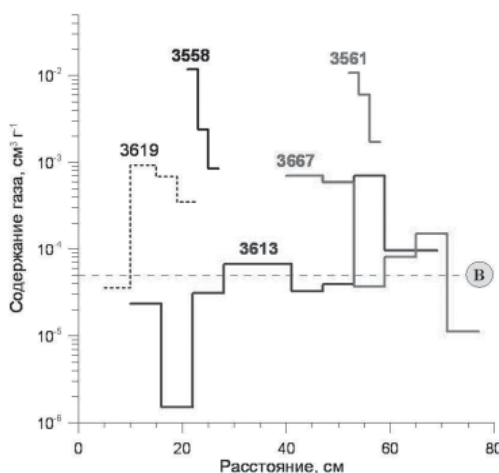


Рис. 4. Новые данные о мелкомасштабной изменчивости общего содержания газа в озерном льду 2. Результаты измерений, выполненных в 2008 г. по кернам № 3613, 3619 и 3667 (озерный лед 2), показаны вместе с ранее полученными данными по кернам № 3558 и 3561 (озерный лед 1). Значения газосодержания последовательных слоев керна приведены относительно расстояния (в см) от начала соответствующего метрового отрезка керна: 0 — начало, а 100 см — нижний конец (забой) каждого отрезка. Номера кернов соответствуют глубине их забоя в метрах

ся растворенные в озерной воде газы и химические примеси, а также находящиеся во взвеси минеральные частицы донных осадков и микробный материал. Поэтому, несмотря на малый объем «карманов», именно они определяют общую концентрацию примесей в озерном льду 1 и обуславливают пространственную неоднородность его свойств. Было показано, что послойные измерения V с достаточно хорошим разрешением позволяют идентифицировать «водные карманы» даже в тех случаях, когда их образование не связано с захватом крупных минеральных включений [5].

В 2008 г. были проведены новые детальные измерения газосодержания льда с различным разрешением по глубине в нескольких образцах керна озерного льда 2 (рис. 4). Они показали, что при общем низком уровне абсолютных значений и относительно малой пространственной изменчивости V , характерных для озерного льда 2 [5], в исследованных кернах встречаются слои, в которых содержание газа на порядок выше уровня чувствительности измерительной системы и достигает среднего уровня значений V для озерного льда 1. Таким образом, исследования 2008 г. подтвердили возможность участия жидких включений («водных карманов») в формировании озерного льда 2. Вместе с тем относительно низкий уровень максимальных значений газосодержания, зафиксированных при исследовании озерного льда 2, говорит о незначительном размере «водных карманов» (существенно меньше размера измеренных образцов), а также об их редкой встречаемости. Полагая, что содержание газа в озерной воде близко к газосодержанию тающего ледникового льда ($9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$), а газосодержание озерного льда 2 ($9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$) целиком определяется присутствием в этом льду замерзших «водных карманов», можем получить предельную максимальную оценку объемной доли «карманов» в озерном льду 2, которая составит не более 0,2 %. Столь малое содержание «водных карманов» в озерном льду 2 практически сводит к нулю вероятность обнаружения здесь клеток микроорганизмов, вероятно обитающих в воде озера. Таким образом, наибольший интерес для исследований геохимического и биологического состава подледниковой воды представляет верхний слой озерного льда (1), залегающий до глубины 3609 м.

Горизонтальная линия D на рис. 3 соответствует растворимости газов во льду, находящемуся в равновесии с насыщенными газами водой. Расчет растворимости газов производился с использованием эмпирических подходов [5, 11], в рамках которых растворимость газов в условиях трехфазного равновесия гидрат–лед–вода определяется составом газовой фазы и давлением диссоциации (по отношению ко льду) смешанного гидрата при данной температуре [11]. Как следует из рис. 3, значение равновесной растворимости существенно превышает даже максимальные значения газосодержания, зафиксированные для озерного льда 2. Таким образом, формирование этого слоя льда происходило из воды, концентрация газов в которой значительно ниже предельной концентрации, обеспечивающей равновесие с гидратной фазой. Как и в случае с изотопным режимом озера, признаки неравновесного состояния подледникового озера Восток, обнаруженные в ходе газовых анализов керна озерного льда, могут свидетельствовать о недостаточно эффективном перемешивании вод, поступающих в озеро, с резидентной озерной водой.

Строение озерного льда

Непрерывные микроструктурные исследования озерного льда были завершены в интервале глубин 3624–3667 м (за исключением отрезка керна 3635–3650 м). Измерения размеров кристаллов выполнены на всем протяжении разреза озерного льда, вскрытого скважиной 5Г-1 (3539–3623 м).

Установлено, что для озерного льда 2 характерно бимодальное распределение кристаллов по углам погружения c -оси (рис. 5). По кристаллографической ориентировке кристаллы можно разделить на 2 типа. К первому относятся кристаллы с углом погружения c -осей в пределах 0 – 10° , т.е. лежащие субгоризонтально, в

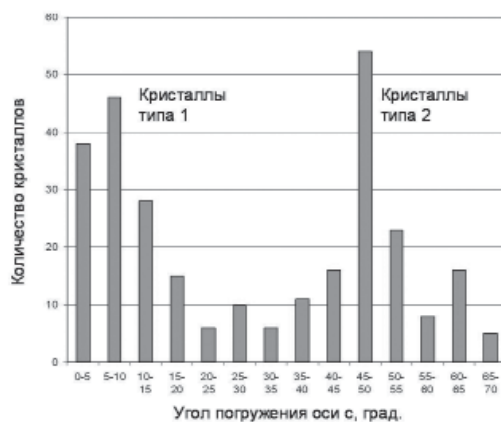


Рис. 5. Гистограмма распределения кристаллов озерного льда по углам погружения c -оси

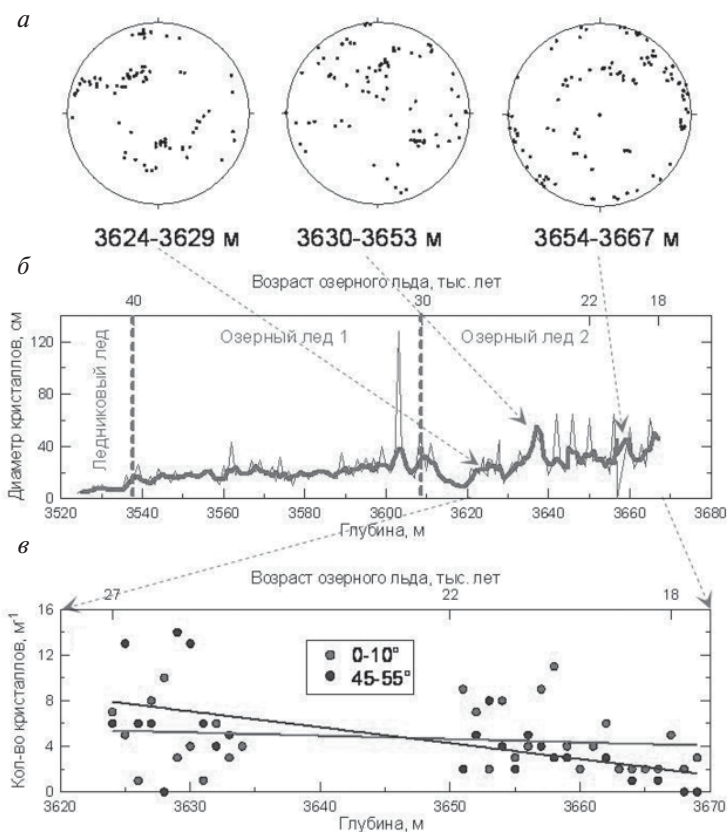


Рис. 6. Результаты петроструктурных исследований керна озерного льда:

а — диаграммы ориентировки c -осей кристаллических индивидов в интервалах глубин 3624–3629 м; 3630–3653 м и 3654–3667 м; *б* — изменение размеров ледяных кристаллов по глубине озерного льда (возраст льда показан на верхних горизонтальных осях): тонкая кривая — результаты измерений в метровых интервалах керна, жирная (красная) кривая — скользящее среднее по 5-метровым интервалам керна; *в* — изменение по глубине количества кристаллов 1-го и 2-го типов в 1 м керна

плоскости параллельной фронту кристаллизации конжеляционного льда. Ко второму типу относятся кристаллы с c -осями, ориентированными под углом $45\text{--}55^\circ$ к горизонтальной плоскости.

Анализ полученных данных показал, что кристаллы 1-го типа, как правило, крупнее и их количество с глубиной существенно не изменяется. Кристаллы второго типа мельче, и их количество постепенно убывает с глубиной (рис. 6 *в*). По азимутам погружения c -оси кристаллы распределены равномерно в пределах всего изученного интервала глубин (рис. 6 *а*). Средний диаметр кристаллов (рис. 6 *б*) варьирует в пределах от 10 до 130 см, при вполне отчетливой тенденции к росту с глубиной (по мере уменьшения возраста озерного льда) от 15 см на контакте с ледниковым льдом (возраст льда 40 тыс. лет) до 40–50 см на глубине 3667 м (возраст 18 тыс. лет).

Увеличение среднего размера ледяных кристаллов и развитие субгоризонтальной ориентировки c -осей по мере приближения к фронту кристаллизации являются типичными признаками стадии ортотропного (стесненного) роста конжеляционного льда. По своей симметрии структурные диаграммы озерного льда (см. рис. 6 *а*) резко отличаются от диаграмм, измеренных в нижней части разреза ледникового льда [6]. Последние показывают типичные для деформированного льда поясную и одномаксимумную субвертикальную ориентировку c -осей. Структурные диаграммы, представленные на рис. 6 *а*, наоборот, свидетельствуют о том, что конжеляционный лед не испытывал каких-либо существенных деформаций и пассивно переносился движущимся над озером ледниковым покровом.

Отсутствие признаков деформированного состояния подтверждается результатами рентгеноструктурного анализа [10, 14], которые говорят о весьма низкой концентрации дислокаций в конжеляционном льду, образовавшемся из воды озера Восток.

Субгоризонтальная ориентировка c -осей, обнаруженная в нижней части изученного разреза, соответствует классическому закону геометрического отбора зерен, в соответствии с которым преимущественное развитие в процессе ортотропного роста имеют кристаллы, ориентированные своими побочными a -осями (с которыми совпадают направления максимальной скорости роста кристаллов) в направлении, перпендикулярном фронту кристаллизации. Однако известно, что при формировании мощных ледовых покровов в поверхностных пресноводных озерах, в условиях, когда скорость нарастания льда в значительной степени контролируется скоростью отвода тепла от фронта кристаллизации через лед, направление максимальной скорости роста кристаллов может меняться на 90° и совпадать с c -осью, соответствующей максимальной теплопроводности кристаллов [1]. Смена направлений максимальной скорости роста не происходит только в условиях, когда к фронту кристаллизации обеспечен постоянный приток переохлажденной воды [1]. Таким образом, субгоризонтальная поясная ориентировка c -осей кристаллов в нижних слоях озерного льда 2 может свидетельствовать о достаточно интенсивном поступлении в район образования этого льда переохлажденной талой воды из северных частей озера.

Окончательная интерпретация результатов микроструктурных исследований (включая объяснение природы кристаллов 2-го типа с углом падения c -осей $45\text{--}55^\circ$) будет возможна только после завершения измерений ориентировки c -осей по всему разрезу озерного льда, вскрытому скважиной. Однако уже сейчас можно говорить о том, что строение озерного льда в значительно большей степени отражает условия его образования и роста, нежели является следствием рекристаллизации первичного озерного льда, как считалось ранее [14].

ВЫВОДЫ

Исследования нового керна озерного льда до глубины 3667 м позволили получить новые данные, характеризующие строение и состав т.н. «льда 2» и приблизиться к пониманию механизма и условий его формирования.

Завершен методический анализ имеющихся изотопных данных, и проведена интерпретация полученных сводных профилей изотопного состава керна озерного льда до глубины 3650 м. Показано, что отсутствие корреляции между содержанием дейтерия и кислорода 18 в интервале глубин 3633–3650 м может быть вызвано несогласованным изменением содержания тяжелых изотопов в озерной воде вследствие неравновесного, в отношении дейтерия, состояния системы озеро–подстилающие породы и изменения интенсивности поступления гидротермальных вод в озеро.

Усовершенствован способ измерения общего газосодержания *У* ледяных кернов для палеоклиматических исследований. Расчетная погрешность абсолютных значений *У*, измеренных с помощью модернизированной установки СТАН, составляет 0,5 % при уровне газосодержания $V = 10^{-1} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$, 0,7 % при $V = 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$, 5 % при $V = 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ и 40–50 % при $V = 10^{-4} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$. Экспериментально установленная воспроизводимость измерений составила 0,5 %.

Получены новые данные об общем содержании газов в озерном льду 2 до глубины 3667 м. Показано, что объемная доля замерзших «водных карманов» в озерном льду 2 не превышает 0,2 %. Столь малое содержание водных карманов практически сводит к нулю вероятность обнаружения в озерном льду 2 клеток микроорганизмов, вероятно обитающих в воде озера. Таким образом, наибольший интерес для исследований геохимического и биологического состава подледниковой воды представляет слой озерного льда 1, залегающий до глубины 3609 м, в пределах которого доля «водных карманов» на порядок выше, чем в озерном льду 2.

Микроструктурные исследования льда, проведенные почти непрерывно в интервале керна 3624–3667 м показали, что строение озерного льда в значительно большей степени отражает условия его образования и роста, нежели является следствием рекристаллизации первичного озерного льда. Установлено развитие преимущественной субгоризонтальной поясной ориентировки *c*-осей кристаллов в нижних слоях озерного льда 2, которая указывает на поступление в район образования этого льда переохлажденной талой воды из северных районов озера.

Результаты исследований, выполненных в 2008 г., позволили заметно пополнить банк данных о составе и строении изученной части разреза толщи озерного льда.

Настоящая работа выполнена в рамках Проекта 2 подпрограммы «Антарктика» ФЦП «Мировой океан» при поддержке РФФИ, гранты 06-05-65174 и 05-05-66801. Авторы благодарны Российской антарктической экспедиции за логистическое обеспечение проекта глубокого бурения на ст. Восток, а также специалистам Санкт-Петербургского горного института за высокое качество керна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев В.Н. Закономерности ортотропного роста льда из пресной и минерализованной воды // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 2. С. 48–56.
2. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Стивенард М. Изменение аккумуляции снега за последние 350 лет на склоне антарктического ледникового покрова в 200 км от обсерватории Мирный // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 2. С. 57–66.
3. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Йонсен С., Прилепский Э.Б., Шibaев Ю.А. Изотопный состав воды подледникового озера Восток // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 92–99.
4. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Попов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 81–91.

5. Липенков В.Я., Истомин В.А., Преображенская А.В. Опыт исследования газового режима подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2003. № 74. С. 66–87.
6. Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 68–77.
7. Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Gutner M.M., Meertens C. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature. 2002. № 416. P. 307–310.
8. Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M. DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: implications for searching life in extreme icy environments // Intern. J. Astrobiology. 2004. Vol. 3. P. 1–7.
9. De Angelis M., Morel-Fourcade M.-C., Barnola J.M., Susini J., Duval P. Brine micro-droplets and solid inclusions in accreted ice from Lake Vostok (East Antarctica) // Geophys. Res. Lett. 2005. № 32. № L12501. P. 1–4.
10. Hori A., Hondoh T., Oguro M., Lipenkov V.Y. Ice-lattice distortion along the deepest section of the Vostok core from X-ray diffraction measurements // Ann. Glaciol. 2004. № 39. P. 501–504.
11. Ikeda T., Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Hondoh T. Diffusion of air molecules in polar ice sheets // Physics of Ice Core Records, ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. P. 393–421.
12. Lipenkov V., Istomin V.A. On the stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 91. С. 138–149.
13. Lipenkov V.Y., Candaudap F., Ravoire J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice // J. Glaciol. 1995. 41. № 138. P. 423–429.
14. Montagnat M., Duval P., Bastie P. High crystalline quality of large single crystals of subglacial ice above Lake Vostok (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 333. P. 419–425.
15. Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0-110°E sector of East Antarctica // J. Glaciol. 2007. Vol. 53. № 181. P. 289–297.
16. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R. Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // Ann. Glaciol. 2004. № 39. P. 283–292.
17. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Y. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // Physics of Ice Core Records, Hokkaido Univ. Press: Sapporo, 2009. Vol. 2. In press.

A.A.EKAYKIN, V.Ya.LIPENKOV, L.M.SAVATYUGIN, Yu.A.SHIBAEV,
A.V.PREOBRAZHENSKAYA, I.N.SOKRATOVA

NEW DATA ON STRUCTURE, GAS CONTENT AND FORMATION MECHANISM OF THE LAKE VOSTOK ACCRETED ICE

New data are presented on structure, isotope and gas composition of accreted Lake Vostok ice to the depth of 3667 m. Isotopic content of the ice from these layers reveals noticeable influence of hydrothermal sources on isotope and water regime of the lake, as well as points out not sufficient mixing of lake water, which is of great importance for the conditions of microbiota survival in the lake. Gas content implies that the ice is formed practically without trapping of «water pockets», which likely leaves no chance to find the lake microbes in this ice. Data on crystal axes orientation show that this ice was formed in the conditions of the melt water inflow from the northern part of the lake, which allow better explaining the variability of isotope and gas content in the ice.

Keywords: Antarctica, subglacial Lake Vostok, ice cores, isotope composition, gas content, ice structure.

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА СТАНЦИИ БЕЛЛИНСГАУЗЕН В ПЕРИОД РАБОТЫ 52-й РАЭ

канд. биол. наук В.В.ПОВАЖНЫЙ

Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону

*В течение года, с февраля 2007 г. по февраль 2008 г., в составе зимовочного отряда 52-й РАЭ были продолжены круглогодичные мониторинговые гидробиологические работы по изучению сезонной динамики основных параметров среды, качественной и количественной структуры пелагической экосистемы бухты Ардли (ст. Беллинсгаузен, о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова), а также проведены гидробиологические исследования экосистемы пресноводного озера Китеж, включая экспериментальные работы по выяснению уровня обмена копеподы *Pseudoboscella porpei*. Обнаружены определенные сезонные отличия в составе зоопланктона, а также отличия такового от состава планктона сборов 51-й РАЭ.*

Ключевые слова: Антарктика, Южные Шетландские острова, экосистемы, пелагиаль, зоопланктон, фенология, обилие (численность), биоразнообразие.

ВВЕДЕНИЕ

Гидробиологические работы, проводимые с середины 1960-х гг. на советских, а впоследствии на российских антарктических станциях, практически не затрагивали прибрежные морские экосистемы. Биоту Антарктики и Субантарктики интенсивно изучали во время крупномасштабных морских экспедиций, при этом наибольшее внимание традиционно уделяли промысловым объектам и проблемам их эффективной добычи. Вопросам сезонной динамики сообществ и их мелкомасштабной изменчивости было посвящено значительно меньше работ. В отечественной литературе сведения по экосистемам антарктических пресных водоемов весьма фрагментарны и малочисленны. В последние годы в районе Антарктического полуострова наблюдается значительное потепление климата и связанное с этим таяние льдов. Как показано многими исследователями, этот процесс сопровождается изменениями в биологических сообществах. К сожалению, наблюдения за морскими экосистемами в данном районе фрагментарны и не представляют полной картины сдвигов в морских прибрежных экосистемах.

Регулярные круглогодичные гидрологические работы на станции Беллинсгаузен (бухта Ардли, о. Кинг-Джорж, Южные Шетландские о-ва) проводятся с 2003 г. С начала 2006 г. в программу исследований были включены работы по изучению сезонной динамики прибрежного зоопланктонного сообщества. Изучение зоопланктона в бухте Ардли в период с февраля 2007 по февраль 2008 г. явилось продолжением программы круглогодичного мониторинга состояния пелагиали бухты, динамики ее качественного и количественного состава, которая была начата в 51-й РАЭ [2]; предварительные результаты этих исследований уже опубликованы [3, 5]. В пресноводных озерах п-ова Файлдс в суровых условиях происходит формирование специфического планктонного сообщества с доминированием одного-двух видов консументов низких порядков. Изучение условий обитания, физиологии и продуктивности пресноводного зоопланктона представляет значительный интерес в связи с предполагаемым увеличением продолжительности безледного периода в таких озерах в случае потепления климата.

ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Целью работы за время зимовки 2007/08 г. являлось изучение сезонной динамики мезопланктонного сообщества прибрежной зоны бухты Ардли о. Кинг-Джорж, отбор проб фито-, бактерио- и микрозоопланктона прибрежной зоны как продолжение мониторинговых работ по изучению экосистемы пелагиали бухты Ардли, начатых в 51-й РАЭ, а также изучение пресноводного планктонного сообщества озера Китеж (п-ов Файлдс) в районе станции Беллинсгаузен.

Задачами проводимых работ являлись: отбор и первичная обработка проб мезопланктона по горизонтам на двух станциях в бухте Ардли; проведение попутных гидрологических наблюдений; отбор проб фито- и микрозоопланктона для последующей их обработки в лабораторных условиях в России; изучение сезонной динамики, спектра и интенсивности питания, калорийности и индивидуального потребления кислорода, условий культивирования и жизненного цикла, как выяснено в ходе настоящего исследования, доминантного вида копепод озера Китеж — *Pseudoboeckella poppei* для расчета продукции данного вида, изучение кислородного режима и содержания органической взвеси в озере Китеж.

Работы выполнялись в соответствии с Планом НИОКР по проекту 11 (2.2.7.1.) «Провести комплексное изучение антарктической биоты» и по проекту 2 направления 1 «Современный климат» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП 7 «Мировой океан» и в соответствии с международным проектом МПГ (Международный полярный год) «ClicOPEN» (Impact of CLimate induced glacial melting on marine and terrestrial COastal communities on a gradient along the Western Antarctic PENinsula), направленным на оценку воздействия таяния ледников на морские и прибрежные экосистемы Антарктического полуострова.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы мезопланктона в бухте Ардли в период открытой воды отбирали, как и ранее, на двух станциях с координатами 62° 12' 09" ю.ш., 58° 56' 22" з.д. (ст. II) и 62° 12' 20" ю.ш., 58° 56' 51" з.д. (ст. I), см. рис. 1. Пробы отбирали каждые две недели по стандартной методике средней сетью Джеди (размер ячеи 0,175 мм) на трех горизонтах: 50–25, 15–10, 10–0 м. На горизонтах 50, 25, 15, 10, 10 и 0 м отбирали пробы для определения солёности воды батометрами БМ-48, а также проводили измерения температуры опрокидывающимися термометрами ТГ. На станциях I и II отбирали пробы микрозоопланктона (объем 1,5 л, фиксатор — раствор Уотермеля) с поверхности, на ст. II с горизонтов 0 и 50 м отбирали пробы фитопланктона (объем 125 мл, фиксатор — раствор глутарового альдегида). На ст. II с поверхности отбирали пробы взвеси. В лабораторных условиях установленный объем воды фильтровали через стекловолоконный фильтр марки MGF. Впоследствии пробы будут обработаны в России с определением общего содержания взвеси, $N_{\text{орг}}$, $N_{\text{неорг}}$, $C_{\text{орг}}$.

В зимнее время гидробиологические исследования были совмещены с гидрологическими и в период с 21.06 по 30.09.2007 г. их проводили в точке с координатами 62° 12' 09" ю.ш. 58° 57' 20" в.д. («PGT») 2 раза в месяц. Глубина в точке отбора проб составила 20 м. В точке «PGT» пробы мезозоопланктона отбирали методом тотального вертикального лова (20–0 м), попутно отбирали пробы фито- и микрозоопланктона с поверхности, а также пробы взвеси.

Определение организмов проводили по имеющимся определителям на английском и французском языках, расчет биомассы велся с использованием номограмм Численко.

В зимний период на озере Китеж проводили работы по изучению планктонного сообщества озера подо льдом. Глубина в точке отбора проб составила 8 м. Отбор проб мезозоопланктона проводили методом тотального вертикального лова планктонной сеткой (8–0 м), см. рис. 2. Пробы микрозоо- и фитопланктона от-



Рис. 1. Расположение планктонных станций (Ст. I и Ст. II) в бухте Ардли

бирали с поверхности. В слое 0–5 м кислородным датчиком Марк-201 было измерено содержание кислорода. В декабре 2007 г. в озере по слоям было измерено содержание в воде органической взвеси. Взвесь осаждали на фильтры марки MGF и в последующем обрабатывали аналогично методике определения calorificityности копепода (см. ниже).

Пресноводный вид копепода – *Pseudoboecella poppei* (Calanoida, рис. 3) – был выбран для проведения серии экспериментов в силу высокой численности вида в водоеме, яркой окраски и крупных размеров, что облегчает работу с ним в лабораторных условиях.



Рис. 2. Рабочий момент отбора проб сетного планктона

Спектр и интенсивность питания псевдобокелли изучается методом экспонирования ракообразных в культуре простейших известной концентрации с последующим определением интенсивности выедания кормовых организмов по их убыли с использованием метода холостой пробы и количества непереваренных остатков.

Калорийность копеподы определяется методом мокрого сжигания отдельных особей $K_2Cr_2O_7$ с определением количества бихромата, пошедшего на окисление, титрованием тиосульфатом натрия $Na_2S_2O_3$ в присутствии KI. Для определения индивидуальной калорийности копепод была разработана модификация метода мокрого сжигания биомассы бихроматом калия. Из-за отсутствия соли Мора, необходимой для титрования бихромата по стандартной методике, в опытах использовали титрование тиосульфатом натрия в присутствии йодида калия, по методу, аналогичному определению нормальности тиосульфата. Проведенная серия экспериментов с растворами глюкозы известной концентрации и калорийности показала возможность применения данной модификации метода для определения калорийности копепод с ошибкой 3–5 %. Нижний предел определяемой калорийности ракообразных составил 0,06 Дж, что ориентировочно соответствует биомассе 0,025 мг и длине тела 0,75 мм.

Индивидуальное потребление кислорода *Pseudoboeckella poppei* определяли методом экспозиции в респирометрах объемом 120 мл в течение суток в лабораторных условиях с последующим определением концентрации кислорода методом Винклера. Определение индивидуального потребления кислорода методом экспозиции в респирометрах объемом 120 мл было связано с методическими трудностями. Электрохимический метод определения кислорода прибором Марк-201 оказался непригоден для измерения столь малой разницы концентрации кислорода. Нижний предел чувствительности метода определения кислорода по Винклеру (0,05 мг/л) оказался выше, чем суточная индивидуальная потребность в кислороде псевдобокелли при температурах 5–10 °С. Было установлено, что используемые в опытах антибиотики вносят значительную погрешность в определение кислорода по Винклеру, являясь сильными восстановителями. В ходе экспериментов была определена методика корректного определения дыхания ракообразных с использованием в одном опыте нескольких (3–5 шт.) ракообразных одинаковой массы. Для отбора ракообразных использовали кратковременную наркотизацию копепод 1 % лидокаином. Опыты проводили в природной воде, профильтрованной через мембранный фильтр Владипор № 2. Для учета дыхания бактерий использовали метод холостой пробы. Опыты проводили при температуре 10–12 °С в емкости с водой. Экспозиция опытов составляла 20–25 ч.



Рис. 3. *Pseudoboeckella poppei* — доминантный вид зоопланктона озера Китеж

Для проведения экспериментов в зимнее время были разработаны условия культивирования псевдобокелли в лабораторных условиях. Культивирование велось в емкостях 1,5–3 л с использованием в качестве кормовых организмов простейших, разводимых в отдельных сосудах.

Определение первичной продукции в озере проводили методом экспозиции светлой и темной склянок в поверхностном слое воды в течение суток с последующим определением кислорода по Винклеру.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

За время работы на станции в период с 27.02.2007 по 10.02.2008 г. было выполнено 8 выходов в море на лодке типа «Зодиак». В зимний период в точке «PGT» было выполнено 6 выходов на лед. В период работы 52-й РАЭ в бухте Ардли было отобрано 46 количественных проб мезопланктона, 18 проб фитопланктона (горизонты 50 м и 0 м), 18 проб микрзоопланктона (горизонт 0 м), 14 проб содержания общей взвеси и 72 пробы на соленость.

На озере Китеж в период с 26.06 по 22.12.07 г. было отобрано со льда 5 проб мезо-, микрзоо- и фитопланктона. В период с 01.11.07 по 22.12.07 г. на горизонтах 0–5 м датчиком кислорода Марк-201 было проведено 5 измерений содержания растворенного кислорода в воде. В период частичного разрушения ледового покрова на озере было также измерено содержание кислорода и органической взвеси в поверхностном и придонном горизонтах (2 измерения).

Анализируя значения температуры воды, полученные в результате измерений термометрами ТГ на ст. I и II (табл. 1), стоит отметить значительную температурную стратификацию водной толщи на протяжении большей части периода открытой воды (практическая гомотермия была отмечена лишь 15.03.2007). В весенне-летний период при интенсивном прогреве верхних слоев воды наблюдается прямая стратификация, в осенний период при начале охлаждения водной толщи – обратная стратификация. Особенно сильно температурный градиент выражен в слое 0–10 м. Значительное влияние на температурный режим во время проведения измерений могло также оказать формирование суточного термоклина, так как большинство выходов в море проходило в тихую ясную погоду. Другой возможной причиной сильной температурной стратификации верхнего десятиметрового слоя можно считать распресняющее влияние стока с суши, препятствующее конвективному перемешиванию водной толщи в темное время суток.

Соленостная стратификация водной толщи в точках отбора в период открытой воды была выражена значительно слабее (табл. 2). Однако в большинстве слу-



Рис. 4. Во время экспозиции термометров на станции I

Таблица 1

Значения температуры воды (°C), измеренные по горизонталам на станциях отбора планктонных проб во время выходов на моторной лодке

Горизонт отбора проб	Значения температуры воды по данным измерений термометрами ТГ по горизонталам													
	27.02.07		15.03.07		31.03.07		10.12.07		27.12.07		11.01.08		26.01.08	
	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II
0 м	1,53	1,49	0,75	0,85	0,22	0,22	-0,23	-0,47	0,4	0,35	0,82	0,67	0,77	0,79
10 м	—	1,19	0,77	0,82	0,55	0,55	-0,32	-0,35	0,09	0,32	0,5	0,49	0,62	0,67
15 м	1,24	—	0,71	0,79	0,58	0,62	-0,37	-0,36	0,02	—	0,52	0,44	0,6	0,59
25 м	1,18	1,22	0,84	0,79	0,6	0,63	-0,4	-0,3	-0,04	-0,04	0,4	0,37	0,57	0,56
50 м	—	1,19	—	0,84	—	0,62	—	-0,4	—	-0,1	—	0,19	—	0,56
													1,7	1,48
													0,79	0,92
													0,73	0,86
													0,73	0,71
													—	0,61

Таблица 2

Значения солёности воды (‰), измеренные по горизонталам на станциях отбора планктонных проб во время выходов на моторной лодке

Горизонт отбора проб	Значения солёности воды по данным измерений кондуктометром по горизонталам													
	27.02.07		15.03.07		31.03.07		10.12.07		27.12.07		11.01.08		26.01.08	
	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II
0 м	33,6	33,9	34,3	34,3	33,9	34,0	33,9	33,8	33,5	34,1	33,9	34,0	33,9	
10 м	—	34,1	34,2	34,3	33,8	34,0	34,0	33,8	33,7	33,4	34,1	34,0	34,1	
15 м	34,1	—	34,1	34,1	34,1	34,0	33,9	33,9	33,7	33,8	34,1	33,8	34,0	
25 м	34,3	34,2	34,3	34,2	34,1	34,0	34,1	34,0	33,9	33,8	33,9	34,0	34,1	
50 м	—	34,3	—	34,3	—	34,1	—	34,1	—	34,1	—	34,2	—	

чаев в слое 0 м соленость была несколько понижена. Обе точки отбора проб расположены на небольшом удалении от берега, поэтому распреснение верхнего слоя воды можно объяснить влиянием стока с суши. При слабых ветрах в бухте Ардли часто наблюдаются сликовые полосы, берущие начало от места впадения в бухту ручья Станционный и уходящие на расстояние до 1 км. Своим возникновением подобные полосы, скорее всего, обязаны пресному стоку.

По времени появления льда и образования сплошного припая, а также по абсолютной температуре воздуха прошедшая зима 2007 г. на о. Кинг-Джордж может быть отнесена к аномально холодным. По сравнению с аномально теплой зимой 2006 г. [5], отмеченные ледовые явления в бухте Ардли были зарегистрированы в среднем на 2 месяца раньше. Низкая температура воздуха и воды наложили отпечаток на характер выполняемых работ.

В период с конца апреля по конец сентября 2007 г. сплошной ледовый покров наблюдался на акватории всей бухты Ардли. 21.06.2007 толщина льда в бухте составила 75 см. Толщина снежного покрова на льду достигла 20 см. К моменту окончания работ на льду 30 сентября 2007 г. толщина льда в точке отбора проб составила 90 см, толщина снежного покрова на льду выросла до 40 см. Температура воды в указанный период изменялась незначительно и колебалась в пределах от $-1,9$ до $-1,7$ °C. Температурная стратификация в точке отбора проб была выражена слабо. Соленость воды в точке отбора проб (измеренная CTD-зондом) за этот период колебалась от 34,6 до 35,05 ‰.

Предварительные результаты обработки проб мезозoopланктона, отобранных в период с 27.02.07 по 26.01.08, обобщены в табл. 3 и 4. Численность организмов в таблицах приведена в пересчете на 1 м² акватории. Для получения значений обилия организмов в экз./м³ следует значения, приведенные в таблице, разделить на 20 (для ст. I и «PGT») или 50 (ст. II).

В пробах определяли общую численность и индивидуальную длину животных. Определение организмов вели по возможности до вида. В спорных случаях для последующего определения организмов в России готовили постоянные препараты с использованием глицерин-желатина.

В течение всего года доминирующим по численности видом сетного зоопланктона был представитель отряда *Cyclopoida* (класс *Copepoda*) *Oithona similis*. Данный вид распространен всесветно и играет заметную роль во многих прибрежных морских экосистемах. Максимальная численность ойтон в пересчете на 1 м² была зарегистрирована в зимний период (до 2900 экз./м²). В период открытой воды численность вида значительно снижалась вплоть до полного отсутствия в пробах. В пробах отмечались в основном старшие копеподиты и половозрелые



Рис. 5. Необычно раннее появление плавающего льда в бухте Ардли (15.04.2007)

особи ойтаны. Очевидно, что использование планктонной сети с ячейей 0,175 мм приводит к значительному недоучету науплиусов и младших копеподитов данного мелкого вида. Сказанное в полной мере относится и к другому представителю *Cyclopoida* — *Oncea curvata*, также отмечавшемуся в пробах на протяжении всего года в значительном количестве. Размер половозрелой стадии онцеа (длина самки 0,7 мм) еще меньше, чем ойтаны (длина самки до 1,1 мм). Третьим крайне немногочисленным представителем *Cyclopoida*, отмеченным в пробах в зимнее время, была *Oithona frigida*.

Среди представителей *Calanoida*, отмеченных в пробах, также преобладали мелкие виды. Наиболее многочисленным среди них был *Ctenocalanus citer* (длина самки 1,25 мм). Пик численности данного вида также был отмечен в зимний период (до 120 экз./м²). Два других мелких вида каляноид — *Microcalanus pygmaeus* и *Stephos longipes* — отмечались в пробах не так регулярно и имели меньшую численность. Указанные виды, по всей видимости, успешно размножаются в водах бухты, однако для учета всех возрастных стадий мелких каляноид требуется планктонная сеть с меньшей ячейей. Более крупный вид *Metridia cf. gerlacheri*, отмеченный в качестве одного из доминантных в пробах 2006–2007 гг., был зарегистрирован нами эпизодически на младших копеподитных стадиях (максимум численности в зимний период).

Крупные представители *Calanoida*, доминирующие в большинстве глубоководных районов Южного океана, отмечались в пробах изредка и своим появлением в бухте Ардли, видимо, обязаны адвекции вод открытой части пролива Брансфилда. Так, крупный вид *Calanoides acutus*, жизненный цикл которого включает зимовку на глубинах 400–500 м, отмечался в пробах в летний период на половозрелой стадии (размножение вида происходит в эпипелагиали). Данный вид не был отмечен в пробах 2006–2007 гг. [5], вместе с тем в наших пробах не был обнаружен отмеченный ранее *Rhincalanus gigas*, также многочисленный в глубоководных районах. Единственный раз в пробах был отмечен крупный хищный вид *Paraeuchaeta cf. antarctica*. Адвекцией вод можно объяснить и появление в пробах батипелагического *Spinocalanus abyssalis*.

Копеподы являются доминантной группой мезозоопланктона бухты. Среди других групп голопланктонных организмов стоит отметить появление в пробах в летний период яиц и личинок гребневиков (взрослые особи не были отмечены), а также отмеченную единственный раз личинку *Siphonophorae* (определение требует уточнения).

Значительную роль в планктонном сообществе бухты Ардли играют меропланктонные организмы. Наиболее многочисленным компонентом меропланктона, отмечаемым круглый год, являются яйца и личинки *Ascidia* (максимум числен-



Рис. 6. Первый выход на припай 21.06.2007

Таблица 3

Численность мезозоопланктона (экз/м²) в бухте Ардли по данным сетных ловов на ст. I и II

Таксон	Численность сетного зоопланктона в бухте Ардли в период открытой воды, экз/м ²													
	27.02.07		15.03.07		31.03.07		10.12.07		27.12.07		11.01.08		26.01.08	
	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II	Ст. I	Ст. II
<i>Oithina similis</i>		160	120	200	50	330	320	440	110	350	50	250	280	870
<i>Oncea curvata</i>		20		20	20	80	10	70		20	10			
<i>Ovae varia (Ascidia?)</i>	10	180	110	90	70	180	20	100		10	70	130	10	40
<i>Ovae Ctenophora</i>							40	210					40	20
<i>Ctenocalanus citer</i>		20	10	30		30	20	80	10	10		10	10	30
<i>Calanoides acutus</i>		10					20	20			30			
<i>Spinocalanus abyssalis</i>														30
<i>Siphonophorae larv. (?)</i>		10												10
<i>Nemertini pilidium</i>		10												
<i>Harpacticoida varia</i>			20	40	10	20		10				50	10	10
<i>Clausocalanus brevipes</i>			10									40	20	
<i>Polychaeta larvae</i>						30	30	80	140	50				
<i>Meridia sp.</i>						10								
<i>Microcalanus pygmaeus</i>								50				20		
<i>Nauplius Calanoida</i>								30						
<i>Ascidia larvae</i>														20
<i>Ostracoda gen.sp.</i>														
<i>Ctenophora larvae</i>														
<i>Echinodermata larvae</i>														
<i>Paraeuchaeta cf. antarctica</i>							10	240		10		10		10

В стадии обработки

Таблица 4

Численность сетного зоопланктона в бухте Ардли в точке «PGT», экз/м ²							
Таксон	Дата отбора Таксон пробы						
	09.03.07	28.06.07	19.07.07	31.07.07	13.08.07	03.09.07	18.09.07
<i>Oithina similis</i>	350	680	1280	2900	1520	870	690
<i>Oithona frigida</i>						20	20
<i>Oncea curvata</i>	30	140	20				
<i>Oncea sp.</i>		10					
<i>Ovae varia (Ascidia?)</i>	240	10	40	100	10	120	10
<i>Ctenocalanus citer</i>	10	40	50	120	120	90	20
<i>Harpacticoida varia</i>	20	60	60	70	40	260	120
<i>Clausocalanus brevipes</i>		20					
<i>Polychaeta larvae</i>	10	10					
<i>Metridia sp.</i>		30	110	110	30	20	
<i>Microcalanus pygmaeus</i>		20	60	60			
<i>Nauplius Calanoida</i>			80	70		10	10
<i>Ascidia larvae</i>			60	20	60	90	
<i>Ctenophora larvae</i>							10
<i>Echinodermata larvae</i>					30	30	30
<i>Stephos longipes</i>		20			40		10

ности в начале осени). В летний период в планктоне отмечались личинки полихет (до 140 экз./м²), подо льдом в планктоне были обнаружены личинки *Echinodermata*.

В целом количество мезопланктона в бухте Ардли в исследованный период было крайне невелико. Основными потребителями продукции фитопланктона Субантарктики являющиеся эвфаузиевые рачки – в особенности *Euphausia superba*. Однако эти крупные подвижные организмы крайне редко отмечаются в сетных пробах. Для изучения данной группы планктона необходимы специальные тралы. Эвфаузииды в больших количествах были отмечены лишь во время штормов в выбросах макрофитов.

ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕРА КИТЕЖ

В озере Китеж доминирующим видом мезозоопланктона подо льдом являлся рачок *Pseudoboeckella poppei* (*Copepoda*, *Calanoida*). При этом в июне численность его была крайне высока – 1158 экз./м³ (табл. 5). В популяции были отмечены все возрастные стадии. Однако большое количество (6 % от общей численности) мертвых особей, а также высокая заселенность рачков эпизодическими инфузориями-перитрихами (до 40 % от общей численности) говорили о неблагоприятной ситуации, сложившейся в популяции. Помимо псевдобокелли, в сетных пробах были отмечены крупные половозрелые брахиоподы *Branchinecta sp.*, а также придонные кладоцеры *Macrothrix sp.* В августе и в последующие месяцы количество рачков в пробах из озера заметно снизилось, однако при этом в популяции были отмечены размножающиеся самки. В пробах также присутствовали неполовозрелые брахиоподы новой генерации. Таким образом, подо льдом озера сохраняются условия для размножения организмов мезо- и макрозоопланктона.

Таблица 5

Численность сетного зоопланктона в озере Китеж подо льдом (экз./м ³)						
Таксон	24.06.07	09.09.07	01.11.07	21.11.07	9.12.07	22.12.07
<i>Pseudoboeckella poppei</i>	1158	747	471	485	465	751
<i>Nauplius Pseudoboeckella</i>	31		358	390	124	1285
<i>Branchinecta sp.</i>	3	9	26	11	39	4
<i>Macrothrix sp.</i>	10	7	8			

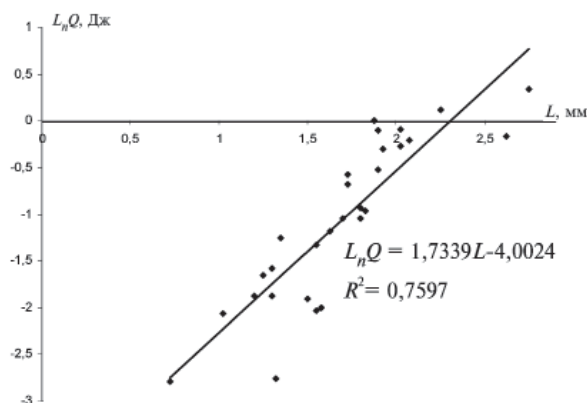


Рис. 7. Зависимость индивидуальной калорийности *Pseudoboeckella poppei* от длины тела

В период с 14 марта по 4 июня 2007 г. было проведено 29 корректных определений индивидуальной калорийности пресноводных рачков *Pseudoboeckella poppei* с индивидуальными сырыми массами 0,025–1,5 мг (определены по номограммам Численко). Удельная калорийность псевдобокелли в опытах изменялась в пределах 0,52–1,89 Дж/мг сырой массы при средней калорийности 1,41 Дж/мг. Исследования калорийности псевдобокелли позволили выразить зависимость калорийности тела рачка (Q , Дж) от длины тела (L , мм). Зависимость в пределах длины 0,7–2,6 мм аппроксимируется выражением:

$$L_n Q = 1,7339L - 4,0024 \quad (R^2 = 0,75; N = 29).$$

Проведенное исследование калорийности необходимо дополнить изучением энергетической ценности науплиальных стадий рачка.

Особенностью существования популяции *Pseudoboeckella poppei* в озере Китеж является полное отсутствие хищников, поедающих бокеллю. Это приводит к любопытной перестройке характеристик роста рачков. После достижения рачками половозрелости (при длине 1,95–2 мм) у них не происходит торможения сомати-



Рис. 8. Результаты экспериментов по определению индивидуального потребления кислорода *Pseudoboeckella poppei* (в пересчете для 20 °С)

ческого роста, что приводит к появлению в популяции крупных особей размером 2,5–3 мм. При этом удельная калорийность тела данных особей заметно понижена по сравнению с более мелкими экземплярами (рис. 3). Подобную особенность роста псевдобокелли можно рассматривать как приспособление к использованию популяцией более широкого спектра кормовых объектов (возможно, собственной моллюды) и перенесению неблагоприятных условий на половозрелой крупной стадии.

В период с 13 марта по 4 мая 2007 г. было проведено 18 методически корректных опытов по определению индивидуального потребления кислорода псевдобокеллей. Абсолютное потребление кислорода изменялось в опытах от 0,0000608 до 0,00179 мг/инд.·час⁻¹. Полученные результаты сравнивали с расчетными значениями индивидуального потребления кислорода копеподами по формуле $Q = 0,2 W W^{0,77}$ [4] (для 20 °C), с учетом температурного коэффициента $Q_{10} = 2,25$ [1], где Q – индивидуальное потребление кислорода, мл/инд.·час⁻¹, WW – вес организма в граммах.

Проведенные исследования стандартного обмена *Pseudoboekella poppei* на данный момент не позволяют выразить зависимость обмена рачка от длины или массы тела в силу недостаточного количества проведенных экспериментов, а также недостаточного различия длин тела рачков, использованных в экспериментах (1,25–2,5 мм). Предварительно можно заключить, что стандартный обмен рачка в условиях эксперимента (рис. 8) находится в пределах теоретического уровня стандартного обмена, рассчитанного по формуле Сущени [4], с учетом температурного коэффициента $Q_{10} = 2,25$ [1]. Однако стоит отметить, что большинство экспериментов проводилось при температуре 8–12 °C, значительно превышающей естественную температуру обитания бокелли (0–3 °C), что могло сказаться на полученных результатах. Способ расчета индивидуальной массы рачка с использованием номограмм Численко необходимо заменить на более точный. При всех сделанных допущениях сходимость теоретических и экспериментальных данных следует признать удовлетворительной. Требуется дальнейшая экспериментальная работа по определению индивидуального потребления кислорода зоопланктоном озера Китеж. В программу экспериментов следует включить бранхиопод и кладоцер озера. Определение индивидуального потребления кислорода позволит вычислить общую интенсивность обмена зоопланктонного сообщества, а следовательно, средний рацион и продукцию особи и популяции.

В связи с экономией топлива на станции, обогрев лаборатории в зимний период был приостановлен, что вызвало временное прекращение экспериментов с пресноводными копеподами, изучение условий культивирования и жизненного цикла *Pseudoboekella poppei* было спустя некоторое время продолжено. Определены средние размеры копепоидитных стадий вида, средняя биомасса каждой стадии. Проведена серия опытов по кормлению копеподы различными кормами. Установлено, что дрожжи не являются полноценным кормом для данного вида. Интенсивный продолжительный рост и размножение отмечены при кормлении копепод смесью бактерий, жгутиковых и инфузорий. От самки, достигшей половой зрелости в культуре, 19.04 было получено потомство, что говорит о полноценности используемого корма. Серьезной проблемой культивирования также является поддержание стабильного температурного режима среды. Повышение температуры до 20 °C приводит к прекращению питания и гибели копепод.

После определения условий культивирования простейших и получения устойчивой культуры было проведено три эксперимента по определению интенсивности питания *Pseudoboekella poppei*. По количеству выделенных фекалий и снижению концентрации простейших ежедневный рацион псевдобокелли в культуре был определен как 5,2–9 % от массы тела при температуре 15 °C. Работы необходимо продолжить с целью установления интенсивности питания копеподы при различной концентрации пищи.

Условия существования *Pseudoboekella poppei* в озере Китеж в зимний период изучали в период с 1 ноября по 22 декабря 2007 г. Температура воды и со-



Рис. 9. Измерение содержания кислорода в озере Китеж датчиком Марк-201

держание растворенного кислорода в верхнем 4,5-метровом слое воды в центре озера, по данным измерений анализатора растворенного кислорода «Марк-201», приведены в табл. 6.

Таблица 6

Содержание растворенного кислорода и температура воды в озере Китеж в зимний период

Глубина, м	1.11.2007		13.11.2007		9.12.2007		14.12.2007		22.12.2006	
	T, °C	O ₂ , мг/л	T, °C	O ₂ , мг/л	T, °C	O ₂ , мг/л	T, °C	O ₂ , мг/л	T, °C	O ₂ , мг/л
0,5	1,30	12,73	−0,30	14,74	0,80	14,22	0,80	13,88	0,20	13,98
1	0,70	12,02	−0,70	14,67	0,50	14,32	0,70	13,88	0,20	14,24
1,5	0,40	12,09	−0,70	14,65	0,40	14,26	0,40	14,09	0,20	14,76
2	0,20	12,12	−0,50	14,46	0,30	14,08	0,40	13,97	0,00	14,07
2,5	0,30	12,15	−0,20	14,20	0,40	13,98	0,20	13,13	0,00	13,73
3	0,30	12,08	0,30	13,68	0,50	13,89	0,20	12,85	0,20	12,56
3,5	0,40	12,05	0,40	13,71	0,50	13,81	0,10	13,61	0,40	13,01
4	0,50	11,86	0,50	13,71	0,60	13,71	0,60	13,26	0,50	12,89
4,5	0,60	11,57	0,60	12,97	0,60	13,64	0,60	13,26	0,70	13,12
6	—	—	—	—	—	—	—	—	1,40	10,94
7	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	5,26
8,5	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	5,27
8,5*	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	4,78*

* содержание кислорода измерено по методу Винклера

Стоит отметить, что в период исследований температурный режим глубже 3 м оставался практически стабильным, при заметных колебаниях температуры верхнего 2,5-метрового слоя. Содержание кислорода в слое 0–4,5 м оставалось высоким с некоторой тенденцией к понижению с глубиной. При этом 22 декабря 2007 г. в слое 7–8,5 м было зафиксировано явление гипоксии (содержание кислорода — 35 % от насыщения). Граница вод, бедных и богатых кислородом, проходила между 6 и 7 м. Отмеченные явления свидетельствуют о стратификации вод озера в зимний период, при этом в придонных горизонтах складываются условия, неблагоприятные для существования зоопланктона.

Содержание органической взвеси в водах озера было измерено по методике, аналогичной измерению индивидуальной калорийности копепоид (см. выше). По содержанию органической взвеси воды, бедные и богатые кислородом, значительно различаются (табл. 7). При этом максимальное обилие организмов зоопланктона по данным отбора батометрических проб (до 11 экз./л) регистрируется в слое 6 м, т.е. вблизи границы двух типов вод в области максимальной концентрации органической взвеси в насыщенных кислородом водах.

Содержание органической взвеси в озере Китеж (Дж/л) в зимний период

Глубина, м	Дата отбора проб	
	14.12.2007	22.12.2007
0	1,17	—
1,5	2,24	2,95
6	—	3,72
7	—	10,01
8	13,66	—

Изучение условий существования зоопланктона озера Китеж необходимо дополнить исследованиями в летний период. Особый интерес могут представлять данные по содержанию органической взвеси и первичной продукции в период перед образованием на озере сплошного ледового покрова с целью определения количества взвеси, потребляемой зоопланктоном.

ВЫВОДЫ

Проведенные в период работы 52-й РАЭ гидробиологические исследования в бухте Ардли и озере Китеж позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Небольшая глубина и специфический гидрологический режим бухты Ардли приводят к значительной перестройке мезопланктонного сообщества по сравнению с соседними глубоководными участками. В планктоне при этом доминирующую роль начинают играть мелкие виды, размножающиеся в течение всего года.

2. В зимний период при отсутствии волнения и интенсивного перемешивания вод в бухте Ардли мелкие планктонные формы увеличивают свою численность.

3. Крупные представители отряда *Calanoida*, доминирующие в большинстве глубоководных районов Южного океана, отмечаются в планктонных пробах изредка и своим появлением в бухте обязаны адвекции вод открытой части пролива Брансфилда.

4. В озере Китеж доминирующим видом мезозоопланктона подо льдом являлся рачок *Pseudoboeckella poppei* (Copepoda, *Calanoida*); подо льдом озера сохраняются условия для размножения организмов мезо- и макрозоопланктона.

5. Исследования калорийности псевдобокеллии позволили выразить зависимость калорийности тела рачка (Q , Дж) от длины тела (L , мм). Зависимость в пределах длины 0,7–2,6 мм аппроксимируется выражением $L_n Q = 1,7339L - 4,0024$ ($R^2 = 0,75$; $N = 29$).

6. Стандартный обмен рачка в условиях эксперимента находится в пределах теоретического уровня стандартного обмена, рассчитанного по формуле Сущени [4] с учетом температурного коэффициента $Q_{10} = 2,25$.

7. В конце зимнего периода в озере Китеж были отмечены явления стратификации и гипоксии, при этом в придонных горизонтах складываются условия, неблагоприятные для существования зоопланктона. Максимальное обилие организмов зоопланктона регистрируется в области максимальной концентрации органической взвеси в насыщенных кислородом слоях воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винберг Г.Г. Температурный коэффициент Вант-Гоффа и уравнение Аррениуса в биологии // Экология. 1983. Т. 44. № 1. С. 31–42.
2. Неелов А.В., Баялников С.В. Первые результаты гидробиологических исследований в Антарктике в рамках национальной программы МПГ 2007/08 // Новости МПГ 2007/08. 2007. № 2. С. 11.

3. Неелов А.В., Смирнов И.С., Сиренко Б.И., Усов Н.В., Гаврило М.В. Первые результаты мониторинговых исследований биоты Антарктики по программе МПГ (2007–2009 гг.). International Polar Year 2007/08: Тез. докл. научной конф. «Россия в МПГ – первые результаты», 3–9 октября 2007 г. Сочи, 2007. С. 108.
4. Сущеня Л.М. Количественные закономерности метаболизма и трансформации вещества и энергии ракообразными: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1969. 42 с.
5. Усов Н.В. Сезонная динамика обилия зоопланктона в бухте Ардли (остров Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 77. С. 97–106.

V.V.POVAZHNY

HYDROBIOLOGICAL INVESTIGATIONS AT THE BELLINGHAUSEN STATION FOR WORKING TIME OF THE 52 RAE

*For allround year, February 2007 – February 2008, in wintering staff of the 52 RAE were continued allround year monitoring hydrobiological works on investigations of season dynamiks of the main parametors of environments, quolited and quantited structure of the pelagical ecosystem of the Ardley Bay (St. Bellingshausen, King-George Island, the Southern Shetland Islands), and also have been carried out hydrobiological investigations of the ecosystem of the freshwater lake Kitezh, including experimental works on finding out level of exchange of the copepod *Pseudoboecella poppei*. Definite season differences in structure of zooplankton, as well as differences of this from plankton structure of samples collected by 51 RAE have been discovered.*

Keywords: Antarctic, Southern Shetland Islands, ecosystems, pelagical, zooplankton, phenology, biodiversity.

ФАУНА ФОРАМИНИФЕР АНТАРКТИКИ

д-р биол. наук В.И.МИХАЛЕВИЧ

Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, e-mail: mikha@JS238.spb.edu

Вокруг материка Антарктида к югу от антарктической конвергенции (в собственно антарктических водах) известно 112 видов донных фораминифер. Изучены особенности их географического и вертикального распространения на шельфе и в верхней части батимальной зоны на континентальном склоне. Максимумы видового разнообразия и численности, на современном этапе изученности, установлены для глубин 189–300 и 1500–2300 м. Прослежено влияние глубины, температуры и других факторов среды на особенности распространения видов антарктических фораминифер.

Ключевые слова: фораминифера, Антарктика, история изучения, фауна, распространение, вертикальное распределение, зависимость строения раковины от факторов внешней среды.

Фауна фораминифер Антарктики до сих пор исследована недостаточно. Несмотря на значительное число имеющихся работ по изучению этой группы одноклеточных животных, начиная с XIX в. [5, 7–8, 10–12, 14–19, 21–26, 29, 31–40] все эти работы затрагивали небольшие районы Южного океана, иногда лишь отдельные станции. Районы исследования были разбросаны, и вся акватория оказывалась исследованной очень неравномерно, что затрудняло получение общей картины. Данные, полученные до середины и даже вплоть до конца XX в., были основаны на очень широком понимании вида предшествующими исследователями и требовали проведения систематической ревизии. Большинство антарктических видов относили к описанным ранее видам из Северной Атлантики и Тихого океана. Лишь в работе Саидовой [5] была проведена ревизия некоторых антарктических видов и выделен ряд эндемичных для Антарктики таксонов. Выводы о распространении видов, базирующиеся на прежних данных, отличаются от тех, которые получены на основе современной таксономической концепции. Результаты данной работы основаны на глубокой таксономической ревизии видовой и родовой принадлежности встреченных в Южном океане форм.

В статье по возможности обобщен материал предшествующих исследователей, а также материал, обработанный автором, в который вошли данные со 132 станций САЭ (преимущественно сборы судов «Обь» в 1956–1972 гг., «Академик Федоров» 1990), водолазные сборы Е.Н.Грузова и А.Ф.Пушкина в 1965–1966 гг., А.Ф.Пушкина в 1989 г. и сборы ледокола «Полярштерн» в 1996 и 2000 гг. Эти материалы охватывают все три сектора Антарктики: Атлантический, Индоокеанский, Тихоокеанский и наиболее подробно моря Моусона и Уэдделла, данные по которым нами уже частично опубликованы [2, 27, 28]. Изученные пробы были собраны с глубин от 0 до 2315 м. Район исследования в данной работе ограничен зоной антарктической конвергенции. В сборах из морей Моусона и Уэдделла все особи были живыми и содержали цитоплазму, которая часто выступала из устья наружу. Всего в пределах исследуемой зоны на шельфе и в верхней части батии было выявлено, определено и изучено 112 агглютинированных и известковых видов фораминифер.

Изученные нами материалы, а также многие опубликованные по фауне фораминифер Южного океана данные позволяют выяснить некоторые общие закономерности их распространения в водах Антарктики.

Гидрологические условия этой акватории, характер водных масс, их температура, уровень границы растворения карбонатов проанализированы в ряде работ [7, 19, 23, 29], и поэтому нет необходимости освещать их здесь подробнее. Несмотря на то, что распределение водных масс на шельфе и склоне, температуры и характер течений вокруг Антарктиды подвержены некоторым локальным изменениям, они имеют и некоторые общие черты. Положение границы растворения карбонатов наиболее высокое в море Росса: согласно Филону [13], эта граница находится на глубине 300–400 м, а по данным Милама и Андерсена [29], у берега Земли Адели и Георга V она поднимается до 243 м. Но иногда даже в этом районе ее положение смещается до обычных 550–587 м, по данным Кеннета [19] и Милама и Андерсена [29]. Наиболее изменчивые параметры солёности/температуры отмечены на прибрежном шельфе в периоды таяния льдов. Истончение льда ведет к более высоким скоростям фотосинтеза, что, в свою очередь, приводит к снижению концентрации углекислого газа и, соответственно, к понижению границы растворения карбонатов [32]. Тем не менее, несмотря на нестабильность концентрации карбоната кальция на малых глубинах вокруг континента, первый уровень границы этого растворения находится, в среднем, на глубине 500–550 м, иногда опускаясь и до 700 м. Так, в море Уэдделла и даже в море Росса ее сезонное погружение доходило до 755 м [32]. Второй уровень этой линии располагается на глубине 3500–4000 м. Уровень границы растворения карбонатов оказывает большое влияние на распространение фораминифер с известковой раковиной и не влияет на распространение агглютинированных (по крайней мере тех из них, у которых песчинки, включенные в стенку раковины, скреплены не известковым, а органическим цементом).

Бернхард [9] показал зависимость распространения сообществ песчанистых и известковых фораминифер от характера грунта. Некоторые случаи такой зависимости отмечены и другими авторами [29, 32]. В двух последних работах было также показано, как концентрация карбоната кальция ограничивает распространение известковых фораминифер на шельфе западной части моря Росса. Андерсен [7] показал сходный характер влияния концентраций углекислого газа и положения линии границы растворения в море Уэдделла, где известковая шельфовая фауна фораминифер распространена в восточной части моря. Также объясняли это явление Пфлюм [34] и МакНайт [25]. Однако другие авторы [20, 29, 32] считают, что связать распространение фораминифер с каким-либо одним фактором окружающей среды и выделить доминирующий фактор едва ли возможно. Милам и Андерсон [29] показали, что сообщества фораминифер с преобладающими агглютинированными видами или с преобладающими известковыми на шельфе в восточной и западной частях моря Росса обитают в водных массах, имеющих одинаковые параметры. Из наших данных, так же как и из данных некоторых других исследователей, вытекает, что определяющим фактором, влияющим на вертикальное распространение видовых комплексов фораминифер в Антарктике, является диапазон глубин, на которых они обитают.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Глубина, как определяющий фактор распространения фораминифер, в свою очередь связана с характером водных масс и температурами.

Из всех материалов, имевшихся в нашем распоряжении, наиболее богатый был представлен пробами из моря Уэдделла, одного из наиболее неприступных районов Мирового океана. Сейчас этот район, благодаря экспедициям немецкого ледокола «Полярштерн», становится одним из наиболее исследованных во всей Антарктике.

Граница шельфа проходит в Антарктике по большей части на глубине 500 м, поднимаясь до 350 м на шельфе антарктических островов. Такая значительная глубина шельфа связана с погруженным характером и крутизной подводной части антарктического материка. Но все же максимальное количество как числа ви-

дов, так и обилия особей в пробе и в Восточной, и в Западной Антарктике мы наблюдали на глубине 180–300 м. Преобладают следующие виды: недавно описанный *Saccammina basispiculata* Michalevich, Pronina, Nestell, 2000, *Tholosina laevis*, *Psammophax consociata*, *Thurammina antarctica*, *Th. protea*, *Pseudonodosinella margaritaria margaritaria*, *Pauciloculina* (*Labrospira*, *Cribrostomoides*) *antarctica*, *Cornuspira antarctica*, *Cornuspiroides lacunosus*, *Planispirinoides antarcticus*, *Pyrgo peruvianum*, *P. sarsii*, *P. latum*, *Pyrgoella sphaera*, *Cruciloculina subvalvularis*, *Lenticulina antarctica*, *Glandulina antarctica*, *Cibicides antarcticus*, *Ehrenbergina glabra*, *Anticleina* (*Globocassidulina*) *biora*, *Cassidulinoides parkerianus*, *Angulogerina* (*Trifarina*) *earlandi*, *Buccella antarctica*. Они составляют характерную группу видов шельфа Антарктики. Большинство из них имеют циркумполярноантарктическое распространение. Преобладание грубого обломочного материала в грунте и наличие сильных придонных течений, богатых детритом, благоприятны для обитания прикрепленных форм, таких как *Tholosina laevis*, *Th. vesicularis*, *Dendrophrya erecta*, *Pseudoweberinella* sp и некоторых других. В наиболее мелководных частях шельфа у края континента, на глубинах, не превышающих 50 м, фауна существенно беднее и представлена всего 10–12 видами. Наиболее обычные среди них *Psammophax consociata*, *Pauciloculina antarctica*, *Planispirinoides antarcticus*, *Lenticulina antarctica*, *Glandulina antarctica*, *Cibicides antarcticus*, *Ehrenbergina glabra*, *Anticleina* (*Globocassidulina*) *biora*, *Cassidulinoides parkerianus*. В наших материалах они встречены в морях Уэдделла, Дейвиса, Моусона и Космонавтов, а также во многих других местах на станциях всех трех секторов Антарктики. Они упоминаются почти во всех работах по антарктическому шельфу. Их циркумполярноантарктическое распространение в этой суровой области объясняется однообразием условий обитания, в которых преобладают самые низкие отрицательные температуры (до –1,9 °C), циклоническими прибрежными круговоротами и длительным периодом изоляции от других шельфовых фаун. Все эти виды являются эндемиками Антарктики или Субантарктики.

Другая характерная черта шельфовой фауны фораминифер Антарктики – подъем на необычно мелкие для них глубины значительного числа глубоководных и холодноводных видов, распространенных в других океанах лишь в батиальной и абиссальной зонах и в районах апвеллинга, таких как *Adercotryma glomerata*, *Quinqueloculina venusta*, *Pyrgoella sphaera*, *Spiroloculina pusilla* и некоторых других. Низкие температуры придонной водной массы антарктического шельфа (как уже упоминалось – до –1,9 °C) позволяют им выживать на несвойственных для них небольших глубинах. В средней части шельфа максимальное число видов в одной пробе достигало 60–70. Полимиксность биоценозов не позволяла выделить лидирующие формы.

Ниже 500–700 м шельф обрывается и начинается верхняя часть склона. Его фауна представлена сообществами, переходными от фауны шельфа к фауне склона. Здесь обильно представлены миллиолиды, *Angulogerina* (*Trifarina*) *angulosa* и некоторые агглютинированные виды. Здесь также господствуют придонные прибрежные круговороты и в фауне обнаруживается много видов, общих для всех трех секторов Антарктики. Идентичные агглютинированные виды были найдены в депрессиях шельфа и в море Уэдделла и в море Росса [29]. Данные о сходстве фауны моря Уэдделла и восточноантарктической фауны имеются и для отдельных других групп беспозвоночных животных [6].

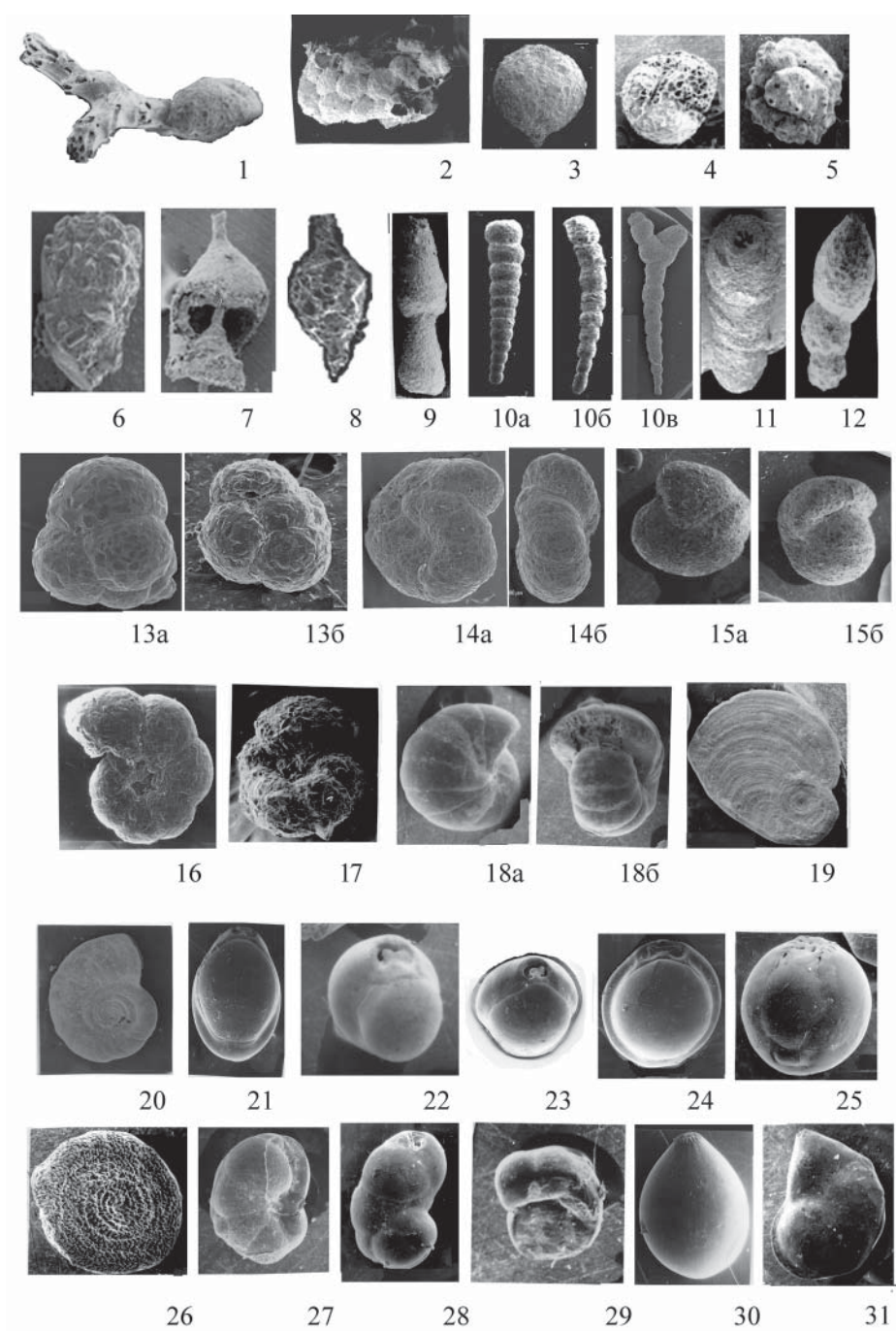
Следующий максимум видов фораминифер отмечен нами в верхней части батиальной зоны на глубине 1500–2300 м, где число видов на отдельной станции было 15–20 либо менее пятнадцати. Наиболее характерные виды этой верхней подзоны батиальной зоны следующие: *Rhabdammina antarctica*, *Hyperammina elongata*, *Pilulina jeffreysii*, *Hormosina globulifera*, *H. normani*, *Nodosinum gaussicum*, *Pseudonodosinella antarctica*, *Ammodiscus antarcticus*, *Cribrostomoides antarcticus*, *Cyclammina orbicularis asellina*, *C. pusilla antarctica*, *Ammobaculites echinatus*, *Eggerella bradyi antarctica*, *Alabaminella widdelensis profundus*, *Alabaminoides exiguus surtidus*, *Oridorsalis tenerus*,

Ioanella tumidula antarctica, *Cibicidoides wuellerstorfi antarcticus*, *Sphaeroidina bulloides quinqueloba*. На этих глубинах наиболее богатая фауна отмечена в Тихоокеанском секторе, но большинство из перечисленных характерных здесь видов также обитают вокруг всего материка. Температуры на этой глубине более высокие ($-0,5^{\circ}\text{C}$) за счет смешения холодных полярных вод с более теплыми глубинными циркумполярными водами (антарктические промежуточные водные массы). В тех случаях, когда в этом районе при смешении преобладают холодные воды, пришедшие с шельфа, в пробах доминируют агглютинированные виды *Pseudonodosinella margaritaria elongata*, *Cyclammina orbicularis asellina*, *C. pusilla antarctica*. Некоторые виды встречаются и на шельфе, и в верхней батимальной зоне: *Hormosinella distans*, *Pauciloculina antarctica*, *Nonionella antarctica*, *Pullenia antarcticaensis*, *Anticleina biora*.

Многие шельфовые виды (такие, как *Pyrgo murrhinum*, *P. patagonicum*, *P. blongus*, *P. vespertilio*, *P. peruvianum*, *P. lateoralis*, *Sigmoinella obesa*) не встречены в рассматриваемом районе глубже 621 м. Лишь эврибатная *Pyrgoella sphaera* отмечена в наших материалах кроме шельфа еще и на глубине 1586 м, а *Planispirinoides antarcticus* был найден на не характерной для него глубине 2315 м.

При изучении этого обширного материала нам не удалось выявить какой-либо зависимости донной фауны фораминифер от типа грунта. В некоторых немногочисленных случаях в образцах присутствовали только виды с агглютинированной раковиной. Так, на станции НЭС «Академик Федоров», 1990, расположенной несколько восточнее ледника Лазарева, на глубине 380 м обитали только агглютинированные виды (*Psammospaera parva*, *Hormosinella (Reophax) distans antarctica*, *Conotrochammina antarctica* и некоторые другие); в желобе залива Алашеева обнаружена только *Miliammina oblonga*, так как в таких формах рельефа фораминиферная фауна всегда чрезвычайно бедна вследствие идущих здесь процессов растворения; на одной из станций в море Космонавтов на глубине 360 м была обнаружена только *Rhabdammina antarctica*. Известковая фауна также полностью отсутствовала на двух станциях ледокола «Поларштерн», 1996 г.: на станции № 18 на глубине 1704 м между Весткап и Хэллей ($21^{\circ}29'$ в.д.) и станции у мыса Норвегии ($14^{\circ}18'$ в.д.), на глубине 622 м. На первой были встречены лишь *Rhabdammina antarctica*, *Saccammina basispiculata*, *Hormosina normani* и *Cyclammina orbicularis asellina*, на второй лишь *Rhabdammina sp.*, причем только в одной из трех проб этой станции, в двух остальных пробах известковые фораминиферы были обнаружены. Присутствие известковых фораминифер на большинстве из изученных нами станций в море Уэдделла и море Моусона объясняется, по-видимому, более высокой устойчивостью к карбонатному растворению раковин у живых особей, чем у пустых раковин, последние растворяются более быстро. Этот факт подтверждает наблюдения Маккензена с соавторами [23], отметивших заметную разницу в составе живых популяций и отмерших сообществ в море Уэдделла. В изученных нами материалах обращает на себя внимание чрезвычайно обилие различных родов миллиолид, представленных многочисленными видами в большом количестве экземпляров. Возможно, высокомагнезиальный состав их известковых раковин более устойчив к процессам растворения, чем раковины других крупных таксонов фораминифер (нодозарииды, спириллиниды, роталииды). Живые организмы воспринимают воздействие факторов окружающей среды комплексно, суммируя их эффект, и отвечают комплексно, а не на каждый отдельный фактор. Поэтому их реакция отличается от реакции пустых раковин.

Одним из важнейших факторов, влияющих на распространение фораминифер, является трофический фактор. Вероятно, неравномерное распределение органического вещества влияет и на пятнистое распространение комплексов фораминифер в одних и тех же гидрологических условиях. Однако, поскольку в нашем распоряжении не было данных о распределении органики в изученных нами районах, установить более точную зависимость распределения фораминифер от этого фактора не представлялось возможным.



1. *Tholosina vesicularis* (Brady) (×20), прикрепленный экземпляр, «Поларштерн», 1996, станция 24.
2. *Sorosphaera confusa* Brady (×30), «Поларштерн», 1996, станция 24.
3. *Saccamina basispiculata* Mikhalevich, Pronina et Nestell (×15), «Поларштерн», 1996, станция 26.
4. *Thuramina reticulata* Pearcey (×30), «Поларштерн», 1996, станция 24.
5. *Thuramina protea* Earland (×30), «Поларштерн», 1996, станция 24.
6. *Psammophax consociata* Rhumbler (×10), «Поларштерн», 1996, станция 2.
7. *Ginesina guttifera* (Brady) (×50), «Обь», станция 829.
8. *Hormosinella distans antarctica* (Saidova) (×100), «Поларштерн», 1996, станция 24.
9. *Pseudonodosinella margaritaria elongata* Saidova (×10), «Поларштерн», 1996, станция 24.
10. *Pseudonodosinella margaritaria margaritaria* Saidova (×12): а – мегалосферическая форма, б – микросферическая форма, в – микросферическая форма, раздвоенная на конце, «Поларштерн», 1996, станция 24.
11. *Nodosinum gaussicum* Rhumbler (×10), «Поларштерн», 1996, станция 30.
12. *Reophax subfusiformis* Earland 1933 (×18), мегалосферическая форма, «Поларштерн», 1996, станция 24.
13. *Conotrochammina antarctica* Saidova (×250): а – вид сбоку, б – вид со стороны устья, «Обь», станция 8.
14. *Recurvoides contortus* Earland 1934 (×130): а – вид сбоку, б – вид со стороны устья, «Обь», станция 354.
15. *Cribrostomoides antarcticus* Saidova 1975 (×25): а – вид сбоку, б – вид со стороны устья, «Поларштерн», 1996, станция 30.
16. *Pauciloculina antarctica* (Saidova) (×150), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
17. *Haplophragmoides umbilicatum* Pearcey (×30), «Поларштерн», 1996, станция 30.
18. *Cyclammina orbicularis asellina* Rhumbler (×30): а – вид сбоку, б – вид со стороны устья, «Поларштерн», 1996, станция 30.
19. *Cornuspiroides expansus* Chapman (×12), «Поларштерн», 1996, станция 2.
20. *Cornuspiroides lacunosus* (Brady) (×20), «Поларштерн», 1996, станция 14.
21. *Pyrgo oblongus* d'Orbigny (×150), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
22. *Planispirinoides antarcticus* Saidova (×16), «Поларштерн», 1996, станция 2.
23. *Pyrgo peruvianum* (d'Orbigny) (×70), «Поларштерн», 1996, станция 24.
24. *Pyrgo vespertilio* (Schlumberger) (×20), «Обь», 1956, станция 79, глубина 900 м.
25. *Pyrgoella sphaera* (d'Orbigny) (×15), «Поларштерн», 1996, станция 5.
26. *Spirillina plana* Wiesner (×70), «Поларштерн», 1996, станция 24.
27. *Anticleina biora* (Crespin) (×200), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
28. *Cassidulinoides parkerianus* (Brady) (×250), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
29. *Cibicides antarcticus* (Saidova) (×24), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
30. *Glandulina antarctica* Parr (×160), водолазные сборы А.Ф.Пушкина в море Моусона, оазис Бангера, залив Рыбий хвост.
31. *Lenticulina antarctica* Parr (×35), «Поларштерн», 1996, станция 24.

Можно отметить некоторые общие черты, характерные для фауны фораминифер Антарктики в целом. Это, прежде всего, высокая степень ее эндемизма. Она значительна не только для шельфовых сообществ, но и для сообществ батимальной зоны и может достигать 35,7 % от общего числа видов фораминифер. На шельфе на глубине 2–50 м она может иногда достигать 80 %. Даже для такой пластичной группы, как миллиолиды с большим числом эврибатных видов эта величина может составлять 24 %. Все эти данные получены на основе нового таксономического подхода к пониманию вида у фораминифер, тщательной ревизии антарктических видов, сравнения их с близкими видами из других акваторий Мирового океана, выделения новых антарктических видов [1–5, 27–28, 30]. Даже если опираться на списочный состав фораминифер этого района в работах вплоть до середины и даже конца XX в., когда понимание вида у фораминифер было более широким, процент антарктических эндемиков был бы ниже, но все равно более высоким, чем в других географических областях.

Во-вторых, многие виды антарктических фораминифер отличаются гигантскими для фораминифер размерами. Обычно средний размер раковин у фораминифер всего 0,5 мм. Здесь же величина многих раковин достигает нескольких мм в диаметре или длине и даже 15 мм (*Pseudonodosinella margaritaria margaritaria*). Раковины от 1 до 4 мм весьма обычны (*Glandulina antarctica* — 1 мм, многие виды *Pyrgo* и *Cornuspiroides* — 3–4 мм). Виды тех же родов в других районах в несколько раз мельче.

В-третьих, для многих видов можно отметить широкий вертикальный диапазон их распространения. Так, *Hormosinella distans antarctica*, *Pauciloculina antarctica*, *Conotrochammina antarctica*, *Nonionella antarctica*, *Pullenia antarcticaensis*, *Anticleina bora* и многие другие виды встречаются на шельфе и в верхней части батимальной зоны. Возможно, это явление можно объяснить значительной крутизной шельфа, а также однообразием условий с небольшим перепадом температур и относительной однородностью других гидрологических характеристик. Тем не менее между сообществами донных фораминифер шельфа, склона и батимальной зоны границы выражены отчетливо.

В-четвертых, следует отметить обилие циркумполярноантарктических видов и на шельфе, и на склоне.

В-пятых, специфичность и различия фаун шельфа и склона возрастают с глубиной. Эта картина противоположна той, что обычно наблюдается в других океанах, когда наиболее разнообразной является как раз фауна шельфов и богатство и ее разнообразие убывают с глубиной. Это явление, по-видимому, объясняется долгой изоляцией антарктической шельфовой фауны, а также довольно сильным влиянием глубинных вод всех трех океанов на фауну батимальной зоны в каждом из антарктических секторов.

В-шестых, можно отметить выход глубоководных видов, обитающих в разных океанах на антарктический шельф и в верхнюю батимальную зону.

В-седьмых, сообщества здесь чаще всего полимиксные, богатые и количественно, и качественно, возможно на их характере сказываются обилие грубых неотсортированных осадков и отсутствие значительного распреснения (в связи с отсутствием речного стока).

В-восьмых, бросается в глаза пестрое, пятнистое распределение видов и сообществ на шельфе, особенно в его верхней части, и в то же время повторяемость донных биотопов вокруг Антарктического континента.

В-девятых, обращает на себя внимание обилие видов одного рода в каждом сообществе, например в родах *Rhabdammina*, *Tholosina*, *Thurammina*, *Textularia*, *Reophax*, *Pyrgo*, *Triloculina*. Очень характерен пример с родом *Pseudonodosinella*. Подвиды *Pseudonodosinella margaritaria* приобрели отли-

чия не только от глубоководного тихоокеанского вида *P. nodulosa* (к которому его относили ранее), но также и от антарктического глубоководного вида *P. antarctica*. Оба антарктических подвида *P. margaritaria* (*P. margaritaria margaritaria* и *P. margaritaria elongata*) приспособились к жизни на разных глубинах — первый из них более мелководный.

И, наконец, в-десятых, для антарктических сообществ донных фораминифер характерно обилие и часто преобладание агглютинированных форм по сравнению с секретионными известковыми, что может быть связано с низкими придонными температурами и недонасыщенностью вод карбонатом кальция. В этой связи интересно отметить преобладание среди известковых форм милиолид, отличающихся повышенным содержанием магния в стенке их раковин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михалевич В.И. Возрастная изменчивость антарктических видов рода *Trochammina* Parker et Jones и ее значение для систематики подсемейства Trochammininae (Foraminifera) // Биологические исследования Советских антарктических экспедиций (1955–1958). Вып. 5. Исследования фауны морей. Т. 11 (IX). Л., Наука, 1972. С. 5–40.
2. Михалевич В.И. Фораминиферы (*Foraminifera*) залива Рыбий хвост // Информ. бюл. САЭ. 1991. № 116. С. 27–37.
3. Михалевич В.И., Воронова М.Н. О систематическом положении рода *Pelosina* (*Xenophiophoria*) // Зоол. журнал. 1999. Т. 78. № 2. С. 133–141.
4. Михалевич В.И., Пронина Г.П., Нестелл М. Новый антарктический вид *Saccammina basispiculata* sp. nov. и его положение в системе фораминифер // Междунар. Конгресс — 2000 «Фундаментальные проблемы естествознания и техники». СПб., 2000. Т. 1. № 1. С. 184–187.
5. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Институт океанологии им. П.П.Ширшова. 1975. Т. 1. С. 3–585. Т. 2. С. 291–586. Т. 3. С. 587–875.
6. Сиренко Б.И., Смирнов, И.С., Андрияшев А.П. Зоогеографические исследования в Антарктике: итоги и перспективы // Zoogeographical research in Antarctic region: results and prospects. Scientific council on the study, protection and rational use of the animal world. СПб.: ЗИН РАН, 1999. С. 61–65. (In Russian and English).
7. Anderson J.B. Ecology and distribution of the foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica // Micropaleontology. 1975. Vol. 21. P. 69–96.
8. Anderson J.B. Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns // Marine Geology. 1975. Vol. 19. P. 315–332.
9. Bernhard J.M. Foraminiferal biotopes in Explorers Cove, Antarctica // J. Foram. Res. 1987. Vol. 17. № 4. P. 286–297.
10. Brady H.B. Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873–1876 // Report on the Scientific Results of the Voyage of the H.M.S. Challenger during the years 1873–1876 // Zoology. 1884. Vol. 9. P. 1–148.
11. Earland A. Foraminifera. Pt. II. South Georgia // Discovery reports. 1933. Vol. 7. P. 27–138.
12. Earland A. Foraminifera. Pt. III. The Falklands sector of the Antarctic (excluding South Georgia) // Discovery reports. 1934. Vol. 10. P. 1–208.
13. Earland A. Foraminifera. Pt. IV. Additional records from the Weddel Sea sector from material obtained by the S.Y.«Scotia» // Discovery reports. 1936. Vol. 13. P. 1–76.
14. Echols R.J., Kennett J.P. Distribution of foraminifera in the surface sediments // V.C.Bushnell (ed.), Marine sediments of the Southern Ocean // Antarct. Map. Folio Ser., 17. Am. Geogr. Soc., N.Y. 1973. P. 13–17.
15. Fillon R.H. Late Cenozoic foraminiferal oaleoecology of the Ross Sea, Antarctica // Micropaleontology. 1974. Vol. 20. № 2. P. 129–151.
16. Finger K.L., Lipps J.H. Framiniferal decimation and repopulation in an active volcanic caldera, Deception Island, Antarctica // Micropaleontology. 1981. Vol. 27. № 2. P. 11–139.

17. *Heron-Allen E., Earland A.* Foraminifera. Pt. I. The ice free area of the Falkland Islands and adjacent seas // *Discovery Reports*. 1932. Vol. 4. P. 291–460.
18. *Heron-Allen E., Earland A.* Protozoa. Pt. II. Foraminifera. British Antarctic («Terra Nova») Expedition, 1910 // *British Mus. Nat. Hist. Zool.* 1922. Vol. 6. P. 25–208.
19. *Kennet J.P.* New Foraminifera of the Ross Sea, Antarctica // *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.* 1967. Vol. 18. № 3. P. 133–135.
20. *Kennet J.P.* The fauna of the Ross Sea. Pt. 6. Ecology and distribution of Foraminifera // *N.Z. Depart. Sci. and Industrial Res. Bull.* 1968. № 186. P. 1–47.
21. *Lipps J.A., Delaca T.E., Krebs W., Stockton W.* Shallow-water foraminiferal studies, Antarctic Peninsula, 1971–1972 // *Antarct. J. US.* 1972. Vol. 7. № 4. P. 82–83.
22. *Mackensen A., Douglas R.G.* Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in six cores from the Weddell Sea and the California Borderland // *Deep-Sea Res.* 1989. Vol. 36. № 6. P. 879–900.
23. *Mackensen A., Grobe H., Kuhn G., Fütterer D.K.* Benthic foraminiferal assemblages from the Eastern Weddell Sea between 68 and 73 S: Distribution, ecology and fossilization potential // *Marine Micropaleontol.* 1990. Vol. 16. № 3/4. P. 241–283.
24. *Majewski W.* Benthic foraminiferal communities: distribution and ecology in Admiralty Bay, King George Island, West Antarctica // *Polish Polar Research.* 2005. Vol. 26. № 3. P. 159–214.
25. *McKnight W.M.* The distribution of Foraminifera off parts of the Antarctic Coast // *Bull. Amer. Paleontol.* 1962. Vol. 44. № 201. P. 65–157.
26. *Mead G.A., Kennett J.P.* The distribution of recent benthic foraminifera in the polar front region // *Marine Micropaleontol.* 1987. Vol. 11. № 4. P. 343–360.
27. *Mikhalevich V.I.* Foraminifera. (List of species) // Biodiversity of the Weddell Sea: macrozoobenthic species (demersal fish included) sampled during the expedition ANT XIII/3 (EASIZ I) with RV «Polarstein» // *Reports on Polar Research.* 2000. Vol. 2. P. 8–15.
28. *Mikhalevich V.I.* The peculiarities of the distribution of the Antarctic Foraminifera // *The Third International Congress «Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology», Sept. 1–6, 2002. Austria, Vienna, 2002.* P. 143–145.
29. *Milam R.W., Anderson J.B.* Distribution and ecology of recent benthonic foraminifera of the Adelie-Georg V continental shelf and slope // *Mar. Micropal.* 1981. Vol. 6. P. 297–325.
30. *Nomura R.* Cassidulinidae (Foraminiferida) from the Eastern part of the Lutzow-holm Bay, Antarctica // *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan.* 1984. Vol. 136. P. 492–501.
31. *Orbigny A.* d' Voyage dans l'Amerique meridionale – Foraminiferes. Vol. 5. Pt. 5. Paris et Strasbourg: P. Bertrand. 1839. 81 p.
32. *Osterman L.E., Kellog T.B.* Recent benthic foraminiferal distributions from the Ross Sea, Antarctica: relation to ecologic and oceanographic conditions // *J. Foram. Res.* 1979. Vol. 9. № 3. P. 250–269.
33. *Parr W.J.* Foraminifera. B.A.N.Z.A.R. Exp. 1929–1931 // *Rep. Ser. B.* 1950. Vol. 5. № 6. P. 32–392.
34. *Pflum C.E.* The distribution of the foraminifera of the eastern Ross Sea, Amundsen Sea and Bellingshausen Sea, Antarctica // *Bull. Amer. Paleont.* 1966. Vol. 50. P. 151–209.
35. *Quilty P.G.* Distribution of foraminiferids in the Prydz Bay, Antarctica // *Spec. Publ. S. Austr. Dept. Mines & Energy.* 1985. Vol. 5. P. 329–340.
36. *Quilty P.G.* Foraminiferida from Neogene sediments // *Biology of the Vestfold Hills, Antarctica.* Kluwer Academic Publishers. Hydrobiologia. 1988. Vol. 165. P. 213–220.
37. *Setty M.G.A.P., Williams R., Kerry K.R.* Foraminifera from the Deep Lake terraces, Vestfold Hills, Antarctica // *J. Foram. Res.* 1980. Vol. 10. P. 303–312.
38. *Uchio T.* Benthonic foraminifera of the Amntarctic Ocean // *Biol. Results Japan. Antarct. Res. Exped.* 1960. Vol. 12. P. 3–20.
39. *Violanti D.* Taxonomy and distribution of recent benthic foraminifera from Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica), Oceanographic Campaign 1987/1088 // *Palaeontol. Ital.* 1996. Vol. 83. P. 25–71.
40. *Wiesner H.* Die Foraminiferen der Deutsche Südpolar-Expedition 1901–1903 // *Deutsche Südpolar-Exp.* 1931. Bd. 20. Zool. S. 53–165.

THE FAUNA COMPOSITION OF FORAMINIFERA OF THE ANTARCTIC

112 bottom Antarctic foraminiferal species were discovered around the Antarctic continent within the line of Antarctic convergence. Their distribution patterns have been studied at the shelf and the upper part of the bathial zone (slope). The quantitative and qualitative species maximum was established at the depth 189–300 m and 1500–2300 m, the influence of the depth, temperature and the other environmental factors influencing their distribution patterns have been traced.

Keywords: Foraminifera, Antarctic, vertical distribution pattern, structure of shell, shelf, slope.

РОЛЬ АРКТИЧЕСКИХ ЗАПРИПАЙНЫХ ПОЛЫНЕЙ В ГЕНЕЗИСЕ НОВЫХ ЛЬДОВ В МОРЯХ СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА И РАСПРЕСНЕНИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

канд. геогр. наук А.В. ПОПОВ,
канд. геогр. наук И.Д. КАРЕЛИН

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

В статье на основании методик Зубова, Сабинина и Кавальери получены оценки ежесуточного приращения льда во всех заприпайных полыньях (ЗП) морей Сибирского шельфа (МСШ). Выполнены расчеты «эффективных» толщин льда для каждой из исследуемых полыней. Интегрируя значения «эффективных» толщин льда по пространству полыней, получены оценки объемов льдов, продуцируемых в заприпайных полынях каждого из морей Сибирского шельфа. Выполнена оценка объемов пресной воды, аккумулированной в новых льдах, образованных в заприпайных полынях.

Получены временные ряды объема льдов, формирующихся ежегодно в полынях МСШ. Выполнено сравнение оценок, полученных нами по различным методикам, с уже имеющимися данными. Приведены оценки объемов пресных вод, аккумулированных во льдах, и выполнено сопоставление со стоком рек в каждое из исследуемых морей. Объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных во всех полынях Карского моря за ноябрь–май, составляет от 9 до 64 % от среднемноголетнего суммарного годового стока рек в это море. Объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных в полынях моря Лаптевых за ноябрь–май, составляет от 6 до 107 % от среднемноголетнего суммарного годового стока рек в это море, при среднем значении 49%. Объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных в полынях Восточно-Сибирского моря за ноябрь–май, составляет 0,3–115 % от среднемноголетнего суммарного годового стока рек в это море, при среднем значении 33 %.

Величины повторяемости эпизодов существования полыней возросли от 30–70 % до 80–100 %, а площадь многих полыней возросла в 2–5 раз. В соответствии с этим увеличились и объемы льдов, образующихся в ЗП. Причем возрастание объема льдов за счет увеличения площадей полыней значительно превышает влияние повышенных температур воздуха, наблюдаемых в период потепления в Арктике.

Ключевые слова: заприпайные полыньи, морской лед, пресноводный баланс, ежесуточное приращение льда, эффективная толщина, аккумуляция пресной воды, Северный Ледовитый океан, Гренландское море, Северная Атлантика, изменения климата.

В последние два года в рамках экспедиций по Программе Международного полярного года в Северном Ледовитом океане выполнены многочисленные наблюдения термохалинной структуры. Анализ материалов наблюдений свидетельствует о том, что в летний период 2007–2008 гг. в поверхностном слое Арктического бассейна (АБ) наблюдалось значительное распреснение вод. Аномалии солёности достигали 3 ‰ в области ядер распреснения. Вариации приходной и расходной частей баланса пресных вод Северного Ледовитого океана (СЛО) в значительной степени определяют многолетние колебания многих элементов климатической системы [1, 4–6]. В многочисленных работах по исследованию пресноводного баланса СЛО и его отдельных морей [1, 5, 8–10, 19, 21] показано, что наиболее значимыми составляющими баланса являются сток рек и продукция льда в МСШ.

Основным источником новых льдов для Арктического бассейна являются окраинные арктические моря. Как показал В.Ф.Захаров [4], до 70 % объема но-

вых льдов МСШ продуцируются в заприпайных полыньях соответствующих морей. Выводы Ю.Ф.Захарова относятся к 60–70-м гг. XX в., когда повторяемость и площади полыней в МСШ были минимальны. От 70-х гг. XX в. к середине первой декады XXI в. величины повторяемости эпизодов существования полыней возросли от 30–70 % до 80–100 % [12–17, 27–28], а площадь многих полыней возросла в 2–5 раз. В соответствии с этим увеличились и объемы льдов, образующихся в ЗП. Причем возрастание объема льдов за счет увеличения площадей полыней значительно превышает влияние повышенных температур воздуха, наблюдаемых в период потепления в Арктике.

Лед, который образуется в заприпайных полыньях приустьевых районов сибирских рек, имеет пониженную соленость. Величина объема льдов, формирующихся ежегодно в полыньях МСШ, и аккумулярованной в них пресной воды в значительной степени влияет на пресноводный баланс СЛО. Многолетние изменения объемов льдов и новых вод, генетически связанных с заприпайными полыньями должны найти отражение в колебаниях климатической системы. В связи с вышесказанным, представляется весьма важным оценить объемы льдов, формирующихся ежегодно в заприпайных полыньях МСШ, и определить их роль в формировании поверхностных арктических вод.

В работах А.В.Попова [16–17, 27–28], приводятся оценки скорости нарастания льда в ЗП, величины объема новых льдов и аккумулярованных в них пресных вод. Для получения приближенных оценок использовался ряд простейших моделей, которые не требовали большого объема вычислений, по сложным моделям, учитывающим взаимодействие атмосферы, льда и океана. На наш взгляд, увеличение точности полученных оценок не изменит основные выводы работы, связанные с исследованием многолетней и климатической изменчивости. В известной работе «Морские воды и льды» [7] Н.Н.Зубов вывел формулу расчета толщины льда спокойного нарастания. Многочисленные исследования, выполненные с использованием формулы Зубова, позволяют сделать вывод о надежности оценок нарастания припайного льда в относительно спокойных в динамическом отношении районах. Для исследования нарастания льда в таких активных в динамическом отношении районах, какими являются заприпайные полыньи, формула Зубова неприемлема. Развивая метод Стефана–Зубова, К.Д.Сабинин [18] вывел теоретическую формулу, позволяющую вычислить суммарную толщину льда в любой точке заприпайной полыни:

$$J = i + \Delta i = -25 + \sqrt{625 + \frac{8\Theta x}{\nu}} - \frac{4\Theta(T - x/\nu)}{\sqrt{625 + \frac{8\Theta x}{\nu}}}. \quad (1)$$

В формуле (1) введены следующие обозначения: J – суммарная толщина льда, выросшего за зиму в любой точке полыни; i – толщина льда; x – расстояние от кромки припая в км; ν – скорость выноса в км/сутки; Θ – разность температур воды и воздуха в °C. С момента начала замерзания нарастание льда в любой точке полыни определяется соотношением Зубова. Этот процесс продолжается до момента времени $T_0 = x/\nu$ дней, в дальнейшем устанавливается «как бы динамическое равновесие: несмотря на то, что нарастание льда продолжается, толщина его в каждой точке остается неизменной, так как нарастание льда компенсируется его выносом» [18]. По формуле (1) можно рассчитать суммарную толщину льда в любой точке зоны выноса. В данном случае зоной выноса К.Д.Сабинин считал зону от $x = 0$ (кромка припая) до $x = T\nu$, так как на большем расстоянии от кромки припая нарастание льда уже не будет искажаться его выносом. К сожалению, формула К.Д.Сабинина очень редко использовалась для практических расчетов.

Как будет показано ниже, расчеты, выполненные с использованием данной формулы, дают весьма неплохие результаты.

В последние годы многие исследователи, занимающиеся изучением заприпайных полыней, используют одномерную модель, описанную в работах С.Мартина и Д.Кавальери [24, 26]. Скорость нарастания льда по [24, 26] может быть рассчитана на основании следующего соотношения:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{F_{net}}{\rho_i L}, \quad (2)$$

где $\rho_i = 0,92 \times 103 \text{ кг/м}^3$ — плотность морского льда, $L = 3.34 \times 103 \text{ Дж кг}^{-1}$ — теплота плавления морского льда, F_{net} — суммарный тепловой поток с поверхности полыньи. В выражение (2) входит неизвестная величина F_{net} . В многочисленных исследованиях для определения данной величины используют модели различной степени сложности. В ААНИИ в Отделе взаимодействия атмосферы и океана еще в 1980-е гг. была разработана одна из таких моделей. В дальнейшем данная модель была существенно дополнена и модифицирована: С.В.Шутилиным были выполнены соответствующие расчеты величины F_{net} .

При расчетах была использована следующая схема: в первый момент принималось, что акватория полыньи полностью свободна ото льда; по среднесуточным данным о температуре, давлении, ветре и влажности с использованием модели Отдела взаимодействия атмосферы и океана рассчитывался суммарный поток, по этому потоку рассчитывалась толщина суточного приращения льда в полынье. С использованием экспоненциальной зависимости потока от толщины льда выполнялся пересчет потока. Эта операция повторялась до тех пор, пока итоговая толщина льда не достигала 30 см (обычно для этого требовалось от 3 до 5 суток). Если, согласно данным снимка ИСЗ, полынья все еще сохранялась, то мы считали, что весь лед вынесен за пределы полыньи, и расчетный процесс повторялся. Затем ежесуточные приращения льда суммировались за все время существования полыньи. Для расчетов по описанным выше методикам и моделям для всех заприпайных полыней необходимо иметь данные о температуре воздуха и воды, влажности и ветре. Эти данные были получены следующим образом: в ряде точек в районе каждой полыньи по данным массива ре-анализа NCEP/NCAR выполнялась выборка среднесуточных данных о температуре, давлении и влажности. По полю давления рассчитывался ветер. Затем выполнялось пространственное осреднение данных, относящихся к конкретной полынье. В результате для каждой из 21 полыньи морей Сибирского шельфа были получены временные ряды ежесуточных данных о температуре, влажности и ветре за все холодные периоды (ноябрь—май) с 1978 по 2005 г. Данная работа была выполнена сотрудником Отдела взаимодействия атмосферы и океана С.В.Шутилиным. Для определения репрезентативности рядов метеоданных была выполнена проверка их чувствительности к открытию полыньи к прохождению циклонов. Данные по температуре и солёности выбирались из базы океанографических данных для точек наиболее близких к исследуемой полынье. В случае отсутствия данных использовалось среднепогодное значение параметра за зимний сезон.

С использованием вышеописанных методик были выполнены расчеты ежесуточного приращения льда во всех заприпайных полынях морей Сибирского шельфа. Результаты расчетов этой величины приведены в табл. 1. В работе Детлефа [25] приводится ежедневная скорость нарастания льда в полынях моря Лаптевых в декабре 1991 г. — январе 1992 г., она составляет 5,1–13,3 см/день. Сравнивая эти величины с расчетными данными из табл. 1, мы видим, что скорости приращения толщины льда, полученные по методике Сабина, несколько меньше наблюдаемых величин, а данные, полученные по методике Кавальери, оказались больше. Истинные значения лежат где-то в промежутке между данными, по-

лученными по этим методикам. Временная изменчивость полученных рядов практически идентична. Коэффициенты корреляции временных рядов, полученных по разным методикам, изменяются в пределах от 0,91 до 0,99.

Суммируя ежесуточные данные по толщинам льда, мы рассчитали так называемую «эффективную» толщину льда для каждой из рассматриваемых полыньей. «Эффективная» толщина льда – сумма толщин льда, генерируемого в полынье в течение всего периода ледообразования при условии постоянного выноса льдов, достигших толщины 30 см, к подветренной стороне полыньи. Данные о средних, максимальных и минимальных значениях «эффективных» толщин льда для каждой из исследуемых полыней представлены в табл. 2. Кроме этого здесь приведены значения толщин льда спокойного нарастания (без учета выноса льда к подветренной стороне полыньи), рассчитанные по формуле Н.Н.Зубова [7].

В работе [18] приведены результаты В.Н.Купецкого [11], который на основании формулы Зубова и предположении о ежесуточном взломе и выносе льда получил следующие значения суммарных толщин льда: Обь-Енисейская полынья – 6,48 м; Североземельская полынья – 7,20 м; Таймырская полынья – 8,16 м.

Таблица 1

Средние, максимальные и минимальные значения ежесуточных величин приращения толщины льда в полынях Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей в холодные сезоны за период с 1978 по 2005 г. (по моделям Сабинина и Кавальери)

Полынья	Суточное приращение толщины льда в ЗП					
	По Сабинину			По Мартину и Кавальери		
	Среднее, см	Максимум, см	Минимум, см	Среднее, см	Максимум, см	Минимум, см
ЮЗФИ	3,26	4,93	0,50	9,72	17,70	3,20
СНЗП	3,28	5,19	0,19	9,32	10,98	7,37
ЮНЗП	3,01	5,27	0,54	7,34	10,06	4,71
АП	3,12	4,32	1,81	7,04	8,92	0,70
ЯП	3,53	4,62	2,07	9,36	11,43	6,02
ОЕП	4,00	5,18	2,19	10,48	12,50	8,94
ЦКП	3,90	5,12	2,83	11,05	13,34	8,85
ЗСЗП	4,00	8,58	2,13	11,24	15,96	7,97
Все пол. КМ	3,51	8,58	0,19	9,44	17,70	0,70
ВСЗП	4,12	5,34	3,06	9,68	12,93	1,75
СВТП	4,38	5,79	2,82	9,96	13,19	3,34
ВТП	4,36	5,71	1,94	9,55	13,26	2,56
АЛП	3,81	4,86	1,93	9,12	12,78	1,88
ЗНСП	3,75	4,79	1,64	10,05	11,88	7,44
НСП	3,66	4,80	2,42	9,14	11,88	2,14
Все пол. МЛ	4,01	5,79	1,64	9,58	13,26	1,75
ВНСП(з)	3,83	5,60	2,20	9,09	12,11	5,57
ВНСП(в)	3,82	5,53	1,42	8,81	12,58	6,00
АйП	3,71	5,17	1,40	9,53	14,20	5,67
ЗЧП	3,22	5,27	0,66	9,55	15,55	3,46
Все пол. ВСМ	3,65	5,60	0,66	9,24	15,55	3,46
Все пол. МСШ	3,26	8,58	0,19	8,32	17,70	0,70

Примечание: ЮЗФИ – южная полынья Земли Франца-Иосифа; СНЗП – Северная Новоземельская полынья; ЮНЗП – Южная Новоземельская полынья; АП – Амдерминская полынья; ЯП – Ямальская полынья; ОЕП – Обь-Енисейская полынья; ЦКП – Центральная Карская полынья; ЗСЗП – Западная Североземельская полынья; КМ – Карское море; ВСЗП – Восточная Североземельская полынья; СВТП – Северо-Восточная Таймырская полынья; ВТП – Восточная Таймырская полынья; АЛП – Анабаро-Ленская полынья; ЗНСП – Западная Новосибирская полынья; НСП – Новосибирская полынья; МЛ – море Лаптевых; ВНСП(з) – Восточная Новосибирская полынья (запад); ВНСП(в) – Восточная Новосибирская полынья (восток); АйП – Айонская полынья; ЗЧП – Западно-Чукотская полынья; ВСМ – Восточно-Сибирское море; МСШ – моря Сибирского шельфа

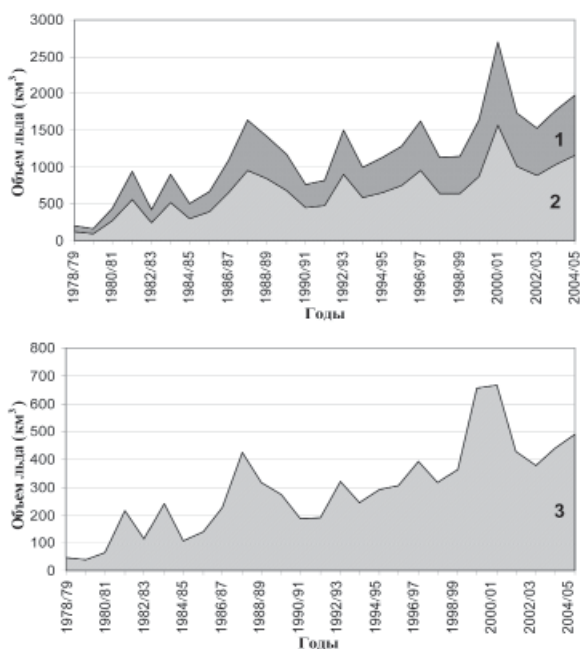
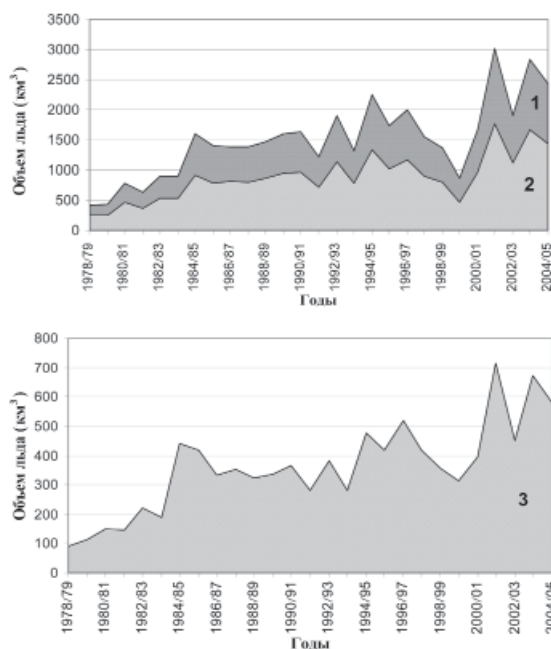
При нормальном нарастании льда (без учета выноса) здесь мог образоваться лед толщиной 1,60 м, 1,75 м и 1,82 м, соответственно. В работах [2, 25] приводятся оценки «эффективных» толщин льда, полученные по самым разнообразным методикам. Полученные нами величины сопоставимы с оценками других авторов.

Интегрируя значения «эффективных» толщин льда по пространству полыней, мы получили объемы льдов, продуцируемых в заприпайных полынях каждого из морей Сибирского шельфа. Как показано выше, методика Сабинаина занижает, а методика Кавальери завышает оценку ежесуточного приращения толщин льда. Поэтому для получения оценок ледопродуктивности полыней, максимально приближенных к истинным значениям, мы рассчитали объемы льдов, образованных в полынях каждого моря, как среднее арифметическое значений, полученных по разным методикам. Таким образом были рассчитаны все искомые величины за период 1978–2005 гг. Методика получения оценок величин за период 2005–2008 гг. приведена ниже. Спокойное нарастание льда без учета его выноса для периода 1978–2005 гг. рассчитывалось по формуле Зубова и затем интегрировалось по площади всего моря, а для периода 2005–2008 гг. использовались оценки из работы [19]. Из табл. 3 ви-

Таблица 3

Объемы новых льдов, образованных в заприпайных полынях Карского моря ($V_{\text{лед пол.}}$, км³), запаса пресной воды в этих льдах ($V_{\text{пр.воды}}$, км³), соотношение (%) объема новых льдов к общему объему льда в море ($V_{\text{лед}}$, км³) и соотношение пресной воды в новых льдах к общему стоку рек в море ($V_{\text{сток}}$, км³)

Год	$V_{\text{лед пол.}}$, км ³	$V_{\text{лед пол.}}/V_{\text{лед.}}$, %	$V_{\text{пр.воды}}$, км ³	$V_{\text{пр.воды}}/V_{\text{сток}}$, %
1978–1979	169	11	122	9
1979–1980	185	15	133	10
1980–1981	310	25	223	17
1981–1982	258	20	186	14
1982–1983	376	28	271	20
1983–1984	362	30	261	20
1984–1985	678	51	488	37
1985–1986	604	46	435	33
1986–1987	571	42	411	31
1987–1988	579	44	417	31
1988–1989	596	44	429	32
1989–1990	644	56	464	35
1990–1991	664	48	478	36
1991–1992	497	38	358	27
1992–1993	760	56	547	41
1993–1994	535	40	385	29
1994–1995	909	76	654	49
1995–1996	718	56	517	39
1996–1997	841	65	606	45
1997–1998	656	50	472	35
1998–1999	574	42	413	31
1999–2000	390	34	281	21
2000–2001	685	56	493	37
2001–2002	1242	103	895	60
2002–2003	783	58	563	42
2003–2004	1169	88	842	63
2004–2005	1006	85	725	54
2005–2006	1182	91	850	64
2006–2007	920	71	661	50
2007–2008	1097	85	789	59
Среднее	665	52	479	34
Максимум	1242	103	850	64
Минимум	169	11	122	9



дим, что объем льда, генерируемого в ЗП Карского моря, составляет от 11 до 103 % от объема льда во всем море, рассчитанного без учета выноса льда. Среднее значение для Карского моря составило 52 %. Многолетние изменения объемов льда, генерируемых в ЗП Карского моря, иллюстрирует рис. 1.

В работе [17] по формуле, приведенной в работе А.О.Шпайхера [19] выполнена оценка объемов пресной воды, аккумулированной в новых льдах, образованных в ЗП. В табл. 3–5 приведены оценки объема пресных вод, аккумулированных во льдах, образованных в ЗП. Как видно из табл. 3, объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных во всех полыньях Карского моря за ноябрь–май, составляет от 9 до 67 % от среднееголетнего суммарного годового стока рек в это море. Средняя за холодный сезон сумма площадей полыней Карского моря составляет всего 6,2–14,4 % от всей площади моря – среднее значение 9,4 % (рис. 2)

Как видно из рис 2. и табл. 4 объем льда, формирующегося в заприпайных полыньях моря Лаптевых, составляет от 7 до 118 % от объема льда во всем море, рассчитанного без учета выноса льда. Средняя величина объема новых льдов составляет 54 %. Объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных в

Таблица 4

Объемы новых льдов, образованных в заприпайных полыньях моря Лаптевых ($V_{\text{лед пол.}}$, км³), запаса пресной воды в этих льдах ($V_{\text{пр.воды}}$, км³), соотношение (%) объема новых льдов к общему объему льда в море ($V_{\text{лед}}$, км³) и соотношение пресной воды в новых льдах к общему стоку рек в море ($V_{\text{сток}}$, км³)

Год	$V_{\text{лед пол.}}$, км ³	$V_{\text{лед пол.}}/V_{\text{лед.}}, \%$	$V_{\text{пр.воды}}$, км ³	$V_{\text{пр.воды}}/V_{\text{сток}}, \%$
1978–1979	82	8	57	8
1979–1980	67	7	47	6
1980–1981	166	19	116	15
1981–1982	385	39	270	36
1982–1983	182	18	127	17
1983–1984	382	38	268	35
1984–1985	203	20	142	19
1985–1986	268	27	188	25
1986–1987	438	43	307	40
1987–1988	689	69	482	63
1988–1989	579	58	405	53
1989–1990	480	49	336	44
1990–1991	319	32	223	29
1991–1992	337	34	236	31
1992–1993	608	59	425	56
1993–1994	414	40	290	38
1994–1995	476	49	333	44
1995–1996	528	54	369	49
1996–1997	670	67	469	62
1997–1998	482	50	338	44
1998–1999	504	52	353	46
1999–2000	764	81	535	70
2000–2001	1121	116	785	103
2001–2002	718	75	503	66
2002–2003	635	67	445	59
2003–2004	738	78	517	68
2004–2005	822	85	576	76
2005–2006	618	63	433	57
2006–2007	1164	118	815	107
2007–2008	955	97	669	88
Среднее	526	54	369	49
Максимум	1164	118	815	107
Минимум	67	7	47	6

полюньях моря Лаптевых за ноябрь–май, составляет от 6 до 107 % от среднемноголетнего суммарного годового стока рек в это море, при среднем значении 49 %. Средняя за холодный сезон сумма площадей полыней моря Лаптевых составляет всего 6,7–16,0 % от всей площади моря – среднее значение 10,3 % (рис. 2).

Из табл. 5 и рис. 3 видим, что объем льда, образованного в ЗП Восточно-Сибирского моря, значительно меньше объемов льда генерируемого в ЗП морей Карского и Лаптевых и составляет 0,07–29 % от объема льда во всем море, рассчитанного без учета выноса льда. Среднее значение для данного моря составило 8 %. Как видно из табл. 5, объем пресных вод, аккумулированный во льдах, образованных в полюньях Восточно-Сибирского моря за ноябрь–май, составляет 0,3–115 % от среднемноголетнего суммарного годового стока рек в это море, при среднем значении 33 %. Средняя за холодный сезон сумма площадей полыней Восточно-Сибирского моря составляет всего 0,2–6,0 % от площади моря – среднее значение 2,6 % (рис. 3).

Согласно расчетам по моделям Сабинина и Мартина–Кавальери, максимальный объем льда за период с 1978 по 2005 г. был образован в полюньях моря Лапте-

Таблица 5

Объемы новых льдов, образованных в заприпайных полюньях Восточно-Сибирского моря ($V_{\text{лед пол.}}$, км³), запаса пресной воды в этих льдах ($V_{\text{пр. воды}}$, км³), соотношение (в %) объема новых льдов к общему объему льда в море ($V_{\text{лед}}$, км³) и соотношение пресной воды в новых льдах к общему стоку рек в море ($V_{\text{сток}}$, км³)

Год	$V_{\text{лед пол.}}$, км ³	$V_{\text{лед пол.}}/V_{\text{лед}}$, %	$V_{\text{пр. воды}}$, км ³	$V_{\text{пр. воды}}/V_{\text{сток}}$, %
1978–1979	1,0	0,07	1	0
1979–1980	3	0,19	2	1
1980–1981	19	1	14	6
1981–1982	85	6	60	26
1982–1983	53	4	38	17
1983–1984	61	4	43	19
1984–1985	68	5	48	21
1985–1986	80	6	57	25
1986–1987	98	7	70	31
1987–1988	125	9	89	39
1988–1989	180	13	128	56
1989–1990	271	20	193	84
1990–1991	119	8	85	37
1991–1992	66	5	47	20
1992–1993	226	16	160	70
1993–1994	145	10	103	45
1994–1995	158	11	112	49
1995–1996	68	5	48	21
1996–1997	70	5	50	22
1997–1998	82	6	58	26
1998–1999	29	2	21	9
1999–2000	4	0,33	3	1
2000–2001	7	1	5	2
2001–2002	94	7	67	29
2002–2003	67	6	48	21
2003–2004	167	14	119	52
2004–2005	238	18	169	74
2005–2006	151	12	109	47
2006–2007	361	29	263	115
2007–2008	123	10	91	40
Среднее	107	8	77	33
Максимум	361	29	263	115
Минимум	1	0,07	1	0

вых в холодный сезон 2000/01 г. Величина объема новых льдов составила 1121 км³, что на 16 % больше объема льда, который мог бы образоваться в море — при отсутствии постоянного выноса. При этом новые льды аккумулировали 785 км³ пресной воды, что на 3 % больше среднегодового стока рек в море Лаптевых. Данное превышение, по-видимому, свидетельствует о том, что в подповерхностном слое моря Лаптевых в холодный сезон 2000/01 г. должна сформироваться область с повышенной соленостью. В полыньях Карского моря наибольшее количество льда образовалось в зимний сезон 2001/02 г.: объем новых льдов — 1109 км³ (92 %) и объем аккумулированных вод — 893 км³ (67 %).

Арктические заприпайные полыньи действительно представляют собой своеобразные «фабрики льда» — при относительно небольших размерах от 1 до 16 % от площади моря они способны продуцировать объемы льда иногда даже большие чем, могло образоваться в море при отсутствии полыней и спокойном образовании льда. В соответствии с вышесказанным, ледопродуктивность заприпайных полыней должна в значительной степени определять многолетнюю изменчивость вклада новых льдов в пресноводный баланс СЛО.

Временные ряды, полученные в результате расчетов по моделям Сабинина и Мартина—Кавальери, заканчиваются сезоном 2004/05 гг. Это связано с тем, что в нашем распоряжении были ежесуточные метеоданные лишь до мая 2005 г. В отсутствие метеоданных, для получения оценок объемов новых льдов для каждой полыньи мы использовали следующие величины: среднемноголетнюю величину суточного приращения льда, время существования полыней и фактические декадные площади. В качестве примера рассмотрим получение оценок объемов льда и пресной воды в холодный сезон 2006/07 г. В табл. 6 приведены данные, необходимые для расчета ледопродуктивности полыней МСШ. Как видно из табл. 6, к этим

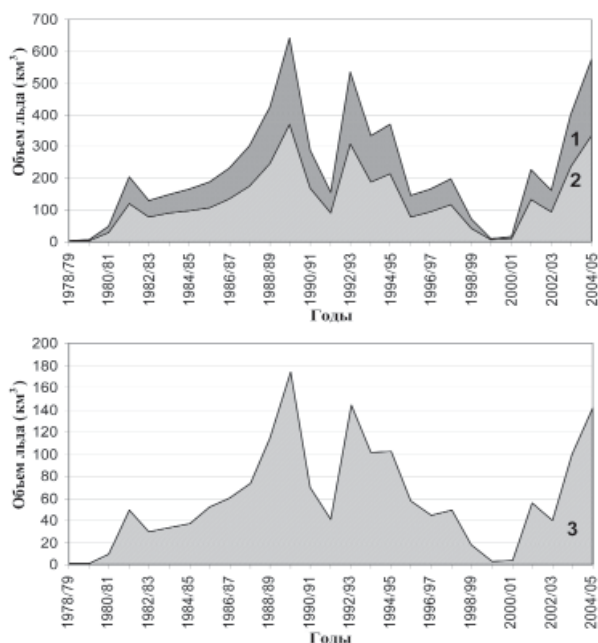


Рис. 3. Диаграммы временной изменчивости объемов льдов, образованных в полыньях Восточно-Сибирского моря, рассчитанные по: Кавальери — 1, среднее — 2 и по Сабинину — 3

данным относятся длительность существования полыньи, средняя площадь, среднесуточная величина суточного приращения льда, оценочные значения «эффективной» толщины и объема льда, образованного в каждой из полыней МСШ. Кроме того, здесь представлены расчетные величины объема пресной воды, аккумулированной новыми льдами.

В сезон 2006/07 г. сумма средних площадей ЗП Карского моря составила 88614 км², или 11 % от площади моря. Максимальные значения отмечены во вторую декаду декабря 2006 г. – 107710 км², 13 % от площади моря. Согласно оценке А.О.Шпайхера [19], объем льда в Карском море к концу зимы составляет 1520 км³. Наши расчеты показывают, что за сезон 2006/07 г. в ЗП Карского моря образовалось 920 км³ льда – 69 % от величины общего объема льда в море, предложенной А.О.Шпайхером [19]. Среднесуточный сток рек в Карское море составляет 1330 км³ [20]. Доля пресных вод, аккумулированных новыми льдами в полынях Карского моря, составляет 50 % от величины среднегодового стока. Суммируя объемы льда, образованного в отдельных полынях моря Лаптевых, получаем величину – 1164 км³, что составляет 78 % от объема льдов, имеющих в море. По оценке А.О.Шпайхера [19], к концу зимы объем льдов в море Лаптевых составляет 1490 км³. Во льдах, образованных в ЗП моря Лаптевых, содер-

Таблица 6

Оценки «эффективной толщины» льда ($H_{эфф.}$), объема льдов ($V_{льда}$) и пресной воды ($V_{пр.воды}$), аккумулированной этими льдами, образованных в заприпайных полынях морей сибирского шельфа в холодный сезон 2006–2007 гг.

Полынья	Время жизни полыньи, сутки	Средние значения		$H_{эфф.},$ $м/T_{пол.}$	$V_{льда},$ $км^3$	$V_{пр.воды},$ $км^3$
		площадь, $км^2$	толщина льда, $см/сут$			
Карское море						
ЮВЗФИ	141	3083	6,5	9,2	28	20
СНЗП	144	9530	6,3	9,1	86	62
ЮНЗП	102	6582	5,2	5,3	35	25
АП	100	12182	5,1	5,1	62	44
ЯП	172	11922	6,4	11,1	132	95
ОЕП	192	19442	7,2	13,9	270	194
ЦКП	161	16563	7,5	12,0	199	143
ЗСЗП	151	9311	7,6	11,5	107	77
Море Лаптевых						
ВСЗП	201	13432	6,9	13,9	186	134
СВТП	192	12059	7,2	13,8	166	119
ВТП	184	8383	7,0	12,8	107	77
АЛП	202	27827	6,5	13,1	364	261
ЗНСП	149	18757	6,9	10,3	193	139
НСП	182	12666	6,4	11,6	148	106
Восточно-Сибирское море						
ВНСП(з)	174	8306	6,5	11,2	93	67
ВНСП(в)	154	5278	6,3	9,7	51	37
АйП	152	15401	6,6	10,1	155	111
ЗЧП	90	10749	6,4	5,7	62	44
Чукотское море						
ВЧП	59	9905	5,8	3,4	34	24
ЮВП	49	4566	6,6	3,2	15	11
СВП	134	2061	5,9	7,9	16	12

Примечания. 1. Сокращения, использованные для обозначения полыней Карского и Восточно-Сибирского море, а также моря Лаптевых те же, что и в табл. 1. 2. Сокращения для полыней Чукотского моря: ВЧП – Восточно-Чукотская прогалина; ЮВП – Южная Врангелевская полынья; СВП – Северная Врангелевская полынья

жится 836 км³ пресной воды. Среднегодовой сток рек в море Лаптевых составляет 760 км³ [20], таким образом, объем пресных вод, аккумулированных новыми льдами, составил 110 % от среднегодового стока. В ЗП Восточно-Сибирского моря в сезон 2006/07 г. образовано 361 км³ новых льдов – 29 % от общего объема льдов в море. Новые льды аккумулировали 255 км³ пресной воды, что составляет 113 % от среднемноголетнего стока (229 км³ по [20]). Объем льда, образованного в полыньях Чукотского моря, незначителен и составляет всего 65 км³, а объем пресной воды в этих льдах равен 47 км³.

Как видно из рис. 1–3 и табл. 3–5, временная изменчивость объемов льда, формирующихся в заприпайных полыньях МСШ, весьма велика. Максимальная амплитуда межгодовых колебаний величин объема льдов, образовавшихся в Карском море, составляет 1074 км³, а амплитуда изменений объема льда спокойного нарастания составляет всего 367 км³. Для моря Лаптевых эти величины составляют 1097 км³ и 192 км³ соответственно, а для Восточно-Сибирского моря – 360 км³ и 273 км³. Как видно из этих оценок, амплитуда многолетних изменений объемов льда, формирующихся в ЗП морей Карского и Лаптевых, близка к величине суммарной ледопродуктивности этих морей, полученной А.О.Шпайхером [19]. Столь значительные изменения в продукции новых льдов должны найти свое отражение в изменениях климата. Причем эффект влияния повышения продукции новых льдов должен проявиться, по меньшей мере, дважды. Во-первых, в сезон непосредственного образования новых льдов – через усиление энергообмена с атмосферой и влияния региональных циклонов. Во-вторых, через «время добегания» при выходе в Гренландское море и Северную Атлантику – посредством изменения солености поверхностных вод, изменения условий конвекции в Гренландском и Лабрадорском морях, изменения площади льда в Восточно-Гренландском ледовом поясе и у о. Ньюфаундленд и, в конечном счете, изменения условий циклогенеза в Северной Атлантике и путей движения циклонов. В-третьих, возможен еще более отсроченный отклик климатической системы – через механизм формирования донных вод СЛО и участия этих вод в глобальном переносе донных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В. Современные изменения климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. № 72. С. 42–71.
2. Дмитренко И.А., Кирилов С.А., Грибанов В.А., Кассенс Х. Оценка ледопродуктивности стационарных полыней на шельфе морей Карского и Лаптевых на основе многолетних гидрологических наблюдений // Метеорология и гидрология. 2001. № 12. С. 38–49.
3. Гудкович З.М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном Полярном бассейне // Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Вып. 3–4. Л.: Гидрометеиздат, 1961. С. 75–78.
4. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
5. Захаров В.Ф. Пространственно-временная характеристика деятельного слоя океана в высоких широтах и его влияние на географическое распространение льда // Морской лед / Под ред. И.Е.Фролова и В.П.Гаврило. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 186–191.
6. Захаров В.Ф. Изменение в распространении морских арктических льдов в XX веке // Метеорология и гидрология. № 5. 2003. С. 75–86.
7. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометеиздат, 1938. 454 с.
8. Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А. Распределение деятельного слоя Арктического бассейна и глубоководной части арктических окраинных морей // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 18–28.

9. Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Гарманов А.Л. Крупномасштабная изменчивость ареалов распространения распресненных вод в Арктическом бассейне // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 37–58.
10. Кочетов С.В., В.Е. Соколова, Тимохов Л.А. О стоке пресных вод и льдов из морей Сибирского шельфа в Арктический бассейн // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 92–102.
11. Купецкий В.Н. Стационарные полыньи в замерзающих морях: Дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1959. 356 с.
12. Попов А.В., Карелин И.Д., Иванов Б.В. Заприпайные полыньи моря Лаптевых и изменения Климата // Труды Арктического Регионального Центра. Том II. Ч. 1. Гидрометеорологические и биогехимические исследования в Арктике. Владивосток: Изд. Дальнаука, 2000. С. 44–52.
13. Попов А.В. Влияние заприпайных полыней на формировании погоды и трансформацию термобарического поля Северной Полярной области // Электронный журнал «Новости ЕСИМО» (<http://www.oceaninfo.ru/news/>), Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД. 2003. № 13. 18 с.
14. 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.
15. Попов А.В. Экстремальные ледовые условия в Арктических морях — анализ причин и возможности прогнозирования // Материалы гляциологических исследований. 2008. Т. 105. С. 41–50.
16. Попов А.В., Рубченя А.В. Роль заприпайных полыней в формировании дальних связей в климатической системе // Тезисы конференции «Моря высоких широт и морская криосфера». Санкт-Петербург, 25–27 октября 2007 г., СПб.: ААНИИ, 2007. С. 69–71.
17. Попов А.В., Рубченя А.В. Ледопродуктивность заприпайных полыней морей Сибирского шельфа // Географические и геоэкологические аспекты развития природы и общества / Под ред. Н.В.Каледина, В.В.Дмитриева и Т.А.Алиева. СПб.: СПбГУ, 2008. С. 237–256.
18. Сабинин К.Д. К вопросу о нарастании льда и зимней вертикальной циркуляции в заприпайных полынях // Вопросы океанологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 92–105.
19. Шнайхер А.О. Количество пресной воды в морских льдах полярных областей земного шара // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 168–177.
20. Шикломанов И.А. Изменения климата и сток рек, впадающих в Северный Ледовитый океан // Тезисы конференции «Моря высоких широт и морская криосфера». Санкт-Петербург, 25–27 октября 2007 г. СПб.: ААНИИ, 2007. С. 83.
21. Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic Circulation // J. Geophys. 1989. Res. 94 (C10). P. 14485–14498.
22. Belkin I.M., Levitus S., Antonov J.I., Malmberg S.A. «Great Salinity Anomalies» in the North Atlantic Ocean // Prog. Oceanogr. 1998. Vol. 41. P. 1–68.
23. Bareiss T.J., Gorgen K. Spatial and temporal variability of sea ice in the Laptev Sea: Analyses and review of satellite passive-microwave data and model results, 1979 to 2002. // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. P. 28–54.
24. Cavalieri D.J., Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the halocline layer of Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. № C9. P. 18,343–18,362.
25. Dethleff D., Loewe P., Kleine E. The Laptev Sea flaw lead — detailed investigation on ice formation and export during 1991/1992 winter season // Cold Regions Science and Technology. 1998. Vol. 27. P. 225–243.
26. Martin S., Cavalieri D.J. Contribution of the Siberian Shelf Polynyas to the Arctic Ocean Intermediate and Deep Water // Journal of Geophysical Research. 1989. Vol. 94. № C9. P. 12,725–12,738.
27. Popov A. Influence of Flaw Polynyas on Formation of Ice Cover Anomalies of the Arctic Seas // Geophysical Research Abstracts. Vol. 10. EGU2008-A-00000. 2008. EGU General Assembly.
28. Popov A., Rubchenia A. Flaw polynyas as a source of long-distance connections in climate system // Geophysical Research Abstracts. Vol. 10. EGU2008-A-00000, 2008. EGU General Assembly.

ROLE OF THE ARCTIC FLAW POLYNYS IN GENESIS OF NEW ICE IN THE SEAS OF THE SIBERIAN SHELF AND FRESHENING OF THE SURFACE WATERS OF THE ARCTIC OCEAN

Estimates of daily ice growth in all the flaw polynyas of the seas of the Siberian shelf have been obtained on the basis of the methods developed by Zubov, Sabinin and Cavaliery. Calculations have been performed of the «effective» ice thicknesses for all the polynyas under consideration. Having integrated values of these «effective» ice thicknesses for the polynya areas, we have obtained estimates of ice volumes produced in the flaw polynyas of each of the seas of the Siberian shelf. Estimate of freshwater volumes accumulated in new ice, formed in the flaw polynyas, has been performed.

Temporal series of the ice volumes, forming annually in the polynyas of the seas of the Siberian shelf, have been obtained. Comparison of estimates, obtained by the authors using different methods with earlier data, has been conducted. Estimates of the volumes of freshwater, accumulated in ice, are given, as well as comparison of river inflow in each of the seas under consideration. The volume of freshwater, accumulated in ice formed in all the polynyas of the Kara Sea for the period November–May, equals 9–64 % of the multi-annual total river inflow in this sea. The volume of freshwater, accumulated in ice formed in all the polynyas of the Laptev Sea for the period November–May, equals 6 – 107 % of the multi-annual total river inflow in this sea. The volume of freshwater, accumulated in ice formed in all the polynyas of the East Siberian Sea for the period November–May, equals 0,3 – 115 % of the multi-annual total river inflow in this sea by the mean value of 33%.

Values of frequency of occurrence of episodes of polynya existence have increased from 30–70 % to 80–100 %, and area of many polynyas increased in 2–5 times. In accordance with it, volumes of ice increased, formed in the flaw leads. This increase of ice volumes at the expense of increase of polynya areas significantly exceeds influence of increased air temperatures, observed in the period of warming in the Arctic.

Keywords: flaw lead, ice, freshwater balance, daily incrimination of ice, «efficient thickness» of ice, accumulation of fresh water, the Arctic Ocean, the Greenland Sea, the North Atlantic, climate variations.

АДАПТИРУЕМЫЙ КОМПЛЕКС МОНИТОРИНГА И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

*д-р геогр. наук Е.У.МИРОНОВ, канд. геогр. наук И.М.АШИК,
начальник ЦЛГМИ С.В.БРЕСТКИН, канд. физ.-мат. наук В.Г.СМИРНОВ*
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: vgs@aaari.nw.ru

Рассматривается разработанный в ААНИИ адаптируемый комплекс мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы и гидросферы (АКМОН), позволяющий оптимизировать технологический процесс специализированного гидрометеорологического обеспечения (ГМО) мореплавания в арктических и замерзающих морях. Комплекс включает взаимосвязанные модули, обеспечивающие сбор, автоматизированную обработку и архивирование исходной гидрометеорологической информации, подготовку информационной продукции с использованием тематических АРМов. Управление технологическими процессами и доведение информационной продукции до рабочего места потребителя (мостик судна, буровой платформы, штаб морских операций, диспетчерский пост управления и т.д.) осуществляется с использованием специального программного обеспечения «Диспетчер событий», в наиболее удобной для него форме.

Ключевые слова: технология сбора, обработки, анализа, распространения гидрометеорологической информации; автоматизированное рабочее место (АРМ); мореплавание в арктических и замерзающих морях.

ВВЕДЕНИЕ

Рост деловой активности в освоении шельфовых нефтегазовых месторождений и быстрое увеличение объемов транспортировки углеводородного сырья в арктических и замерзающих морях России предопределяют необходимость дальнейшего совершенствования технологии гидрометеорологического обеспечения морских операций с учетом конкретных физико-географических условий и, что особенно важно, ледового режима районов морских операций.

Основной целью гидрометеорологической информационной поддержки морской деятельности является обеспечение ее безопасности и эффективности. Эта цель достигается за счет повышения качества информационной продукции и оперативности ее передачи потребителям, а также за счет усовершенствования формы ее представления с учетом специфики работы конечного пользователя. Все это требует создания и использования в оперативной практике современных технологий сбора, обработки, анализа, распределения информации и информационной продукции.

В 2006 г. в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) была завершена НИОКР по созданию адаптируемого комплекса мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы и гидросферы (АКМОН) для обеспечения морской деятельности в арктических и замерзающих морях России [3, 5]. Эта работа стала развитием автоматизированной ледово-информационной системы для Арктики, которая была разработана в ААНИИ и начала эксплуатироваться с середины 80-х гг. XX в. [1, 2].

Адаптируемый комплекс предназначен для сбора, обработки и анализа данных, создания и доведения до конечного потребителя информационной продукции. Комплекс адаптируется к региональным географическим условиям, возможностям

поставщика информации и специализированным задачам конкретных потребителей путем выбора оптимальной конфигурации комплекса в целом и его отдельных модулей.

При разработке комплекса были использованы методы обработки данных и модельных расчетов, ранее созданные в ААНИИ. Важнейшую роль при определении структуры АКМОН и при выборе основных технологических решений сыграло наличие в ААНИИ многолетнего опыта информационного обеспечения различных видов морской деятельности.

Комплекс успешно используется для специализированного гидрометеорологического обеспечения морских транспортных систем в рамках проектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2». Информационная продукция комплекса используется для обеспечения ледового плавания контейнеровозов ГКМ «Норильский никель» осуществляющих транспортировку по трассе Мурманск–Дудинка, а также танкеров «СОВКОМФЛОТ» по трассе Мурманск–Варандей. Дальнейшее развитие такой технологии информационного обеспечения потребителей будет сопровождаться расширением списка представляемой информации, повышением качества и оперативности ее доставки потребителям.

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ КОМПЛЕКСА

АКМОН имеет модульное строение, что позволяет при необходимости изменять его конфигурацию для адаптации к различным географическим районам с учетом специфических запросов различных потребителей. Комплекс включает:

- базовый модуль, обеспечивающий сбор и усвоение информации, создание и передачу информационной продукции;
- удаленные модули, предназначенные для доведения информационной продукции до потребителей, в виде АРМов конечных пользователей, расположенных на различных объектах морских транспортных систем (суда и ледоколы, морские терминалы и платформы, портовые комплексы и др.).

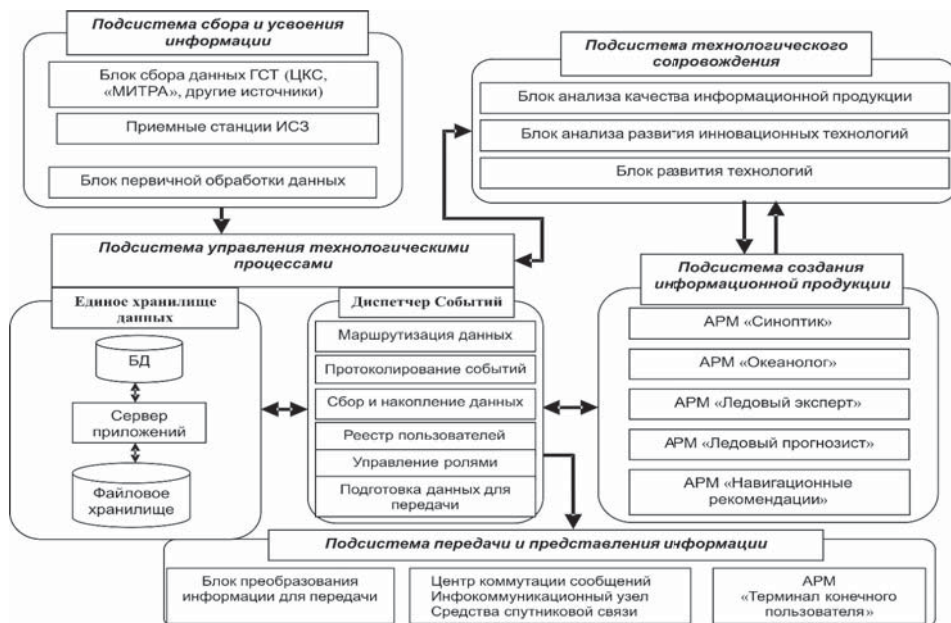


Рис. 1. Структурная схема комплекса АКМОН

Комплекс снабжен полным комплектом технической и рабочей документации, включая описание используемых моделей, документацию программного обеспечения и документацию по организационному обеспечению. В соответствии с общими требованиями по управлению качеством информационных систем на базе стандартов ISO разработано «Руководство по системе качества комплекса АКМОН».

На рис. 1 представлена структурная схема комплекса АКМОН. Базовый модуль комплекса функционирует в ААНИИ с использованием локальной вычислительной сети. Администрирование и диспетчеризация информационных потоков осуществляются с использованием специализированного программного пакета «Диспетчер событий», который обеспечивает контроль регламента конвейерной обработки информации и формирование пакетов информационной продукции в соответствии с требованиями конкретных групп потребителей.

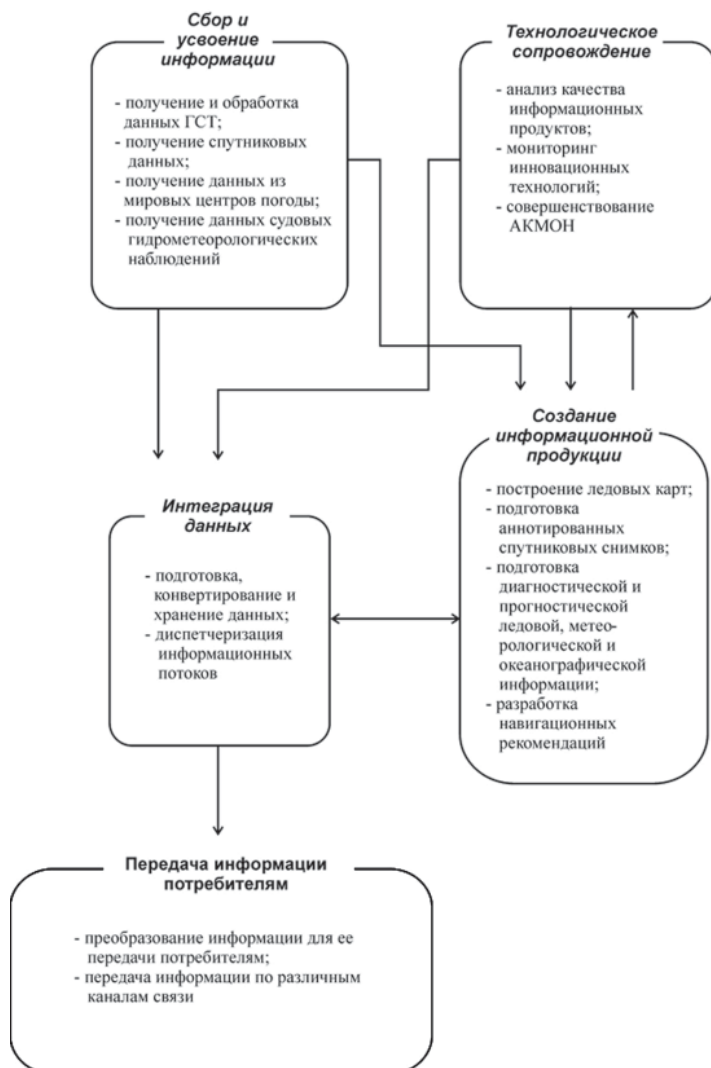


Рис. 2. Функциональная схема комплекса АКМОН

Алгоритм функционирования базового модуля АКМОН состоит в выполнении последовательных операций: прием входной информации — предварительная обработка — передача обработанных данных в специализированные АРМы — создание информационной продукции — преобразование информационной продукции в обменные форматы — передача информационной продукции на удаленные объекты.

Алгоритм построен на основе обращений (запрос—ответ) подсистем АКМОН и потребителей информационной продукции к единому хранилищу данных. Функциональная схема комплекса представлена на рис. 2.

ОПИСАНИЕ ПОДСИСТЕМ

Подсистема сбора и усвоения информации обеспечивает получение исходной информации из различных источников (АСПД, приемные станции ИСЗ, Интернет), включая данные, генерируемые отечественными и зарубежными информационными центрами, обработку и усвоение разнородной информации (декодирование, контроль, коррекция и географическая привязка изображений), архивацию обработанных данных, передачу обработанных данных в АРМы и единое хранилище данных. Основными функциями подсистемы являются:

- сбор и обработка гидрометеорологических данных, распространяемых по каналам глобальной сети телесвязи ВМО (ГСТ);
- получение данных о состоянии атмосферы из мировых и региональных центров погоды;
- получение и усвоение данных стандартных судовых гидрометеорологических наблюдений, а также специализированных ледовых попутных наблюдений, полученных на судах;
- сбор спутниковой информации о состоянии ледяного покрова и поверхности океана с использованием собственных станций приема спутниковой информации, а также снимков, получаемых по каналам связи от других центров приема и обработки.

Подсистема создания информационной продукции состоит из автоматизированных рабочих мест (АРМ «Синоптик», АРМ «Океанолог», АРМ «Эксперт ледовой карты», АРМ «Ледовый прогнозист», АРМ «Навигационные рекомендации») и обеспечивает подготовку текущей и прогностической ледовой и гидрометеорологической информационной продукции для ее последующей передачи потребителям. Информационный обмен подсистемы с другими подсистемами, а также между АРМами внутри подсистемы осуществляется через единую базу данных.

В АРМах реализованы следующие функции:

АРМ «Синоптик»

- а) усвоение метеорологических данных, поступающих по каналам ГСТ;
- б) формирование входного потока для региональной модели;
- в) преобразование метеорологической информации (создание графических слоев и матриц);
- г) создание информационной продукции (таблицы метеорологических характеристик, фактические, диагностические и прогностические метеорологические карты, аэрологические диаграммы, среднесрочные и долгосрочные метеопрогнозы);
- д) оценка оправдываемости прогнозов.

АРМ «Эксперт ледовой карты»

- а) усвоение спутниковой информации;
- б) обработка спутниковых изображений;
- в) автоматизированная оценка некоторых ледовых характеристик;
- г) усвоение ледовой информации, получаемой из дополнительных источников (стационарные и дрейфующие гидрометеорологические станции, суда и ледоколы);
- д) усвоение данных диагностических расчетов;
- е) комплексный анализ информации, создание информационной продукции (аннотированные спутниковые изображения, ледовые карты).

АРМ «Океанолог»

- а) усвоение гидрологических данных, поступающих по каналам ГСТ;
- б) усвоение метеорологической информации от АРМ «Синоптик» и ледовой информации от АРМ «Эксперт ледовой карты»;
- в) создание информационной продукции (диагностические и прогностические расчеты колебаний уровня моря, морских течений, ветрового волнения);
- г) оценка оправдываемости прогнозов.

АРМ «Ледовый прогнозист»

- а) усвоение ледовых данных, поступающих по каналам ГСТ;
- б) усвоение метеорологической информации от АРМ «Синоптик», ледовой информации от АРМ «Эксперт ледовой карты», гидрологической информации от АРМ «Океанолог»;
- в) создание информационной продукции (диагностические и прогностические расчеты дрейфа льда, распределения сплоченности, возраста и торосистости льда, положения зон сжатий и разрежений, характеристик разрывов);
- г) оценка оправдываемости прогнозов.

АРМ «Навигационные рекомендации»

- а) усвоение данных о параметрах транспортной системы, поступающих по каналам связи;
- б) усвоение ледовой информации от АРМ «Эксперт ледовой карты» и от АРМ «Ледовый прогнозист»;
- в) создание информационной продукции (оптимальные варианты и маршруты плавания, скорости движения и общие затраты времени на плавание, прогноз сроков начала и окончания безледокольного плавания);
- г) оценка оправдываемости рекомендаций.

Подсистема управления технологическими процессами осуществляет информационный обмен между составными частями системы. В ее состав входят Единое хранилище данных и программный пакет «Диспетчер событий».

В специальном хранилище данных, работающем под управлением реляционного СУБД, сохраняется вся информация для внутреннего обмена и выходная информационная продукция. Хранилище данных включает базу данных, сервер приложений и файловое хранилище. Все события, происходящие в системе, протоколируются специальной программой – «Диспетчер событий», что обеспечивает контроль прохождения информации на всех этапах обработки. «Диспетчер событий» позволяет в реальном времени осуществлять мониторинг и управление информационными потоками в системе. Основные функции «Диспетчера событий»: маршрутизация данных, протоколирование событий, сбор и накопление данных, ведение реестра пользователей, управление ролями и подготовка данных для передачи.

Подсистема передачи и представления информации обеспечивает передачу информационной продукции на удаленные объекты пользователей с использованием современных телекоммуникационных средств, представление и визуализацию информационной продукции на удаленных объектах с использованием специализированных АРМов. Подсистема предназначена для:

- своевременной доставки информации на удаленные объекты пользователей;
- автоматизации процесса доставки информации на удаленные объекты;
- передачи различных видов данных по оптимальной схеме с точки зрения сроков доставки и затрат;
- выполнения установленных процедур контроля качества передачи информации на различных уровнях;
- реализации механизма управления сегментами СПДУ различной ведомственной подчиненности;
- обеспечения информационной безопасности.

Задачу доставки информации на удаленные объекты пользователей можно решить двумя путями: с использованием только систем персональной спутниковой связи или с использованием систем широкополосного цифрового спутникового вещания для передачи больших массивов данных.

При этом непосредственная передача информации на объект (вариант 1) или на сервер центра оператора широкополосного спутникового вещания (вариант 2) может быть осуществлена либо из центра телесвязи комплекса АКМОН, либо из центра телесвязи головной организации потребителя (пароходства, компании и т.д.).

Таким образом, подсистема должна включать в себя:

- систему связи и передачи данных на удаленные объекты с использованием средств мобильной спутниковой связи;
- систему передачи данных на удаленные объекты с помощью средств широкополосного цифрового спутникового вещания;
- часть системы телесвязи и инфокоммуникаций центра АКМОН как совокупности технических и программных средств и сетевых ресурсов, задействованных в технологиях доставки информации на удаленные объекты;
- часть системы телесвязи и инфокоммуникаций потребителей как совокупности технических и программных средств и сетевых ресурсов, задействованных в технологиях доставки информации на удаленные объекты;
- систему Интернет в качестве средства общения;
- систему технологической связи с удаленным объектом для резервирования передачи критически важной информации и управления компонентами СПДУ.

Общая схема функционирования подсистемы передачи и представления информации представлена на рис. 3. Все компоненты подсистемы должны работать в рамках единых процедур, протоколов и форматов обмена.

Подсистема технологического сопровождения обеспечивает развитие существующих и разработку новых технологий мониторинга текущего состояния атмосферы и гидросферы, анализа и прогнозирования ледовых и гидрометеорологических процессов и явлений, в том числе:

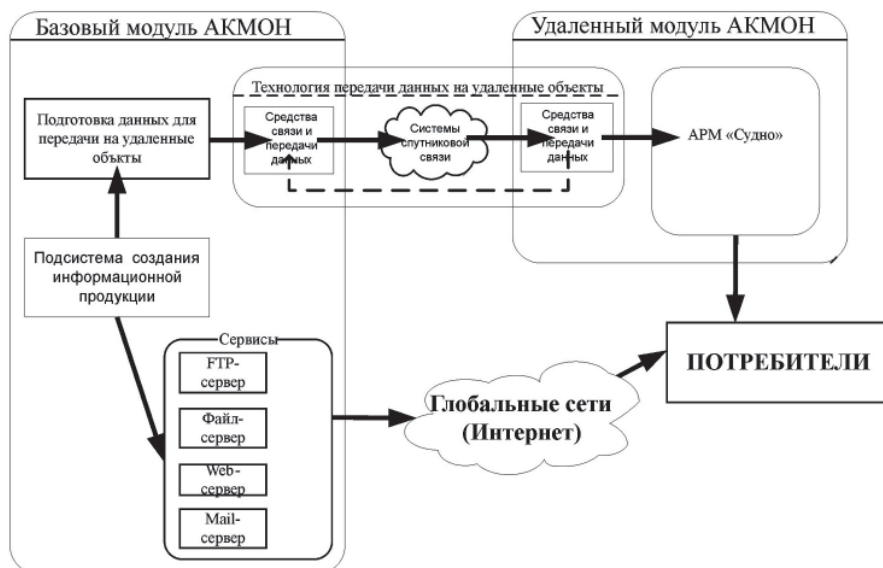


Рис. 3. Функциональная структура подсистемы передачи и представления информации

- развитие существующих технологий спутникового мониторинга ледяного покрова, атмосферы и состояния морской среды на основе информации от отечественных и зарубежных ИСЗ;
- разработку автоматизированных технологий усвоения оперативных данных с использованием современных ГИС и формирования баз и банков данных о состоянии атмосферы и гидросферы;
- развитие существующих технологий прогнозирования метеорологических, ледовых и гидрологических процессов и явлений различной заблаговременности на основе современных термодинамических и статистических моделей;
- развитие существующих технологий составления навигационных рекомендаций, учитывающих технико-эксплуатационные характеристики судов и тактику избирательного плавания во льдах;
- разработку новых оценок качества прогностической продукции, ориентированных на запросы конечных потребителей;
- разработку технологий создания гидрометеорологических обзоров и бюллетеней различного уровня обобщения и представления их на специализированных веб-сайтах;
- интеграцию передовых технологий мониторинга текущего состояния в гидросфере, атмосфере, результатов анализа и прогнозирования ледовых и гидрометеорологических процессов и явлений различной заблаговременности в единый технологический комплекс для применения в высокоэффективных системах гидрометеорологического обеспечения сложных пространственно распределенных технических систем, функционирующих в условиях замерзающих морей.

АРМЫ НА УДАЛЕННЫХ ОБЪЕКТАХ

Особое внимание при разработке комплекса АКМОН было уделено созданию удаленных автоматизированных рабочих мест (АРМ), предназначенных для получения, визуализации и анализа информационных продуктов непосредственно на различных уровнях управления морскими операциями. Терминалы конечного пользователя могут размещаться на стационарных или подвижных объектах, подключенных к различным телекоммуникационным системам.

АРМ «Судовой терминал» устанавливается на ледоколах и судах и обеспечивает совместный анализ навигационной и гидрометеорологической информации при обеспечении морских операций в арктических и замерзающих морях [4]. АРМ «Судовой терминал», построенный на базе электронных картографических систем dKart Explorer и dKart Navigator (разработка компании «МОРИНТЕХ»), выполняет функции получения информации из внешних источников, ее хранения и визуализации, а также передачи данных судовых наблюдений в информационный центр АКМОН.

Совмещение электронных навигационных карт с ледовыми картами позволяет точно и оперативно учитывать текущие и ожидаемые ледовые условия при решении различных штурманских задач.

В АРМ «Судовой терминал» поступает следующая информация:

- данные GPS, AIS в виде сообщений в стандарте NMEA-0183;
- спутниковые изображения представляются в виде растра с географической привязкой;
- ледовые карты (диагностические и прогностические) содержат информацию о фактическом и прогностическом положении границ припая, сплоченных льдов, зон сжатий и торосистости;
- гидрологическая информация (краткосрочные прогнозы ветрового волнения, уровня моря, течений) представляется в цифровом формате, а также в виде текстовых сообщений и табличной форме;

- диагностические и прогностические синоптические карты представляются в виде обзорных и кольцевых синоптических карт для района плавания, диагностические и прогностические поля ветра в виде векторов в узлах регулярной сетки;
- рекомендуемые маршруты плавания представляются в цифровом формате;
- штурманские метеорологические наблюдения и специализированные ледовые наблюдения обрабатываются непосредственно в «dKart Ice Navigator» с использованием специализированных программных модулей.

Используя АРМ «Судовой терминал», судоводитель может одновременно с навигационной обстановкой визуализировать и анализировать гидрометеорологическую информацию, например спутниковые изображения ледяного покрова и поле дрейфа льда. При этом возможно использование режима прозрачных слоев, когда разные информационные слои накладываются друг на друга с обозначением местоположения судна.

В настоящее время АРМ «Судовой терминал» установлен на ледоколах «Красин» и «Адмирал Макаров» (Дальневосточного морского пароходства), «Ямал» (Атомфлот), на танкерах судоходных компаний PRISCO и UNICOM, выполняющих челночные рейсы в Татарском проливе, танкерах СОВКОМФЛОТ, работающих на трассе Мурманск – Варандей, контейнеровозах «ГМК «Норильский никель» на трассе Мурманск – Дудинка [3, 4].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Реализованная в АКМОН высокая степень автоматизации работы экспертов и прогнозистов позволяет существенно сократить время, необходимое для создания информационной продукции, что весьма важно при высокой изменчивости состояния морского ледяного покрова.

2. Использование в АКМОН единого хранилища данных и диспетчера событий существенно повышает надежность оперативной системы, сводя к минимуму вероятность сбоев и опозданий с подготовкой информационной продукции.

3. Представление и совместный анализ в квазиреальном масштабе времени навигационной и гидрометеорологической информации в единых проекциях и масштабах на дисплее АРМ «Судовой терминал», установленном на ходовом мостике судна, позволяет принимать оптимальные навигационные решения в сложных условиях ледового плавания.

4. Разработанные и предлагаемые к практическому использованию технологии специализированного гидрометеорологического обеспечения ледовой навигации на базе комплекса АКМОН позволяют существенно повысить эффективность и безопасность функционирования морских транспортных систем.

5. Используемые в оперативной практике АРМы «Судовой терминал» имеют положительные отзывы от капитанов, являются перспективными и рекомендуются к дальнейшему распространению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Миронов Е.У., Лавренов И.В., Бресткин С.В., Смирнов В.Г. Адаптируемый комплекс мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы и гидросферы. Патент РФ № 59844.
2. Миронов Е.У., Бресткин С.В., Смирнов В.Г. Адаптируемый комплекс мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы и гидросферы для обеспечения судоходства в замерзающих морях // Морская биржа. 2007. № 1 (19). С. 56–58.
3. Бушуев А.В., Волков Н.А., Гудкович З.М., Новиков Ю.Р., Прокофьев В.А. Автоматизированная ледово-информационная система для Арктики (АЛИСА) // Тр. АНИИ. 1977. Т. 343. С. 29–47.
4. Бушуев А.В., Волков Н.А., Грищенко В.Д. Наблюдения за морскими льдами и их исследования, создание автоматизированной ледово-информационной системы // Проблемы Арктики и Антарктики. 1995. Вып. 70. С. 104–119.

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

YE.U.MIRONOV, I.M.ASHIK, S.V.BRESTKIN, V.G.SMIRNOV

ADAPTABLE COMPLEX FOR MONITORING AND FORECASTING THE STATE OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE

An adaptable complex for monitoring and forecasting of the state of the atmosphere and hydrosphere (AKMON) developed at the AARI is considered. It allows us to optimize the technological process of specialized hydrometeorological support (HMS) for shipping in the Arctic and ice-covered seas. The complex includes interrelated modules providing for collection, automated processing and archiving of initial hydrometeorological information, preparation of the information products using subject AWP. Management of the technological processes and dissemination of the information products to the user's work place (conning bridge, drilling platform, headquarters of marine operations, dispatcher's control panel, etc.) is by using a special software package «data handling system» in the most convenient form for user.

Keywords: technology for the collection, processing, analysis, dissemination and delivery of hydrological information; automated working place; navigation in the Arctic and ice covered seas.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК КЛИМАТА РАЙОНА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ТИКСИ. ЧАСТЬ 2. ГОДОВОЙ ХОД

науч. сотр. Н.Е.ИВАНОВ,
д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС,
канд. физ.-мат. наук С.В.ШУТИЛИН

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

На основе созданного ААНИИ и Тиксинским филиалом Якутского УГМС электронного архива данных стандартных метеорологических наблюдений, выполненных на полярной станции Тикси с августа 1932 по декабрь 2007 г., проанализированы особенности годового хода температуры воздуха, атмосферного давления, абсолютной влажности, балла общей облачности и скорости ветра. Анализ выполнен с использованием модели периодически коррелированного случайного процесса. Основное внимание обращено на сопоставление регулярного годового хода и межгодовой изменчивости его характеристик в параметрической форме.

Ключевые слова: гидрометеорологическая обсерватория Тикси, температура воздуха, атмосферное давление, абсолютная влажность, скорость ветра, облачность, годовой ход, аддитивная и модуляционная составляющие межгодовой изменчивости.

ВВЕДЕНИЕ

Статья является продолжением цикла начатых в [7] работ, посвященных описанию изменчивости характеристик климата в районе гидрометеорологической обсерватории в Тикси (ГМО), организованной в рамках Международного полярного года (Кластер 196). Основной задачей ГМО, созданной на базе метеорологической станции «Полярка», открытой 12 августа 1932 г., является проведение наблюдений, ориентированных на выявление причин и последствий изменений климата Арктики. В рамках подготовки к открытию обсерватории был сформирован электронный архив данных срочных метеорологических наблюдений, выполненных на ГМС «Полярка» в период с августа 1932 г. по 31 декабря 2007 г. Архив содержит данные наблюдений за более чем 27000 дней (864 месяца) и позволяет исследовать межгодовую изменчивость, годовой ход, изменчивость синоптического масштаба и суточный ход основных метеорологических элементов (МЭ).

Приведенные в работе [7] результаты выполненных на основе поддиапазонного статистического анализа исследований наиболее общих характеристик многолетней изменчивости основных МЭ показали особо важную роль годовой ритмики. Эта статья посвящена анализу одного из самых заметных ее проявлений – годовому ходу среднемесячных значений, при этом основное внимание обращено на уточнение его роли в общей структуре климатической изменчивости, а также на параметризацию годового хода с учетом межгодовой изменчивости. В отличие от работы [7], в которой был выполнен традиционный для климатических справочников анализ данных, сгруппированных за одноименные месяцы, здесь кривые годового хода рассматриваются как целостные образы.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Представим годовой ход среднемесячных значений МЭ временными рядами $\zeta(i)_j$, где $i = 1, 2, \dots, 12$ – месяц (быстрое время), $j = 1, 2, \dots, 72$ – год (медленное

время). В контексте общего поддиапазонного подхода, описанного в работе [7], первой задачей является оценка вклада процессов различного масштаба в общую дисперсию. Для этого использованы оценки дисперсии, рассчитанные по данным различного масштаба осреднения, спектральной плотности в стационарном приближении $S(\omega)$ и спектральной функции:

$$F(\omega) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S(\omega) d\omega, \quad (1)$$

а также дисперсионный анализ ряда $\zeta(t_j)$. Отметим, что в работе [7] такой анализ с учетом структуры годового хода был выполнен только для температуры воздуха и приземного давления. В настоящей работе приведены результаты анализа по всему комплексу МЭ.

Годовой ход МЭ сочетает повторяемость с периодом $\theta = 1$ год, задаваемую астрономическим фактором — обращение Земли вокруг Солнца, и стохастическую изменчивость параметров годовых циклов. В качестве инструмента для описания изменчивости МЭ используется модель периодически коррелированного случайного процесса (ПКСР). Теория и методы оценивания вероятностных характеристик ПКСР изложены в работах [5, 9, 11]. В работах [1, 4, 8, 10] уточнены отдельные приемы оценивания и приведены многочисленные примеры таких оценок по натурным данным.

Периодически коррелированным называется процесс, вероятностные характеристики которого: математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$, среднеквадратическое отклонение $\sigma(t)$, корреляционная функция и спектральная плотность — остаются неизменными при сдвиге на целое число n периодов коррелированности (здесь $\theta = 1$ год). Оценки вышеуказанных характеристик:

$$m(t) = m(t + n\theta), \sigma(t) \equiv D^{0.5}(t) = D^{0.5}(t + n\theta), \quad (2)$$

рассчитанные по отсчетам, взятым через θ , называют когерентными оценками ПКСР.

Такое определение предполагает предварительное центрирование среднемесячных данных на среднегодовые значения. Поэтому в ПКСР-приближении $\sigma(t)$ описывает отклонение j -го годового хода от регулярного годового хода $m(t)$. Эта составляющая изменчивости названа в [4] модуляционной составляющей (МС) межгодовой изменчивости в отличие от аддитивной составляющей (АС) — последовательности среднегодовых значений. Многочисленные оценки для внетропических широт показали, что $D_{MC} \gg D_{AC}$.

Для дисперсионного анализа используется разложение:

$$\zeta(t_j) = \bar{\zeta} + \bar{\zeta}_j + m(t_j) + \varepsilon(t_j), \quad (3)$$

где $\bar{\zeta}$ — среднегодовое значение МЭ за весь период наблюдений, $\bar{\zeta}_j$ — ряд среднегодовых значений (АС), $m(t_j)$ — среднелетний годовое значение среднемесячных значений, $\varepsilon(t_j)$ — остаток (МС).

Наиболее содержательным способом предварительного графического анализа, позволяющего определить тип МС, является совмещение на одном графике кривых $m(t)$ и $\sigma(t)$. При этом, если форма графиков $m(t)$ и $\sigma(t)$ близка к косинусоиду с периодом $\theta = 1$ год и они относительно друг друга синфазны либо противофазны, МС имеет вид амплитудной модуляции (АМ). В случае более сложной формы кривых и/или фазовых различий МС содержит еще и фазовую модуляцию и/или нерегулярные флуктуации.

Многочисленные оценки показывают, что кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ могут сильно различаться для различных МЭ и географических районов не только амплитудой и фазой, но и формой. Для придания этим качественным особенностям количественной определенности используются компонентные оценки на основе модели ряда среднемесячных значений $\zeta(t)$:

$$\zeta(t) = \sum_{k=1}^m \zeta_k(t) \exp(i\omega_k t), \quad (4)$$

где $\zeta_k(t)$ — стационарные компоненты с математическими ожиданиями m_k , дисперсиями D_k , ковариациями $K_k(t)$ и фазами $\omega_k = 2\pi k/\theta$.

По рядам $\zeta(t)$ оценки характеристик компонентов $\zeta_k(t)$, согласно работе [9], рассчитываются на основе когерентных оценок:

$$m_k = \frac{1}{\theta} \int_0^\theta m(t) \exp(-i\omega_k t) dt, \quad \sigma_k = \frac{1}{\theta} \int_0^\theta \sigma(t) \exp(-i\omega_k t) dt. \quad (5)$$

Гармоники $\zeta_k(t)$ разложения (4) характеризуются амплитудами $a_k = \sqrt{a_{k,c}^2 + a_{k,s}^2}$ и фазами $\psi_k = \arctg(a_{k,s}/a_{k,c})$.

Компонентный метод предполагает априорное задание количества компонентов m в разложении (4). При описании годового хода двенадцатью среднемесячными значениями согласно теореме Котельникова верхним пределом является $m = 6$. Опыт показывает, что в большинстве случаев достаточно использовать 4 гармоники, а в наиболее простых случаях (температура и влажность воздуха) можно ограничиться годовой и полугодовой гармониками ($m = 2$).

Дисперсионный вклад годовой гармоники ($k = 1$) и ее обертонов ($k > 1$) с периодами $\theta_k = \theta/k$ в результирующий годовой ход определяют числа:

$$B_k = \frac{a_k^2}{\sum_k a_k^2}. \quad (6)$$

Соотношение интенсивностей АС и МС описывает спектральный коэффициент вариации

$$v_k = \sigma_k / m_k. \quad (7)$$

В настоящей работе для большей надежности выводов дисперсионный анализ модели ряда (3) был выполнен тремя методами. Вначале было проведено сравнение спектра $S(\omega)$ исходного ряда среднемесячных значений МЭ со спектром m_k компонентов $m(t)$. В стационарном приближении все процессы по определению рассматриваются как стохастические. В этом случае годовой ход в $S(\omega)$ представлен квазилинейчатыми пиками на частоте годовой гармоники ω_0 и ее обертонах ω_k , которые можно аппроксимировать треугольниками. Тогда амплитуда колебаний a_k в полосе частот $\delta\omega$ в окрестности ω_k может быть, согласно работе [4], рассчитана как:

$$a_k = \sqrt{2\delta\omega S(\omega_k)}, \quad (8)$$

а относительные вклады $m(t)$, МС и АС в дисперсию результирующего годового хода определены соотношением между m_k и a_k .

Другим способом сопоставления мощности регулярного $m(t)$ и стохастического (МС) сигналов является сравнение $S(\omega)$ с нулевым спектральным компонентом $s_0(\omega)$ модели ПКСП (стационарное приближение к ПКСП, не содержащее регулярных колебаний):

$$S(\omega) = s_0(\omega) + \sum_k m_k^2 \delta(\omega + 2k/\theta). \quad (9)$$

В этой оценке дополнительным преимуществом является графическое сравнение $s_0(\omega)$ и $S(\omega)$ — сохранение пика на частоте годовой гармоники и/или ее обертонов в спектре $s_0(\omega)$ свидетельствует об амплитудной модуляции МС. Другим признаком возможного проявления амплитудной модуляции в МС является наличие боковых лепестков на частотах, соответствующих периодам 14–16 и 9–10 месяцев. Они часто

не видны в исходных спектрах на фоне годового пика, но становятся заметными (если они есть) в спектре $s_0(\omega)$ после удаления из исходных данных $m(t)$ [5, 11].

Для более подробного описания эволюции МС во времени используется разложение среднемесячных данных в ряд Фурье на годовых отрезках:

$$\zeta(t)_j = a_{0,j} + \sum_{k=1}^m a_{k,j} \cos(\omega_k t_j + \psi_{k,j}). \quad (10)$$

Такое разложение позволяет представить АС рядом $a_0(t)$, а МС — рядами $a_k(t)$, $\psi_k(t)$ и исследовать их теми же методами, что и данные, сгруппированные за одноименные месяцы [7], включая оценки квантилей межгодовой изменчивости, трендов [6] и сопряженности АС с параметрами МС [1].

Специфика анализа скорости ветра

Анализ скорости ветра выполнен на основе векторно-алгебраического метода, предложенного в работе [2]. В качестве модели скорости ветра принят евклидов вектор $\vec{V}(t)$ с модулем V , направлением φ и декартовыми проекциями V_x , V_y . Периодический вектор математического ожидания $\vec{m}_{\vec{V}}(t)$ в компонентной форме представлен согласно работам [3, 11] как:

$$\vec{m}_{\vec{V}}(t) = \vec{m}_0 + \sum_{k=1}^s \vec{m}_k(t), \quad (11)$$

где $\vec{m}_0$ — вектор средней многолетней скорости ветра, $\vec{m}_k(t)$ — векторные гармоники. Конец периодического вектора $\vec{m}_k(t)$ обходит развернутый на угол $\beta_k \pm 180^\circ$ от направления на север (по часовой стрелке или против часовой стрелки) эллипс с полуосями $L_{1,k}$, $L_{2,k}$ и фазой $\psi_k \pm \theta_k/2$.

Дисперсионный вклад гармоник $\vec{m}_k(t)$ в результирующий годовой ход (11) представлен числами

$$C_k = \frac{L_{1,k}^2 + L_{2,k}^2}{\sum_k (L_{1,k}^2 + L_{2,k}^2)}. \quad (12)$$

Периодический тензор $\sigma_{\vec{V}}(t) \equiv D_{\vec{V}}^{0.5}(t)$ в каждый момент времени t представлен согласно работе [2] эллипсом с полуосями λ_1 , λ_2 , большая ось которого развернута относительно направления на север на угол α . Линейный инвариант $I_1 = \lambda_1 + \lambda_2$ характеризует полную (изменение модуля и направления скорости) дисперсию, а инвариант $\chi = \lambda_2/\lambda_1$ (вытянутость эллипса) описывает анизотропность $\sigma_{\vec{V}}(t)$. В компонентной форме тензорную кривую $D_{\vec{V}}(t)$ можно представить в виде отрезка ряда Фурье [3]:

$$D_{\vec{V}}(t) = \sum_k [D_{k,c} \cos(\omega_k t) + D_{k,s} \sin(\omega_k t)] = \sum_k [D_k \cos(\omega_k t + \psi_k)] \quad (13)$$

Если векторная гармоника годового хода $\vec{m}_{\vec{V}}(t)$ — эллипс, то тензорная гармоника годового хода $D_{\vec{V}}(t)$ — кривая более высокого порядка, для геометрической интерпретации которой требуется упрощение характеристик, например через инварианты $I_{1,k} = \sqrt{I_{1,k,c}^2 + I_{1,k,s}^2}$, $\psi_k = \arctg(I_{1,k,s}/I_{1,k,c})$.

В качестве векторного аналога коэффициента вариации использованы числа

$$\nu_k = \frac{I_{1,k}^{0.5}}{L_{1,k} + L_{2,k}}. \quad (14)$$

Столь сложная кинематическая интерпретация годового хода СКО делает описание МС методом разложения (11) ряда $\vec{V}(t)_j$ на годовых отрезках наиболее продуктивным именно для скорости ветра.

Таким образом, вероятностные характеристики годового хода скорости ветра представляются не графиками одномерных функций времени, как у скалярных величин, а многомерными геометрическими образами. Поэтому для скорости ветра форма графического представления особенно важна. Когерентные оценки $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$, $\sigma_{\vec{v}}(t)$ полезно представить совмещением векторов средней скорости и эллипсов рассеяния либо для каждого месяца отдельно, либо в виде годографа годового хода. Годограф $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$ целесообразно дополнить годографами компонентов $\vec{m}_k(t)$. Для уточнения формы, характерных размеров и фазы годового хода и межгодовой изменчивости его параметров такое представление сопровождается графиками отдельных характеристик — модуля и направления средней скорости, параметров эллипса и инвариантов тензора $\sigma_{\vec{v}}(t)$.

ДАННЫЕ И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА

В качестве исходных данных для анализа использованы ряды данных четырехсрочных стандартных метеорологических наблюдений за температурой воздуха (T), атмосферным давлением на уровне моря (P), абсолютной влажностью воздуха (A), скоростью ветра ($\vec{V}$) и баллом общей облачности (N), прошедшие критический контроль и занесенные в электронный архив. Описание приведенных в архиве данных и процедуры их контроля описаны в работе [7]. На основе этих данных были вычислены среднесуточные значения вышеперечисленных МЭ для периода 1936–2007 гг. (864 месяца). При этом были проанализированы только месяцы, для которых имелись данные за все 4 срока наблюдений за 25 и более дней. По этому критерию не были использованы данные за 5 месяцев для T и P , 4 месяца — для N , 3 месяца — для $\vec{V}$ и 22 месяца для A . Поскольку модель ПКСП предполагает исключение АС, центрирование архивных среднесуточных значений на среднегодовые было выполнено на этапе предварительной подготовки данных.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предметом настоящего исследования является годовой ход среднесуточных значений $\zeta(t)_j$. В табл. 1 вклад этого процесса в общую изменчивость представлен соотношением дисперсий среднесуточных и среднесуточных данных. Как видно из табл. 1, наиболее велико это соотношение для T (более 95 %) и для A (более 80 %), а минимально для N и $\vec{V}$ (порядка 25 %).

Представленные на рис. 1 а в качестве примера графики для десятилетнего периода наблюдений иллюстрируют степень близости рядов T , P , A , N , $\vec{V}$ к «идеальному» годовому ходу (косинусоида с периодом 1 год), а совмещение их с графиками $m(t)$ визуализирует особенности наблюдаемой межгодовой изменчивости МЭ. Как видно из рис. 1 а, наиболее близкий к «идеальному» годовой ход имеют

Таблица 1

Дисперсии среднесуточных (д) и среднесуточных (м) значений T , P , A , N , $\vec{V}$ и составляющих годового хода и межгодовой изменчивости МЭ

Метео элемент	Масштаб осреднения							
	месяц						год	
	D_m	D_m/D_d , %	$D_{m(t)}$	$D_{m(t)}/D_m$	D_{MC}	D_{MC}/D_m	D_{AC}	D_{AC}/D_{MC}
T , °C	219,8	96	210,5	0,96	7,2	0,03	2,0	0,28
P , гПа	39,5	37	19,3	0,49	18,1	0,46	2,2	0,13
A , кг/м ³ ·10 ⁴	539,7	82	522,2	0,97	11,9	0,02	5,5	0,46
N , балл	2,2	22	1,2	0,54	0,8	0,36	0,2	0,25
$\vec{V}$, м/с	8,2	26	4,6	0,56	3,1	0,37	0,5	0,16

Примечание. Скорость ветра представлена линейным инвариантом тензора дисперсии

T и A . Межгодовая изменчивость у этих МЭ проявляется в основном в форме амплитудной модуляции, у A — только летом, а у T зимой (сильнее) и летом (слабее). Значительно сложнее годовой ход P и N . Межгодовая изменчивость P и N значительно интенсивнее, чем T и A , и не сводится только к АМ. Изменение взаимного расположения на оси t экстремумов $\zeta(t_j)$ и $m(t)$ характеризует также наличие фазовой модуляции, а появление и исчезновение вторичных годовых экстремумов иллюстрирует изменчивость формы годовых циклов. У $\vec{V}$ годовой ход направления характеризуется квазирегулярным разворотом ветра от ССВ к ЮЗ и обратно, межгодовая изменчивость модуля скорости ветра выражена, прежде всего (но не только), в форме АМ.

Оценки спектральной плотности в стационарном приближении во всем диапазоне частот приведены на врезках рис. 1 б. Как видно из рисунков, в спектрах $S(\omega)$ всех процессов практически единственной доминантой является квазилинейчатый пик на частоте годового колебания, на фоне которого у A заметно полугодовое колебание, а у N — колебание с периодом 4 месяца. Для уточнения вида оценок в диапазонах межгодовой и внутригодовой изменчивости на рис. 1 б приведены графики $S(\omega)$ со срезанным годовым пиком. После такой процедуры полугодовая гармоника становится заметной на всех спектрах, за исключением N . Особенно ярко она выражена у A . Можно отметить также гармонику с периодом 4 месяца

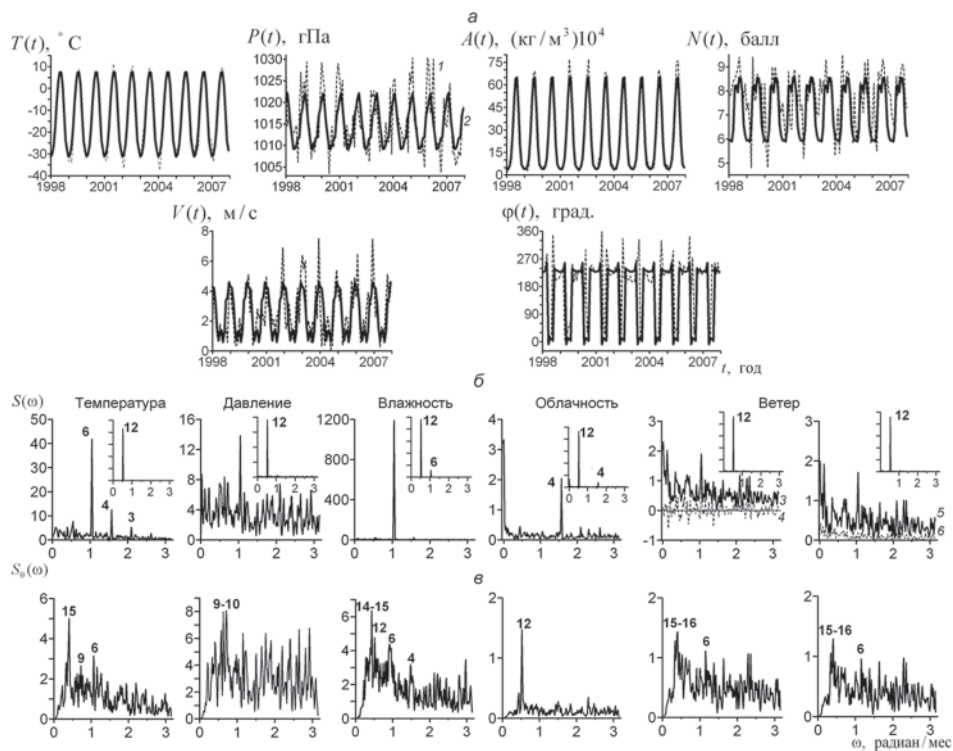


Рис. 1. Временные ряды среднеемесячных значений МЭ (а) и оценки их спектральной плотности в стационарном (б) и в ПКСП-приближении (в)

Цифрами на графиках временных рядов (а) обозначены: 1 — среднеемесячные данные; 2 — среднеегодовой годовой ход; 3, 4, 6 — инварианты тензора спектральной плотности линейный $I_l(\omega)$, индикатор вращения $\mathcal{I}(\omega)$ и собственные значения $\lambda_{1,2}(\omega)$ соответственно. Спектры (б): «срезанный» годовой ход, на врезках — полные спектры, цифры на спектрах — периоды колебаний МЭ в месяцах

ца у T и N и гармонику с периодом 3 месяца — у T . Межгодовые и внутригодовые колебания практически отсутствуют у A и незначительны у T . Межгодовая изменчивость проявляется в виде красного шума у P , более выражена у $\vec{V}$ и наиболее заметна у N . Внутригодовая изменчивость в виде белого шума особенно заметна у P и $\vec{V}$. Тензор спектральной плотности скорости ветра $S_{\vec{v}}(\omega)$ помимо общей оценки $I_1(\omega)$ представлен инвариантами $\lambda_{1,2}(\omega)$ и индикатором вращения $\vartheta(\omega)$ (преобладание вращения по часовой стрелке $\vartheta > 0$ и $\vartheta < 0$ против часовой стрелки). На частоте годового колебания $\vartheta(\omega) > 0$, а на остальных частотах $\vartheta(\omega) \ll I_1(\omega)$, то есть преобладающего направления вращения нет. Во всей частотной области $\lambda_1 > \lambda_2$, то есть распределение дисперсии по направлениям анизотропное.

Количественная оценка $S(\omega)$ в терминах спектральной функции (1) приведена в табл. 2 и отчасти воспроизводит результаты работы [7]. Годовой ход объясняет более 85 % дисперсии среднемесячных значений T , A и около 50 % дисперсии P , N и $\vec{V}$. Основную часть этой дисперсии обеспечивает годовое колебание, проявления 1/2-годового и 1/3-годового обертонов заметны у A и N . Вклад в дисперсию колебаний с периодами более 2 лет заметен для P , N и $\vec{V}$ — 6–11 %. Вклад в дисперсию нерегулярных внутригодовых флуктуаций определяется дополнением до 100 % суммы из первой и второй колонок табл. 1 и составляет около 10 % для T , A и около 40 % для P , N и $\vec{V}$.

Стационарное приближение не дает полной характеристики годового хода МЭ, поскольку в нем сочетаются регулярная повторяемость и стохастическая изменчивость. За основу дальнейшего анализа была принята модель ПКСП, постулирующая неизменность когерентных оценок вероятностных характеристик при сдвиге на период коррелированности. Когерентные оценки (2) годового хода математического ожидания $m(t)$ и среднеквадратического отклонения $\sigma(t)$ приведены на рис. 2 а. Оценки $\sigma(t)$ вычислены по данным, центрированным на среднегодовые значения. Скорость ветра представлена графиками годового хода модуля и направления $m_{\vec{v}}$, $\varphi(t)$ периодического вектора $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$ и инвариантов I_1 , $\lambda_{1,2}$, $\alpha(t)$ периодического тензора $\sigma_{\vec{v}}(t)$. На рис. 2 б она представлена годографом среднемесячных значений $\vec{m}_{\vec{v}}(t) - \vec{m}_{\vec{v}}$ и эллипсами $\sigma_{\vec{v}}(t)$ для центральных месяцев календарных сезонов. Эти оценки дополняют приведенные в работе [7] графики годового хода квантилей распределения P и T , повторяемости ясного, полужасного и пасмурного неба и роз ветра по месяцам.

Из рис. 2 а видно, что форму, наиболее близкую к косинусоиду с периодом 1 год, имеют кривые $m(t)$ для T и A , а также кривые $\sigma(t)$ для A . При этом для A характерно замедленное увеличение обеих характеристик от зимы к лету и ускоренное уменьшение от лета к зиме. Годовой ход $m(t)$ и $\sigma(t)$ для P и N также близок к косинусоиду с годовым периодом, но эти графики осложнены рядом деталей, что особенно заметно в годовом ходе $\sigma(t)$ у P и N . Интересно отметить, что максимумы $m(t)$

Таблица 2

Распределение дисперсии среднемесячных значений T , P , A , N , $\vec{V}$ по частотным диапазонам (%)

Метео- элемент	Диапазон колебаний, период θ (лет)					
	межгодовые, $\theta > 2$	годовой ход с обертонами				
		все гармоники	$\theta = 1$	$\theta = 1/2$	$\theta = 1/3$	$\theta = 1/4$
T , °С	0,8	86	84	1	0,2	0,1
P , гПа	6	48	43	2	0,4	1
A , кг/м ³ ·10 ⁴	0,5	88	77	11	0,2	<0,1
$\vec{V}$, м/с	11	53	47	1	4,2	1
N , балл	7	53	49	2	0,4	1

Примечание. Вектор скорости ветра представлен линейным инвариантом тензора спектральной плотности.

и $\sigma(t)$ для всех элементов приходится либо на зиму ($m(t)$ для P , $\sigma(t)$ для T , P , N), либо на лето ($m(t)$ для T , A , N , $\sigma(t)$ для A), но никогда — на переходные сезоны. Кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ синфазны для P , A и противофазны для T и N .

Годовой ход скорости ветра характеризуется разворотом весной и осенью от ЮЗ (зима) к СВ (лето) и обратно. Годограф на рис. 2 б показывает, что разворот происходит почти реверсивно при усилении ветра указанных направлений в теплый и холодный сезоны. В холодный сезон усилена общая изменчивость скорости ветра и вытянутость эллипса $\sigma_{\vec{v}}(t)$, ориентация которого $\alpha(t)$ во все месяцы согласована с направлением результирующего ветра $\varphi(t)$. Указанный разворот ветра обусловлен сменой типов барических полей, характерных для района Тикси в теплый и холодный сезоны. Сопоставление годового хода скорости ветра, показанного на рис. 2 (центрирование на среднегодовые значения), с розами ветра по месяцам, приведенными в работе [7] (исходные данные), подчеркивает, что операция центрирования позволяет уточнить хронологические границы естественных сезонов.

Результаты дисперсионного анализа по модели (формула 3), приведенные в табл. 1, показывают, что дисперсия регулярных колебаний $m(t)$ объясняет более 95 % дисперсии годового хода среднемесячных значений T и A , в то время как для P , N и

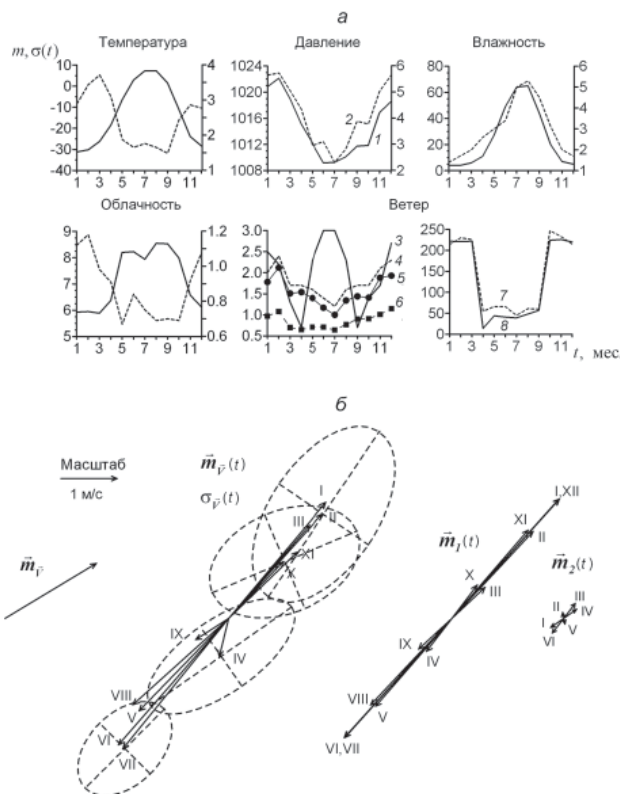


Рис. 2. Когерентные оценки годового хода $m(t)$ и $\sigma(t)$ основных скалярных метеорологических элементов (а), когерентные и компонентные оценки годового хода скорости ветра (б): средняя многолетняя $\vec{m}_{\vec{v}}$, годовой ход $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$, эллипс $\sigma_{\vec{v}}(t)$ для центральных месяцев календарных сезонов, годовая $\vec{m}_1(t)$ и полугодовая гармоники $\vec{m}_2(t)$.

Цифры на графиках: 1 — $m(t)$, 2 — $\sigma(t)$, 3 — $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$, 4, 5, 6 — I_1 , $\lambda_{1,2}(t)$, 7, 8 — $\alpha(t)$, $\varphi(t)$, римские цифры — номер месяца

$\vec{V}$ дисперсионные вклады $m(t)$ и стохастической составляющей МС примерно одинаковы. При этом, как следует из последнего столбца таблицы 1, МС (изменчивость параметров годовых циклов) при годовом масштабе осреднения вносит в дисперсию вклад многократно больший, чем АС (изменчивость среднегодовых значений). Отношение дисперсий МС и АС составляет 4–7 для T , P , N , $\vec{V}$ и только для A уменьшается до 2.

Завершая обсуждение когерентных оценок, подчеркнем, что годовой ход проявляется не только в среднем $m(t)$, но и в характеристиках изменчивости $\sigma(t)$. Отличие T , A от P , N , $\vec{V}$ проявляется не только в соотношении $m(t)$ и МС, но и в характере МС. Для T , A характерна прежде всего амплитудная модуляция годового хода, а для P , N , $\vec{V}$ важны также фазовая модуляция и изменчивость формы кривых годового хода.

Для количественного описания и сравнения качественно различающихся кривых $m(t)$ и $\sigma(t)$ были использованы компонентные оценки скалярных (формулы 4–8) и векторных (формулы 11–14) величин метеорологических элементов. В табл. 3 а

Таблица 3 а

Оценки параметров m_k , σ_k и ψ_k , B_k , a_k и v_k годового хода температуры воздуха (T), атмосферного давления (P), влажности воздуха (A) и балла общей облачности (N)

Метео-элемент	k	a_k	Компоненты $m(t)$					Компоненты $\sigma(t)$				v_k
			m_k	m_k/a_k	Ψ_k		$B_k, \%$	σ_k	Ψ_k		$B_k, \%$	
					град.	мес.*			град.	мес.*		
$T, ^\circ\text{C}$	0	—	—	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—
	1	21,2	20,4	0,96	189	7,3	99	0,9	21	1,7	83	0,04
	2	2,1	1,9	0,90	39	1,7	0,7	0,2	137	3,3	5	0,11
	3	1,2	1,1	0,92	11	1,1	0,3	0,4	180	3,0	11	0,36
	4	0,7	0,5	0,77	24	2,2	<0,1	0,1	21	1,2	2	0,20
$P, \text{гПа}$	0	—	—	—	—	—	—	4,2	—	—	—	—
	1	6,3	6,1	0,97	11	1,4	96	1,6	360	1,0	97	0,26
	2	1,2	1,0	0,83	59	2,0	3	0,1	88	2,5	0,5	0,10
	3	—	0,1	—	243	3,7	< 0,1	< 0,1	297	4,3	< 0,1	0,34
	4	—	0,6	—	139	2,2	1	0,2	223	2,9	2,5	0,33
$A, \text{кг/м}^3 \cdot 10^4$	0	—	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—	—
	1	31,7	30	0,95	190	7,3	90	1,7	195	7,5	91	0,06
	2	11,2	10	0,89	26	1,4	9,8	0,5	71	2,2	8	0,05
	3	—	1	—	253	3,8	0,1	0,2	266	4,0	1,7	0,20
	4	—	1	—	192	2,6	0,1	0,1	49	1,4	0,3	0,10
$N, \text{балл}$	0	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	—
	1	1,7	1,5	0,88	198	7,6	91	0,22	16	1,5	84	0,15
	2	—	0,1	—	195	4,3	0,5	0,09	4	1,1	14	0,90
	3	0,48	0,4	0,87	26	1,3	7,5	0,03	169	2,9	1,5	0,03
	4	—	0,2	—	152	2,3	1	0,02	244	3,0	0,5	0,10

* Здесь и далее фаза отсчитывается от января (1) до декабря (12 или —1)

Таблица 3 б

Оценки параметров годового хода скорости ветра

k	a _k	Компоненты $\vec{m}_{\vec{v}}(t)$								Компоненты $\sigma_{\vec{v}}(t)$				v _k
		L _{1,k}	L _{2,k}	χ _k	Λ _k /a _k	β _k	Ψ _k		C _k , %	Π, k	Ψ _k		C _k , %	
							град.	мес.			град.	мес.		
0	—	средняя скорость 2,0 м/с 239°								2,4	—	—	—	—
1	3,1	3,0	0,1	0,02	0,97	222	166	6,5	97	1,0	12	1,4	87	0,33
2	0,4	0,4	0,1	0,26	0,96	224	321	6,4	1,8	0,05	25	1,4	1	0,12
3	0,2	0,2	0,1	0,39	0,85	243	308	4,4	0,6	0,1	9	1,1	1	0,47
4	0,3	0,2	0,1	0,53	0,81	248	132	2,1	0,6	0,4	38	1,3	12	1,38

для T , P , A и N приведены оценки амплитуд m_k , σ_k и фаз ψ_k годового хода $m(t)$ и $\sigma(t)$. Компонент σ_0 определяет среднее за год значение среднего квадратического отклонения. Числа B_k (формула 6) характеризуют вклад k -ой гармоники в результирующий годовой ход. Отношение оценки a_k амплитуды по спектру стационарного приближения (формула 8) с m_k показывает вклад регулярной составляющей $m(t)$ в многолетний годовой ход, т.е. соотношение МС и $m(t)$. Другой характеристикой этого соотношения является v_k — спектральный коэффициент вариации (формула 7).

Приведенные в табл. 3 а значения коэффициентов разложения a_k показывают явное преобладание годовой гармоники в $m(t)$ и $\sigma(t)$. Величины B_k определяют как наиболее близкую к косинусоиде кривую $m_1(t)$ ($B_1 = 99\%$). Для $m_A(t)$ такой же (99 %) вклад обеспечивают годовая и полугодовая гармоники. При этом относительно большее значение $B_2 = 10\%$ иллюстрирует асимметрию годового хода влажности, отмеченную на рис. 2 а. Для облачности вклад годовой гармоники B_1 в $m_A(t)$ составляет 91 %. Существенен также вклад гармоники с периодом 4 месяца.

Как следует из табл. 3 а, спектры B_k кривых $m(t)$ и $\sigma(t)$ для A и P практически идентичны, в то время как для T и N значения первой гармоники $B_1^{(\sigma)}$ уменьшаются по сравнению с $B_1^{(m)}$ до 85 %. Фаза ψ_1 годовой гармоники приходится на основные сезоны: зимний — для $m_p(t)$, $\sigma_{T,P,N}(t)$ и летний — для $m_{T,A,N}(t)$, $\sigma_A(t)$. Интенсификация изменчивости в зимний сезон характерна для большинства МЭ в высоких и умеренных широтах. Одной из возможных причин этого может быть усиление влияния вариаций адвективных процессов в атмосфере и уходящей длинноволновой радиации на фоне ослабленной (в полярную ночь нулевой) приходящей солнечной радиации. Для влажности усиление $\sigma(t)$ летом и уменьшение зимой очевидным образом связаны с низкими значениями A в холодный сезон.

Отношение $(m/a)_k$ (0,95 и более для T , P , A и 0,88 для N) демонстрирует определяющую роль $m(t)$ в колебаниях на частоте годовой гармоники. Коэффициент вариации v_k для всех k меньше 1. Он иллюстрирует очень сильную устойчивость годового колебания температуры и влажности воздуха и несколько ослабленную устойчивость — давления и общей облачности. Отметим увеличение v_k до 0,9 для полугодовой гармоники N .

В табл. 3 б средний многолетний годовой ход $\vec{m}_v(t)$ скорости ветра представлен длинами полуосей $L_{1,2,k}$, ориентацией β_k и фазой ψ_k эллипсов $\vec{m}_k(t)$ разложения (11). Величину вклада $\vec{m}_k(t)$ в $\vec{m}_v(t)$ характеризуют числа C_k (формула 12). Соотношение $\vec{m}_v(t)$ и МС характеризуется отношением чисел $\Lambda_k = L_{1,k} + L_{2,k}$ к амплитудам a_k по спектру стационарного приближения (формула 8) и векторным коэффициентом вариации v_k (формула 14). Годовой ход СКО представлен компонентами инварианта $I_k(t)$ аналогично табл. 3 а.

Табл. 3 б показывает, что годовая ($C_k = 97\%$) и полугодовая ($C_k = 2\%$) гармоники практически полностью описывают $\vec{m}_v(t)$. Эллипсы $\vec{m}_1(t)$ и $\vec{m}_2(t)$ сильно вытянуты, ориентированы вдоль годографа $\vec{m}_v(t)$ (рис. 2 б) и синфазны, фазы $\vec{m}_{1,2}(t)$ приходятся на январь и июнь. В годовом ходе $I_1(t)$ первая гармоника описывает 87 % изменчивости. Можно отметить также повышенный вклад 1/4-годовой гармоники. Фаза ψ_1 приходится на январь. Годовое колебание ветра устойчиво, однако не столь сильно, как для других МЭ ($v_k = 0,33$). Следует отметить неустойчивость 1/4-годового колебания.

Графики нулевого спектрального компонента (формула 9) приведены на рис. 1 в. Как видно из рисунка, в спектре $s_0(\omega)$ для облачности четко выделяется пик на частоте годового колебания, что указывает на амплитудную модуляцию этого МЭ в диапазоне межгодовой изменчивости. В спектрах других МЭ присутствует сильный белый шум, свидетельствующий о наличии нерегулярных флуктуаций в $\zeta(t)_j$. Особенности

на периодах 14–15 и 9–10 месяцев можно трактовать как боковые полосы спектра годового колебания, что также является проявлением АМ [11]. Особенности спектров на периодах 6 и 4 месяца демонстрируют изменчивость формы годового хода.

Проведенный анализ показывает, что для описания наиболее общих особенностей годового хода $m(t)$ и МС достаточно учитывать годовую и полугодовую гармоники, а для уточнения дополнительно 1/3-годовую гармонику N и 1/4-годовую гармонику $\vec{V}$.

Межгодовая изменчивость параметров $a_k(t_j)$, $\psi_k(t_j)$ разложения (формула 10) рядов $\zeta(t_j)$ на годовых отрезках представлена квантилями межгодовой изменчивости. При этом, поскольку компонентами годового хода скорости ветра (формула 11) являются эллипсы, для $\vec{V}$ приведены квантили длин полуосей и ориентации векторных гармоник $\vec{m}_k(t)$. Предварительно для выделения наиболее значимых компонентов в табл. 4 эти же оценки получены для вкладов B_k отдельных гармоник (формула 6) в результирующий годовое ход. Квантили X_p порядка p как величины, обратные функции распределения вероятностей, определяют аномалии обеспеченностью $p \times 100\%$ и $(1 - p) \times 100\%$. Таким образом, интервалы от $X_{0,75}$ до $X_{0,25}$ (Q) и от $X_{0,95}$ до $X_{0,05}$ (R) включают 50 % и 90 % значений в окрестностях центра распределения $X_{0,5}$ [7]. Хотя компоненты годового хода различных МЭ име-

Таблица 4

Квантили X_p , интерквантильное расстояние Q и размах R межгодовой изменчивости вклада компонентов Фурье в результирующий годовое ход метеорологических элементов

Метео- элемент	k	Порядок p квантили X_p									$Q = X_{0,75} - X_{0,25}$	$R = X_{\max} - X_{\min}$
		$X_{\min}$	$X_{0,05}$	$X_{0,10}$	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	$X_{0,90}$	$X_{0,95}$	$X_{\max}$		
Вклад индивидуальных компонентов Вк в аппроксимацию (10) при m=4												
T , °C	1	92,3	93,9	95,2	96,3	97,4	98,4	99,0	99,2	99,6	2,1	7,3
	2	0,0	0,1	0,2	0,5	1,2	2,3	3,6	4,3	5,9	1,8	5,9
	3	0,0	0,0	0,1	0,2	0,6	1,1	1,5	1,8	2,7	0,9	2,7
	4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,7	1,1	1,4	2,7	0,6	2,7
P , гПа	1	14,5	25,4	31,6	54,0	68,5	81,0	86,6	88,5	98,9	27,0	84,4
	2	0,7	1,4	1	4,5	8,5	18,9	26,8	33,8	40,6	14,4	39,9
	3	0,3	1,3	1,9	3,8	8,0	13,8	28,4	33,7	39,7	10,0	39,4
	4	0,1	0,6	0,7	3,1	8,1	16,4	28,4	37,2	60,6	13,3	60,5
A , кг/м³·10⁴	1	83,7	85,3	85,6	87,0	88,5	90,6	92,1	93,0	93,7	3,6	10,0
	2	5,6	6,7	7,3	8,8	10,9	12,3	13,8	13,9	15,2	3,5	9,6
	3	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	0,6	1,0	1,2	1,8	0,5	1,8
	4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,4	0,8	1,0	1,4	0,3	1,4
N , балл	1	12,1	35,5	43,2	58,8	73,0	82,6	91,6	93,1	94,1	23,8	82,0
	2	0,1	0,4	0,8	2,6	5,2	12,6	20,7	26,6	49,4	10,0	49,3
	3	0,4	0,7	1,4	3,0	9,5	18,9	26,8	49,9	59,0	15,9	58,6
	4	0,0	0,2	0,6	1,7	4,9	13,2	18,5	22,7	46,7	11,5	46,7
$\vec{V}$, м/с *	1	39,7	56,4	57,6	66,2	76,0	82,6	89,5	91,7	94,7	16,4	55,0
	2	0,7	2,2	3,7	5,2	8,6	13,2	18,9	22,0	27,3	8,0	26,6
	3	0,5	0,9	1,2	2,2	6,5	10,7	16,0	18,3	28,1	8,5	27,6
	4	0,4	1,9	2,1	3,6	6,1	10,7	15,9	23,1	38,0	7,1	37,6
Суммарный вклад k первых компонентов в аппроксимацию (10) при m=4												
T , °C	0—2	96,4	97,0	97,7	98,4	98,9	99,3	99,7	99,8	99,9	0,9	3,5
P , гПа	0—2	26,7	41,7	47,5	70,2	82,7	90,1	93,6	95,1	99,7	19,9	73,0
	0—3	39,4	62,6	71,7	83,6	92,3	97,2	99,3	99,4	99,9	13,6	60,5
A , кг/м³·10⁴	0—2	97,2	98,0	98,6	98,9	99,4	99,7	99,8	99,9	99,9	0,8	2,7
N , балл	0—2	30,6	45,5	60,4	69,4	81,4	91,6	94,0	96,2	97,5	22,6	66,9
	0—3	53,2	77,5	81,6	87,0	95,4	98,3	99,4	99,9	100	11,3	46,8
$\vec{V}$, м/с *	0—2	51,2	67,9	71,2	79,4	85,7	91,2	94,8	95,8	97,1	11,8	45,9
	0—3	62,2	77,2	84,0	89,3	93,8	96,4	97,9	98,1	99,4	7,1	37,2

* Для $\vec{V}$ использован линейный инвариант тензора дисперсии

ют разную размерность и масштаб (амплитуды $a_1 \gg a_{k>1}$), сравнение ширины интервалов Q и R с медианой $X_{0,5}$ позволяет сопоставимо оценить интенсивность их межгодовой изменчивости. В табл. 4 приведены квантильные оценки межгодовой изменчивости дисперсионных вкладов B_k для индивидуальных компонентов и совокупного вклада k первых компонентов.

Анализ данных, приведенных в табл. 4, подтверждает выявленное ранее различие временной изменчивости T , A , с одной стороны, и P , N , $\vec{V}$ — с другой стороны. У температуры и влажности воздуха первая гармоника объясняет не менее 90 % (T) и 80 % (A) дисперсии регулярного годового хода. Различие между характеристиками изменчивости указанных параметров состоит в повышенном вкладе полугодовой гармоник для A . Суммарный вклад B_{1+2} годовой и полугодовой гармоник T и A всегда превышает 95 % общей дисперсии.

Для остальных элементов 80 %-й вклад первой гармоник реализуется только в 25 % случаев (из 72 с 1936 по 2007 г.), а 80 %-й совокупный вклад первых двух гармоник B_{1+2} — в 50 % случаев. Отметим также, что многолетний минимум B_{1+2} составляет около 30 % для P , N и около 50 % для $\vec{V}$. Вклады высших компонентов $B_{3,4}$

Таблица 5 а

Квантили X_p межгодовой изменчивости среднегодовых значений a_0 , амплитуд a_k и фаз ψ_k (месяц) компонентов Фурье годового хода T , P , A и N , интерквантильное расстояние Q и размах R в абсолютных единицах и в долях амплитуды m_k компонентов математического ожидания

Метеоэлемент	Параметр	Порядок p квантили X_p									$Q = X_{0,75} - X_{0,25}$		$R = X_{\max} - X_{\min}$	
		$X_{\min}$	$X_{0,05}$	$X_{0,10}$	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	$X_{0,90}$	$X_{0,95}$	$X_{\max}$	Q	$Q/X_{0,5}$	R	$R/X_{0,5}$
$T, \text{ }^{\circ}\text{C}$	a_0	-16,6	-15,1	-15,0	-14,0	-13,0	-12,1	-11,3	-10,9	-10,6	1,9	—	6,0	—
	a_1	17,2	18,5	19,1	19,4	20,3	21,5	22,1	22,6	23,3	2,1	0,10	6,1	0,30
	a_2	0,2	0,6	1,0	1,5	2,4	3,2	3,7	4,3	4,4	1,7	0,71	4,3	1,79
	j_1	6,9	7,0	7,1	7,2	7,3	7,4	7,5	7,5	7,5	0,2	—	0,6	—
$P, \text{ гПа}$	a_0	1011,5	1012,3	1012,6	1013,5	1014,8	1015,9	1016,8	1017,0	1018,1	2,4	—	6,6	—
	a_1	1,0	2,7	3,0	5,1	6,5	8,3	9,4	10,1	11,3	3,2	0,49	10,3	1,58
	a_2	0,7	0,8	1,0	1,5	2,3	3,1	4,1	4,4	5,9	1,6	0,70	5,2	2,2
	a_3	0,5	1,1	1,1	1,5	2,1	2,8	3,7	4,0	5,6	1,3	0,62	5,1	2,43
	a_4	0,2	0,5	0,6	1,3	2,0	2,9	4,4	5,0	5,6	1,6	0,80	5,4	2,70
	j_1	-0,8	0,3	0,5	0,9	1,3	1,7	2,1	2,3	2,6	0,8	—	3,4	—
$A, \text{ кг/м}^3 \cdot 10^4$	a_0	22	23	23	24	26	27	28	28	31	3	—	9	—
	a_1	26	27	27	29	31	32	33	34	36	3	0,09	10	0,32
	a_2	7	8	8	9	11	12	13	13	14	3	0,27	7	0,64
	j_1	7,1	7,2	7,2	7,2	7,3	7,4	7,4	7,5	7,6	1,2	—	0,5	—
	j_2	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4	1,5	1,6	1,6	1,8	0,1	—	0,7	—
	$N, \text{ балл}$	a_0	6,2	6,5	6,5	6,8	7,2	7,5	7,8	8,0	8,3	0,7	—	2,2
a_1		0,3	0,7	0,8	1,1	1,5	1,8	2,3	2,5	2,8	0,7	0,50	2,5	1,67
a_2		0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,9	1,0	1,2	0,2	0,50	1,1	2,75
a_3		0,1	0,2	0,2	0,3	0,5	0,7	1,1	1,1	1,4	0,4	0,80	1,3	2,60
a_4		0,0	0,1	0,1	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	1,1	0,3	0,75	1,0	2,50
j_1		6,1	6,6	6,9	7,2	7,7	8,0	8,5	8,6	9,6	0,8	—	3,5	—

для $P, N, \vec{V}$ в отдельные годы могут достигать от 40 до 60 %, что формирует годовой ход очень сложной формы. Таким образом, для T, A можно ограничиться годовой и полугодовой гармониками, а для $P, N, \vec{V}$ необходимо учитывать все компоненты.

Квантили межгодовой изменчивости амплитуд и фаз компонентов разложения (10) рядов $\zeta(t)_j$ на годовых отрезках приведены в табл. 5 а для T, P, A, N и в табл. 5 б – для $\vec{V}$.

Табл. 5 а показывает, что фаза годовой гармоники всех элементов и полугодовой гармоники A стабильна. Значения ψ_1 для T и $\psi_{1,2}$ для A можно считать квазипостоянными, так как размах R не превышает 0,5 месяца. Фаза ψ_1 у P и N изменяется несколько больше – в 90 % случаев в пределах 1,5 месяца, а полный размах около 3,5 месяцев. Фазы высших компонентов разложения (формула 10) подходят за исследованные 72 года все возможные значения.

Значительно сильнее изменяются амплитуды. Как и для фаз, наиболее стабильными являются амплитуды первой гармоники (a_1) всех элементов, особенно для T и A . Для остальных МЭ изменчивость a_k (особенно при $k > 1$) значительно выше. Если для годовых гармоник температуры и влажности отношение Q, R к $X_{0,5}$ составляет соответственно 0,1 и 0,3, то у давления и облачности – 0,5 и 1,5. Для $a_{k>1}$ (кроме a_2 влажности) эти отношения превышают 0,5 и 2 соответственно.

Для годовой гармоники $\vec{V}$ (табл. 5 б) форма, фаза и ориентация эллипса $\vec{m}_k(t)$ относительно стабильны, в то время как у $\vec{m}_{k>1}(t)$ они проходят за исследованный период все возможные значения. Характерные величины $\vec{m}_k(t)$ имеют существенные межгодовые вариации даже при $k = 1$, причем изменчивость малой оси $L_{2,k}$ значительнее, чем большой оси $L_{1,k}$, так что форма эллипсов χ_k для $\vec{m}_{k>1}(t)$ изменяется от сильно вытянутой до почти круговой. Эти изменения $L_{1,2,k}$ столь существенны, что в отдельные годы размеры эллипсов $\vec{m}_1(t)$ и $\vec{m}_{k>1}(t)$ могут оказаться сопоставимыми.

Таким образом, подтверждается положение о ведущей роли амплитудной модуляции в МС. Межгодовые вариации формы годового хода и непостоянство распре-

Таблица 5 б

Квантили X_p межгодовой изменчивости модуля и направления среднегодовых значений скорости ветра и параметров компонентов годового хода, интерквартильное расстояние Q и размах R в абсолютных единицах и в долях амплитуды компонентов математического ожидания

Параметр	k	Порядок p квантили X_p									$Q = X_{0,75} - X_{0,25}$		$R = X_{\max} - X_{\min}$	
		$X_{\min}$	$X_{0,05}$	$X_{0,10}$	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	$X_{0,90}$	$X_{0,95}$	$X_{\max}$	Q	$Q/X_{0,5}$	R	$R/X_{0,5}$
Модуль	0	0,8	1,2	1,3	1,6	1,9	2,4	2,8	3,1	3,5	0,8	—	2,7	—
Направление		211	218	219	232	240	248	259	262	311	16	—	100	—
$L_{1,k}$	1	1,8	2,1	2,3	2,6	3,1	3,6	4,0	4,5	5,8	1,0	0,33	4,0	1,29
$L_{2,k}$		0,02	0,03	0,03	0,2	0,3	0,3	0,5	0,6	0,8	0,2	0,67	0,8	2,67
χ_k		<0,01	0,01	0,01	0,05	0,08	0,1	0,2	0,2	0,2	0,07	—	0,3	—
b_k		17	25	26	34	42	49	60	63	64	15	—	47	—
j_k		5,4	5,8	5,8	6,1	6,5	6,8	7,1	7,4	7,9	0,7	—	2,5	—
$L_{1,k}$	2	0,3	0,5	0,6	0,7	1,0	1,2	1,7	1,9	2,1	0,5	0,50	1,7	1,70
$L_{2,k}$		0,02	0,03	0,04	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,2	1,00	0,7	3,50
$L_{1,k}$	3	0,2	0,3	0,4	0,6	0,9	1,2	1,5	1,6	2,0	0,6	0,75	1,8	2,00
$L_{2,k}$		<0,01	0,02	0,02	0,07	0,2	0,3	0,4	0,5	0,8	0,2	1,00	0,9	4,50
$L_{1,k}$	4	0,2	0,4	0,5	0,6	0,9	1,1	1,5	1,6	2,2	0,5	0,56	1,9	2,11
$L_{2,k}$		0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,3	0,6	0,6	0,8	0,2	1,00	0,8	4,00

деления экстремумов по месяцам [7], мало заметные у T , A и значительные у других элементов, связаны с изменчивостью спектрального состава годового хода (табл. 4).

Анализ рядов параметров $a_k(t_j)$, $\psi_k(t_j)$ разложения (формула 10) рядов $z(t_j)$ на годовых отрезках не выявил, как и в рядах среднемесячных данных, проанализированных в работе [7], заметных трендов для всех МЭ, кроме N . На рис. 3 *a* для N приведены графики рядов среднегодовых значений, амплитуды и фазы годовой гармоники, а также дисперсионного вклада годовой гармоники и ее обертонов в результирующий годовой ход. Облачность в среднем за год имеет тенденцию к увеличению, при этом происходит ослабление годового хода. Для фазы следует отметить увеличение дисперсии после 1975 г. В течение 1936–2007 гг. усложняется форма годового хода — происходит уменьшение вклада годовой гармоники в результирующий годовой ход, которое компенсируется увеличением вклада его 1/3- и 1/4-годовых обертонов.

В работе [1] для пространственно осредненной в высоких и умеренных широтах температуры приземного слоя воздуха была обнаружена отрицательная корреляция среднегодовых значений и амплитуды годовой гармоники. Было высказано предположение, что этот феномен объясняется годовым ходом дисперсии. Действительно, пусть имеем в январе отрицательную аномалию T . Тогда a_0 уменьшается, a_1 возрастает и корреляция $r_{a_0 a_1} < 0$. По аналогичному рассуждению летние аномалии приводят к $r_{a_0 a_1} > 0$. Если бы годового хода дисперсии не было, то в целом за год $r_{a_0 a_1} \cong 0$, но поскольку $D(t)$ зимой больше, чем летом, то $r_{a_0 a_1} < 0$, хотя и $|r_{a_0 a_1}| < 1$. Тогда допустимы следующие предположения о знаке, величине и способе расчета $r_{a_0 a_1}$.

1. Причиной $r_{a_0 a_1} \neq 0$ является годовой ход $\sigma(t)$. Если кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ синфазны, то $r_{a_0 a_1} > 0$ и наоборот. Согласно рис. 2 *a* для T и N следует ожидать $r_{a_0 a_1} < 0$, а для P и A — $r_{a_0 a_1} > 0$.

2. Модуль $|r_{a_0 a_1}|$ увеличивается с ростом размаха $\sigma(t)$ и при прочих равных условиях больше у тех МЭ, для которых форма кривых $m(t)$ и $\sigma(t)$ близка к косинусоиду с годовым периодом. Наиболее сильную корреляцию следует ожидать для A и для T .

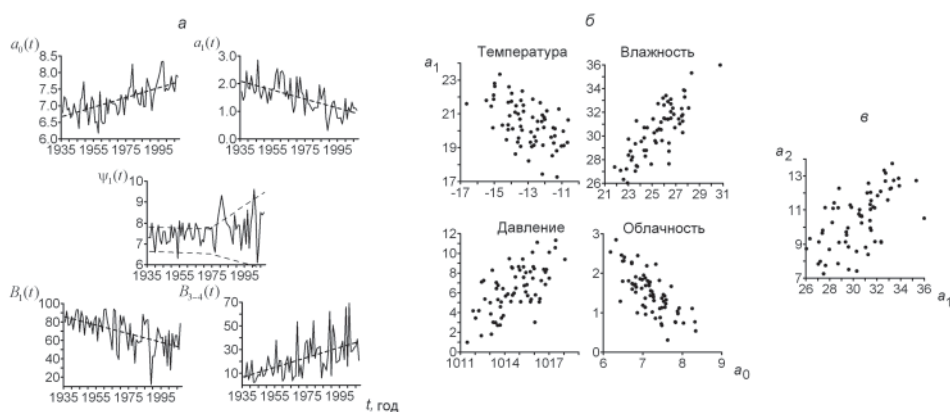


Рис. 3. Характеристики временной изменчивости облачности (*a*) и сопряженность (*b*, *v*) оценок ежегодных компонентов годового хода основных метеорологических элементов

a — по оси ординат, a_0 — среднегодовые значения, a_1 , ψ_1 — амплитуда и фаза годовой гармоники, B_1 , B_{3-4} — дисперсионный вклад годовой гармоники и суммарный дисперсионный вклад 3-й и 4-й гармоник; *b* — сопряженность среднегодовых значений и амплитуд годовой гармоники МЭ; *v* — сопряженность амплитуд годовой и полугодовой гармоник влажности воздуха

Корреляция среднегодовых значений и амплитуды годовой гармоники

Годовой цикл	Метеоэлемент			
	T	P	A	N
Январь—декабрь	-0,53	+0,62	+0,80	-0,74 (-0,56)*
Август—июль	-0,73	+0,65	+0,62	-0,70

* Для облачности оценки получены по исходным данным и по аномалиям относительно тренда (в скобках)

3. Оценки a_0 и a_1 получены по годовым циклам, начинающимся в январе, т.е. искусственный разрыв непрерывного процесса помещен в максимум дисперсии T и в минимум дисперсии A . Можно ожидать, что оценки по году с 1 июля дадут увеличение $|r_{a_0 a_1}|$ для T и уменьшение для A .

Графики зависимости на рис. 3 б и оценки $r_{a_0 a_1}$ в табл. 6 полностью подтверждают сделанные предположения и в этом смысле не нуждаются в дополнительном комментарии. Отметим лишь, что сильная (около 0,75) корреляция для облачности в значительной степени обусловлена трендом. Корреляция для скорости ветра $r_{\downarrow}$ (в табл. 6 не приводится) определена для взаимно коллинеарных составляющих вектора $\vec{m}_0(t)$ и большой оси эллипса $\vec{m}_1(t)$; $r_{\downarrow} = 0,65$.

Корреляция между компонентами годовой гармоник ($k = 1$) и высших гармоник ($k > 1$), а также между компонентами различных МЭ (T , P и др.) не обнаружена. Единственное исключение — положительная (около 0,6) корреляция амплитуд годовой и полугодовой гармоник влажности — рис. 3 в. Это означает, что при довольно сильной межгодовой изменчивости каждого из этих параметров (особенно a_2 — см. табл. 5 а) имеется тенденция к сохранению формы кривой годового хода, так как в большинстве случаев a_1 , a_2 одновременно увеличиваются или уменьшаются.

Формула (10) позволяет восстанавливать годовой ход по компонентам $a_k(t_j)$, $\psi_k(t_j)$. Согласно табл. 3, 4 для воспроизведения основных особенностей достаточно использовать годовую и полугодовую гармоники и лишь для уточнения аномальных (по сложности формы) кривых в j -го года требуется учет компонентов более высокого порядка. Результаты аппроксимации в настоящей статье не приводятся, так как эта операция нужна не столько для описания климатической изменчивости, сколько для моделирования.

ВЫВОДЫ

1. Анализ многолетней изменчивости характеристик климата в районе ГМО Тикси указывает на ключевую роль годовой ритмики, одним из основных проявлений которой является годовой ход среднемесячных значений. Для описания годового хода температуры воздуха T , атмосферного давления P , абсолютной влажности A , общей облачности N и скорости ветра $\vec{V}$ использована модель периодически коррелированного случайного процесса ПКСП, позволяющая учесть регулярные колебания — средний многолетний годовой ход $m(t)$ и стохастическую изменчивость параметров годовых циклов — модуляционная составляющая межгодовой изменчивости МС.

2. Оценки всех вероятностных характеристик указывают на различия изменчивости T , A с одной стороны и P , N , $\vec{V}$ с другой стороны. Наиболее сильным и одновременно наиболее регулярным является годовой ход T и A , который объясняет более 85 % дисперсии среднемесячных значений, более 9/10 из которых приходятся на $m(t)$. Основным проявлением МС у T и A является амплитудная модуляция. Годовой ход P , N , $\vec{V}$ объясняет около 50 % дисперсии среднемесячных значений, которые распределяются между $m(t)$ и МС примерно поровну. При этом МС проявляется более сложно — помимо АМ, важны фазовая модуляция, изменчивость формы кривых годовых циклов и нере-

гулярные флуктуации. Для этих МЭ дисперсия межгодовой изменчивости, обусловленная годовым ходом (МС), многократно превосходит дисперсию среднегодовых значений (АС).

3. Годовой ход проявляется не только в среднем, но и в межгодовой изменчивости. Кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ различаются между собой и между различными МЭ не только количественно — размерами и фазой, но и качественно — по форме. У всех элементов в $m(t)$ и $\sigma(t)$ явно преобладает колебание с периодом 12 месяцев, при этом для A существенна асимметрия кривых $m(t)$ и $\sigma(t)$, а для P , $\vec{V}$ и особенно для N — процессы внутрисезонного масштаба. Максимум $m(t)$ и $\sigma(t)$ всегда приходится на основные сезоны: на зиму — $m(t)$ для P , $\sigma(t)$ — для T , P , N или на лето — $m(t)$ для T , A , N , $\sigma(t)$ для A . Кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ синфазны у P , A и противофазны у T и N .

4. Для количественного описания $m(t)$ и $\sigma(t)$ использован компонентный метод в терминах оценок амплитуд и фаз гармоник Фурье годового хода вероятностных характеристик. Проведенный анализ показал, что для описания наиболее общих особенностей изменчивости достаточно учесть годовую и полугодовую гармоники, а для уточнения — дополнительно гармонику с периодом 4 месяца для N и с периодом 3 месяца для $\vec{V}$. В то же время для характеристики индивидуальных годовых циклов нужны все 4 гармоники.

5. Для уточнения свойств МС использованы ряды компонентов Фурье на годовых отрезках. Такое представление особенно ярко подчеркивает различие между T , A и P , N , $\vec{V}$. Если для описания МС для T , A достаточно учесть только амплитуды годовой и полугодовой гармоник, то для МС P , N и $\vec{V}$ нужен учет амплитуд и фаз всех компонентов. В рядах межгодовой изменчивости амплитуд и фаз всех элементов, кроме N , не обнаружено однонаправленных тенденций. Облачность в среднем за год имеет тенденцию к увеличению, при этом происходит ослабление годового хода, а у фазы после 1975 г. усиливается дисперсия и происходит усложнение формы годового хода.

Вторым важным компонентом годовой ритмики является сезонная модуляция синоптических процессов, частично рассмотренная в работе [7]. Этому будет посвящена следующая статья настоящего цикла работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Рожков В.А. Закономерности годовой ритмики и межгодовой изменчивости температуры воздуха в высоких и умеренных широтах Северного полушария // Известия РГО. 1998. Т. 130. Вып. 3. С. 34–41.
2. Бельшиев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
3. Боков В.Н., Бухановский А.В., Иванов Н.Е., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Пространственно-временная изменчивость поля ветра в умеренных широтах Северного полушария // Известия РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 170–181.
4. Боков В.Н., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Оценки межгодовой изменчивости скорости ветра над морем // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. С. 253–259.
5. Драган Я.П., Рожков В.А., Яворский И.Н. Методы вероятностного анализа ритмики гидрометеорологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 319 с.
6. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Т. 1. М.: Финансы и статистика, 1986. 366 с.
7. Иванов Н.Е., Макштас А.П., Шутилин С.В., Гунн Р.М. Многолетняя изменчивость характеристик климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 24–41.
8. Иванов Н.Е., Рожков В.А. Климатическая изменчивость скорости ветра // Известия РГО. 1997. Т. 129. Вып. 3. С. 76–78.

9. Иванов Н.Е., Рожков В.А. Компонентное описание ритмики гидрометеорологических процессов // Вестник СПбГУ. 1996. Серия 7. Вып. 2 (№ 14). С. 66–79.
10. Лагун В.Е., Иванов Н.Е., Яговкина С.В. К вопросу о потеплении в районе Антарктического полуострова // Problemy klimatologii polarnej. 2006. № 16. Р. 23–45.
11. Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Прогресс-Погода, 1996. 559 с.

N.E.IVANOV, A.P.MAKSHTAS, S.V.SHUTILIN

LONG-TERM VARIABILITY OF CLIMATE CHARACTERISTICS IN THE AREA OF TIKSI HYDROMETEOROLOGICAL OBSERVATORY. PART 2. SEASONAL VARIABILITY

Based on the created by the Arctic and Antarctic Research Institute and Tiksi Branch of Yakutian Administration of Roshydromet electronic archive of standard meteorological observations, executed on the polar station Tiksi since August 1932 until December 2007, the peculiarities of seasonal variability of air temperature, atmospheric surface pressure, absolute humidity, tenth of total cloudiness and wind velocity had been analyzed. The model of periodically correlated stochastic processes had been used for analysis. The main attention is placed to comparison of regular seasonal variability and interannual variations of its characteristics in the parametrical form.

Keywords: hydrometeorological observatory Tiksi, air temperature, atmospheric pressure, absolute humidity, wind velocity, cloudiness, seasonal variability, additive and modulation components of interannual variability.

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕНИИ МНОГОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX—НАЧАЛЕ XXI ВВ.

канд. геогр. наук *И.В.БУЗИН*

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

В работе содержится анализ случаев распространения многолетних льдов в Баренцевом море за период 1955–2007 гг. Для этой цели анализировались хранящиеся в ААНИИ комплексные ледовые карты, построенные по данным авиационных ледовых разведок и спутниковых изображений.

Рассматривались случаи проникновения таких льдов южнее 78°с.ш., фиксировались координаты кромок зон их распространения, информация об их частной сплоченности и размерах ледяных полей. Полученная информация использовалась для отображения пространственного и временного хода сплоченности и размеров полей этих льдов, а также получения вероятностных оценок их распространения в Баренцевом море.

Ключевые слова: Баренцево море, многолетние льды, распространение, сплоченность, размеры полей.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

Распределение старых льдов (к которым относятся многолетние льды) в Баренцевом море определяется характером его ледообмена с Арктическим бассейном и Карским морем. В течение всего года основной поток старых льдов поступает в Баренцево море из Арктического бассейна через пролив между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и распространяется Восточно-Шпицбергенским и Медвежинским течениями на юго-запад моря. Второй, менее значительный по площади поток старых льдов выносится из Карского моря течением Макарова [2, 3, 13, 15]. В период сезонного максимума (весна) многолетние льды, как правило, распространяются узкой зоной вдоль восточных берегов архипелага Шпицберген и южнее ЗФИ [10]. Приведенная схема отражает средние многолетние условия, однако, как будет показано позднее, в тяжелые в ледовом отношении сезоны распространение многолетних льдов происходит под действием дополнительных механизмов и отмечается на большей акватории.

В работе [6] получены оценки возрастного состава ледяного покрова в отдельных частях Баренцева моря на конец мая. Согласно этому источнику, многолетние льды наблюдаются в западной и северо-восточной частях моря (1,7 % и 0,6 % соответственно). По оценкам Миронова [10], на период сезонного максимума (апрель) многолетние льды составляют до 10 % площади всех льдов. Из приведенных оценок следует, что площадь многолетних льдов в Баренцевом море незначительна. Однако знание об их количестве, сплоченности и распространении важны для учета рисков эксплуатации и выбора типов добывающих платформ для освоения Штокмановского, Адмиралтейского, Пахтусовского и ряда других месторождений баренцевоморского шельфа.

По данным Винье [16], использовавшего короткий ряд наблюдений (1970–1981 гг.), двухлетний и многолетний лед хотя и наблюдается в конце периода таяния на севере западной части Баренцева моря, однако редко распространяется южнее о. Надежды. Это утверждение не вполне соответствует данным российской

ледовой разведки за длительный период (архивы ледовых карт ААНИИ и МУГМС), показывающим, что вынос многолетних льдов в более южные районы – к о. Медвежий является достаточно распространенным явлением. В работе [14] было установлено, что при устойчивом северо-восточном воздушном переносе двухлетние льды карского происхождения обычно дрейфуют по высокоширотной трассе первоначально в широтной зоне $79^{\circ} 30' - 76^{\circ} 30'$ с.ш. и выносятся в генеральном юго-западном направлении западнее меридиана 40° в.д. Позднее в работе [18] было показано, что в предшествующие тяжелым ледовым сезонам осенние периоды в Карском районе Баренцева моря, и чаще всего в проливе Макарова, отмечалось наличие двухлетних льдов, при этом их сплоченность в отдельные годы достигала 7–9 баллов. В весенне-летний период выбранных ледовых сезонов двухлетние карские льды почти регулярно встречались в виде включений до 2–3 баллов среди однолетних средней толщины и толстых льдов. Причем в июне–июле 1999 и 2003 гг. в проливе Макарова отмечалось до 4–6 баллов двухлетних льдов, толщиной до 250 см.

Вышеперечисленные примеры показывают, что многолетние льды встречаются в основном в северных районах Баренцева моря и редко распространяются южнее 76° с.ш. Однако в отдельные годы отмечаются исключения, подтвержденные архивными данными, результатами моделирования и экспедиционными наблюдениями. Следует отметить модельный эксперимент по расчету дрейфа ледяного покрова в отдельные экстремально тяжелые в ледовом отношении годы (1966, 1979 и 1998 гг.). Целью данной работы было получение вероятностных оценок транзита тяжелых льдов и айсбергов в район ШГКМ [11]. Начальное распределение льда при модельных расчетах соответствовало реальным параметрам ледяного покрова по данным обзорных ледовых авиаразведок (1966 и 1979 гг.) и спутниковых наблюдений (1998 г.). Расчеты показали, что при определенных условиях проникновение двухлетних льдов возможно до широты 75° с.ш.

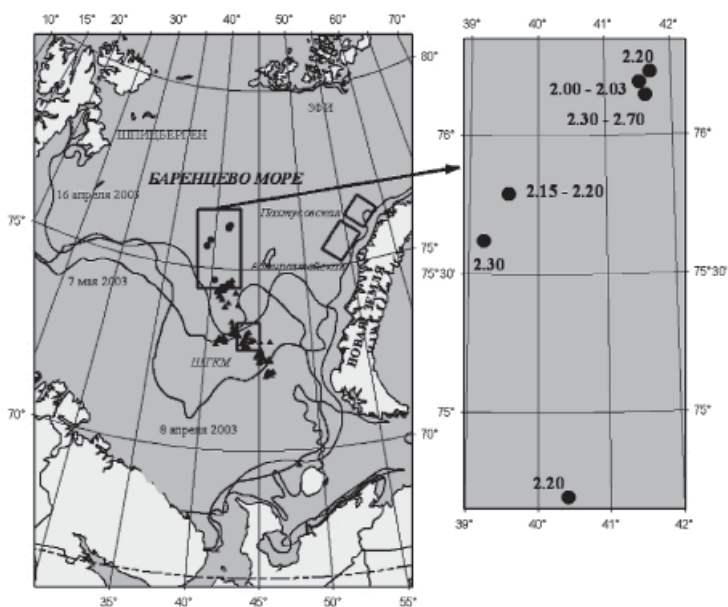


Рис. 1. Расположение станций с двухлетним льдом в экспедиции «Штокман–Зима-2003»; на фрагменте справа – толщины ровного двухлетнего льда

В левой части рисунка показаны кромки льда (данные ЦЛГМИ, ААНИИ), а также положения айсбергов по экспедиционным данным

Реалистичность подобных оценок была подтверждена развитием ледовых условий в зиму 2002/03 г. [8, 12]. Во время экспедиционных исследований на НЭС «Михаил Сомов» в центральной части Баренцева моря были обнаружены в виде включений (2 балла) в полях сморози с однолетними льдами обломки ледяных полей и крупнобитые двухлетние льды, толщина которых составила 180–240 см (рис. 1). Все обследованные в ходе экспедиции 2003 г. торосы (20 торосов), сочетали в своем строении включения двухлетнего льда и нагромождение обломков однолетнего. Эти ледовые образования имели характерные особенности («сглаженность» подводной части, высокий коэффициент заполнения, мощность консолидированного слоя, повышенная прочность образцов льда), существенно отличающие их от однолетнего баренцевоморского льда [7, 12].

Все вышеизложенное показывает, что в Баренцевом море эпизодически встречаются многолетние льды, и в отдельных случаях они могут пересекать 75° с.ш. Возможность появления таких льдов в районах, примыкающих к Штокмановскому ГКМ, Адмиралтейскому и Пахтусовскому месторождениям, существенно увеличивает риски потенциального воздействия ледяного покрова на добывающие комплексы, планируемые к установке на их акваториях. Однако приведенные выше сведения являются фрагментарными и явно недостаточными для получения более полного представления о распространении многолетних льдов в Баренцевом море. С этой целью был проведен более подробный анализ обширного архивного материала наблюдений за ледяным покровом.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ АРХИВНЫЕ ДАННЫЕ И ВЫБОР ИСХОДНОЙ ИНФОРМАЦИИ

Основными исходными материалами для данного исследования были хранящиеся в ААНИИ комплексные ледовые карты, обобщающие результаты ледовой авиаразведки в западном секторе Российской Арктики. Дискретность этих карт составляет 7–10 дней. Предыдущий опыт работы с аналогичными исходными материалами показал, что достаточно надежная и полная ледовая информация, включающая сведения о положении кромки льдов и характеристиках ледяного покрова (состав и возраст льдов, сплоченность, размеры, торосистость), по району Баренцева моря доступна со второй половины 1950-х гг. XX в. [18]. До-

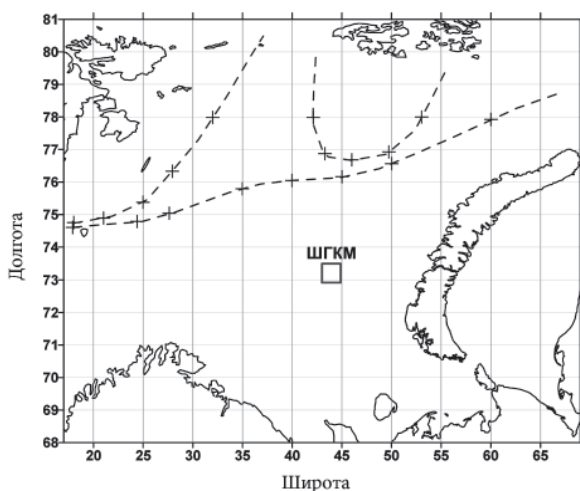


Рис. 2. Пример наиболее типичных случаев распространения многолетних льдов за рассматриваемый период, а также варианты расположения точек выбора информации (координаты границ зон включения (распространения) многолетних льдов)

полнительно в ходе сбора данных был привлечен архив карт авиатермосъемки (с наличием сведений о характеристиках ледяного покрова) Баренцева моря за период 1965–1990 гг., хранящийся в Мурманском УГМС.

Необходимо подчеркнуть специфичность сведений, получаемых с помощью ледовой авиаразведки. Во-первых, ледовая разведка выполнялась по системам галсов, расстояние между которыми могло достигать несколько сотен километров. Полученные таким образом первичные результаты интерполировались, и на их основе строились комплексные ледовые карты. Вторым важным моментом является то, что в зимние месяцы (вторая половина октября – первая половина февраля – т.е. в период полярной ночи) авиаразведки, как правило, не проводились. В летние месяцы (период разрушения ледяного покрова и отступления кромки льда) регулярность проведения авиаразведок обуславливалась наличием ледяного покрова на акватории Баренцева моря. С 1992 г. комплексные ледовые карты в ААНИИ составляются на основе только спутниковых данных, поэтому сведения о ледяном покрове с включением многолетних льдов за два последних десятилетия имеют одинаковую дискретность внутри года и наилучшую полноту. В качестве важной особенности следует отметить, что на протяжении порядка 50 рассмотренных лет несколько раз менялись обозначения возрастных и размерных характеристик ледяного покрова, что существенно затрудняло работу с исходным материалом.

Перечисленные материалы были использованы для выбора информации о наиболее южном положении зон включений (зон распространения) многолетних льдов. Такой подход обусловлен необходимостью использования собранного материала для последующих оценок распространения многолетних льдов в терминах вероятности. В связи с интересом к ШГКМ, Адмиралтейской и Пахтусовской структурам, рассматривались только те случаи, когда двухлетние и многолетние льды отмечались южнее 78° с.ш. (при этом предполагалось, что севернее этой широты наличие таких льдов является нормальным явлением). Во время выбора исходной информации были выявлены два наиболее типичных варианта распространения многолетних льдов – две отдельные области (восточнее Шпицбергена и южнее ЗФИ) или одна область, простирающаяся от района о. Медвежий в северо-восточном направлении до меридиана мыса Желания (рис. 2). Указанная особенность находится в хорошем соответствии с приведенными выше сведениями о распространении многолетних льдов в Баренцевом море.

Координаты кромок снимались таким образом, чтобы как можно более точно передать границы областей распространения двухлетних и многолетних льдов. При этом в случае наличия монотонной южной границы зоны многолетних льдов координаты кромки привязывались к стандартным меридианам (30° , 35° , 40° , 45° , 50° в.д.) (рис. 2). Безусловно, собранная таким образом информация о координатах кромок – несколько субъективна (поскольку не основана на регулярной сетке), однако позволяет достаточно подробно, на наш взгляд, отразить границы распространения многолетних льдов за каждую декаду. В большинстве случаев внутри оконтуренных таким образом областей находились многолетние льды, как правило, большей сплоченности и представленные более крупными размерами ледяных полей. Кроме координат кромок (зон распространения), дополнительно фиксировалась информация о дате обнаружения, общей сплоченности ледяного покрова в конкретной точке, частной сплоченности многолетних льдов и размерах его полей (крупнобитый лед, обломки ледяных полей и большие поля). Всего для анализа была привлечена информация о 838 точках, описывающих границы распространения (зоны) многолетних льдов южнее 78° с.ш. за период 1955/1956–2006/2007 гг. Информация о собранном материале (количество ледовых разведок с фиксацией многолетних льдов и количество отснятых точек) приведена на рис. 3. Для дальнейшей обработки массивы сведений о сплоченности и размерах ледяных полей разбивались

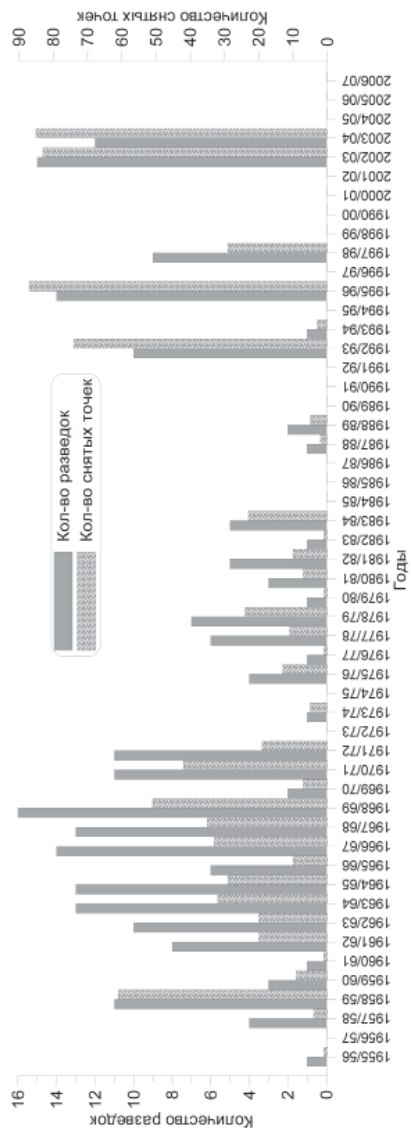


Рис. 3. Информация о количестве ледовых разведок с фиксацией многолетних льдов южнее 78° с.ш. в Баренцевом море и количестве отснятых точек (координаты зон распространения многолетних льдов) за рассмотренные годы

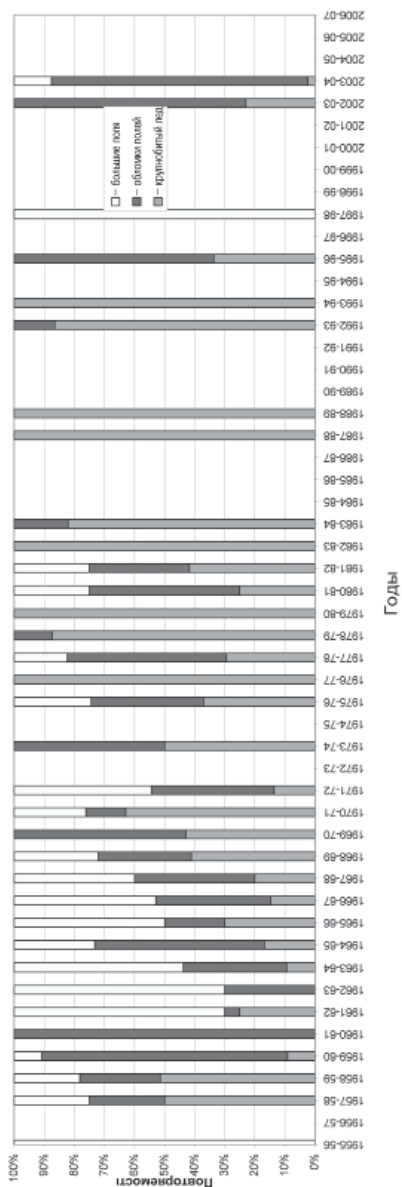


Рис. 4. Относительная частота различных размеров полей многолетнего льда в Баренцевом море за рассматриваемый период

на три градации каждый. Для сплоченности первую градацию составили сплоченные (7–8 баллов) и очень сплоченные (9 баллов) льды, вторую градацию – разрезанные (4–6 баллов) льды и третью градацию – редкие (1–3 балла) льды.

Для размеров полей такими градациями стали «большие поля» (0,5–2 км), «обломки полей» (100–500 м) и «крупнобитый лед» (20–100 м) [9].

МЕЖГОДОВОЙ И СЕЗОННЫЙ ХОД ХАРАКТЕРИСТИК МНОГОЛЕТНИХ ЛЬДОВ

Как видно из рис. 3, наиболее часто за рассматриваемый период многолетние льды проникали южнее 78° с.ш. в 1960-х гг. Важной особенностью является то, что, по сравнению с другими годами, они отмечались на акватории Баренцева моря в течение всего ледового периода – от начала ледообразования до момента сезонного минимума.

Определение вклада каждой из градаций сплоченности и размеров полей показывает следующее. Доля градации сплоченности «7–9 баллов» составляет 1,9 %, а градаций «4–6 балла» и «1–3 балла» – 12,8 % и 85,3 % от общего количества исходных точек. Вклад градации «большие поля» равен 21,2 %, градации «обломки полей» – 42,8 %, а градации «крупнобитый лед» – 36,0 % соответственно. Как видно из этих соотношений, в абсолютном большинстве случаев границы зон распространения многолетних льдов представлены льдом малой сплоченности (1–3 балла). Тем не менее даже при преобладании низких значений сплоченности основными формами ледяных полей являлись «обломки полей» и «большие поля» – т.е. льдины с размерами от 100 до 2000 м. Этот факт важен для учета рисков воздействия многолетних льдов на гидротехнические сооружения.

Собранные сведения о размерах полей многолетнего льда позволяют получить общее представление о межгодовом и внутригодовом ходе этого параметра. Многолетний ход каждой размерной градации представлен на рис. 4. Как видно из рисунка, наибольшая частота присутствия больших ледяных полей в Баренцевом море южнее 78° с.ш. отмечалась в период 1961–1972 гг. и составляла от 23 % до 70 %. Это говорит о том, что в период происходившего в 1960-х гг. похолодания имело место не только количественное (больше льда старших возрастных градаций), но и качественное изменение (увеличение доли больших полей) ледяного покрова в Баренцевом море. Этот факт может служить хорошей иллюстрацией к возможным сценариям изменения климата и ледовой обстановки на период эксплуатации Штокмановского ГКМ и других месторождений. В период 1983–1996 гг. большие поля южнее 78° с.ш. в Баренцевом море не отмечались и многолетние льды были представлены в основном крупнобитым льдом (1983–1994 гг., > 80 %) и обломками полей (1996 г., 66 %). Преобладание больших полей в 1955–1956 гг. и 1997–1998 гг. объясняется малым количеством наблюдений (1956 г.) и присутствием многолетних льдов только на самом севере рассматриваемой акватории в 1998 г.

Попытаемся выявить климатические тенденции распространения многолетних льдов в Баренцевом море. Известно, что 1960-е гг. характеризовались значительным увеличением ледовитости как Баренцева моря, так и всего Северо-Европейского бассейна. Результаты работы [5] демонстрируют, что средние поля атмосферного давления и температуры воздуха в Арктике в «холодный период» (1963–1969 гг.) заметно отличаются от аналогичных полей предшествующего ему «теплого периода» (1954–1960 гг.). Как видно из рис. 5 а, изменение атмосферного давления (его понижение) от «теплого» к «холодному» периоду создает условия для усиления выноса льдов из Арктического бассейна в Гренландское и Баренцево моря, но ослабляет их вынос на север из Карского моря.

Результаты численного моделирования климатических изменений ледяного покрова Карского моря, опубликованные в работе [1], показывают, что в «холодный» период усиливается также течение Макарова, огибающее ЗФИ с востока и юга и способствующее увеличению количества льда на северо-западе Карского и северо-востоке Баренцева морей. Изменения циркуляции атмосферы в 1960-х гг. сопровождалась значитель-

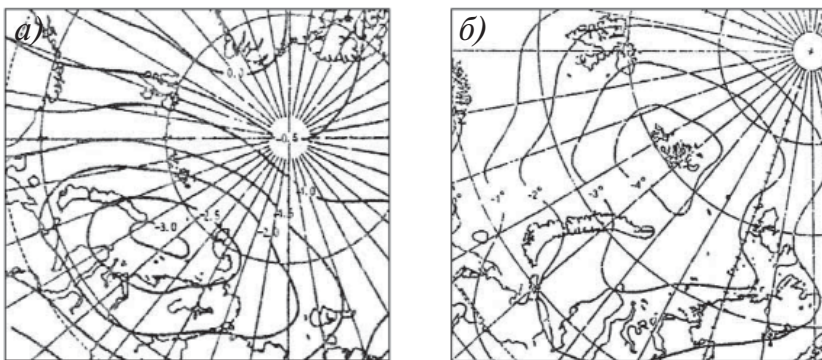


Рис. 5. Разность среднегодового атмосферного давления на уровне моря между «холодным» и «теплым» периодами (в гПа) (а) и разность среднезимней температуры воздуха между «холодным» и «теплым» периодами (б) [5]

ным понижением температуры воздуха в зимний период — средняя зимняя температура в «холодный» период понизилась на севере Баренцева моря более чем на 4 °С (рис. 5 б). В летнее время также отмечалось понижение температуры воздуха, однако на меньшие величины (0,5–1,0 °С). Низкий фон температуры воздуха в «холодный» период способствовал усиленному нарастанию льда зимой и ослабленному таянию летом, что совместно с выносом более мощных льдов из Арктического бассейна привело к повышению ледовитости приатлантической Арктики в период 1960-х гг. [5]. Показательно, что при этом в Баренцевом море южнее 78 °с.ш. в течение практически всего года (с сентября по август) отмечались старые льды — как двухлетние местного образования, так и многолетние — вынесенные из Арктического бассейна.

На рис. 6 приведены сведения об апрельской ледовитости Баренцева моря и наиболее южных положениях кромки многолетних льдов за ледовый сезон по архивным данным. Качественный анализ сглаженных значений, построенных с помощью трехточечного скользящего среднего, показывает определенную сопряженность между этими характеристиками. Как видно из рисунка, повышенная ледовитость и

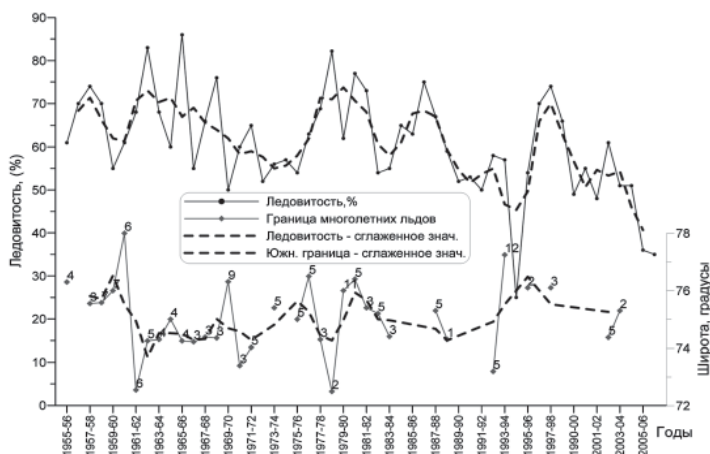


Рис. 6. Апрельская ледовитость Баренцева моря (%) и наиболее южные положения кромки многолетних льдов в Баренцевом море за ледовый сезон (цифрами обозначены номера месяцев, когда они отмечались)

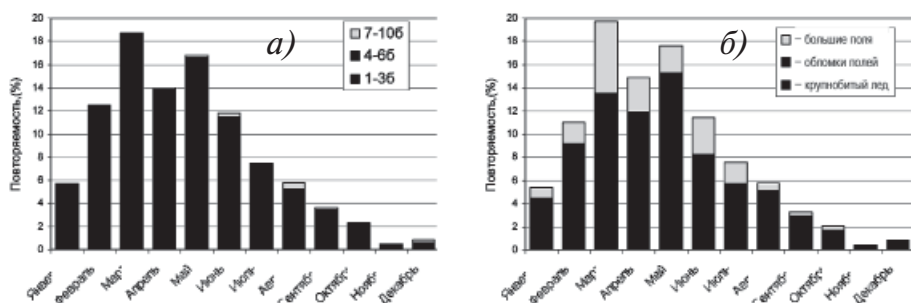


Рис. 7. Внутригодовое распределение сплоченности (а) и форм (размеров) (б) многолетнего льда

вынос многолетних льдов в южном направлении находятся в противофазе и, следовательно, могут объясняться одними и теми же причинами. Это справедливо со второй половины 1950-х гг. до второй половины 1980-х гг., когда число фиксаций многолетних льдов в Баренцевом море начинает снижаться (что может свидетельствовать о климатических изменениях, затронувших приатлантическую Арктику).

Можно вполне обоснованно предположить, что наличие многолетних льдов в Баренцевом море и их вынос южнее 78° с.ш. объясняются действием двух основных факторов – «местного» и «транзитного». «Местным» фактором можно, очевидно, признать наличие остаточных льдов в северных районах Баренцева моря, которые автоматически становятся двухлетними после 31 декабря (например, 1960-е гг.). К «транзитному» фактору следует отнести вынос двухлетних и многолетних льдов из Арктического бассейна и Карского моря при определенных типах циркуляции (продолжительные воздушные переносы с северной и северо-восточной составляющими – см. [18]), формирующих аномально отрицательный температурный фон и интенсификацию течений Макарова и Центральное (например, 1960-е гг., ледовый сезон 2002/03).

Внутригодовой ход сплоченности и размеров полей многолетних льдов представлен на рис. 7. Как видно из этого рисунка, в сезонном ходе количества фиксаций многолетних льдов в Баренцевом море южнее 78° с.ш. присутствует четко выраженный сезонный максимум, наблюдающийся с марта по май. При этом наибольшая повторяемость больших полей и обломков полей отмечается в марте

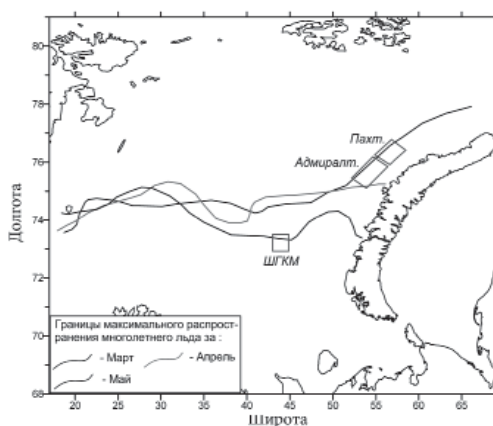


Рис. 8. Границы экстремального распространения многолетних льдов любых размеров и сплоченности на период их максимального распространения в Баренцевом море

(6,2 % и 9,6 %), а крупнобитого льда — в мае (9,7 %). Следует, тем не менее, еще раз отметить, что на протяжении всего года преобладающей градацией сплоченности являются «редкие льды» (1–3 балла).

Выделенный сезонный максимум отмечается в период наибольшего развития ледяного покрова в Баренцевом море (март–май, с максимумом в апреле) и находится, таким образом, в хорошем соответствии с представлениями о ледовом режиме моря. Наблюдаемый минимум фиксаций многолетних льдов (ноябрь–декабрь) может быть объяснен сокращением полетов ледовой разведки в период полярной ночи.

Массив координат многолетних льдов в Баренцевом море позволяет построить карты их экстремального распространения в каждый месяц. На рис. 8 приведены границы экстремального распространения многолетних льдов любых размеров и сплоченности на период их максимального распространения (март, апрель, май); границы проведены по наиболее южным точкам из всех зафиксированных.

Как видно из рис. 8, в период сезонного максимума своего развития многолетние льды различной сплоченности и размеров могут широко распространяться в Баренцевом море, достигая акватории Штокмановского ГКМ. Очевидно, что возможность проникновения многолетних льдов в район ШГКМ должна быть учтена при расчете ледовых нагрузок на добывающий комплекс, проектируемый для этого месторождения.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Анализ массива положений кромок многолетних льдов показывает, что наиболее южные границы их проникновения в каждый год за период 1955–2007 гг. отмечались в зоне от 18° до 69° в.д. (т.е. фактически во всем Баренцевом море). Однако следует подчеркнуть преобладание случаев продвижения кромок многолетних льдов в западной части моря. Рассматривая случаи наиболее южного проникновения многолетних льдов в каждый год, можно отметить, что значение медианы долготы составляет 29° 15' в.д., что свидетельствует об основном вкладе «языка» многолетних льдов в районе Восточно-Шпицбергенского и Медвежинского течений.

Из рис. 3 видно, что в 34 из 52 ледовых сезонов (1955/56–2006/07 гг.) многолетние льды наблюдались южнее 78° с.ш. Вероятность появления многолетнего льда южнее 78° с.ш. можно определить как отношение количества лет с многолетним льдом (южнее 78° с.ш.) к периоду наблюдений. Данная величина равна $p_n = 0,6538$. На рис. 9 представлено распределение многолетнего льда по широте южной границы его появления [4]. Поскольку распределение ограничено 78-й параллелью, то появле-

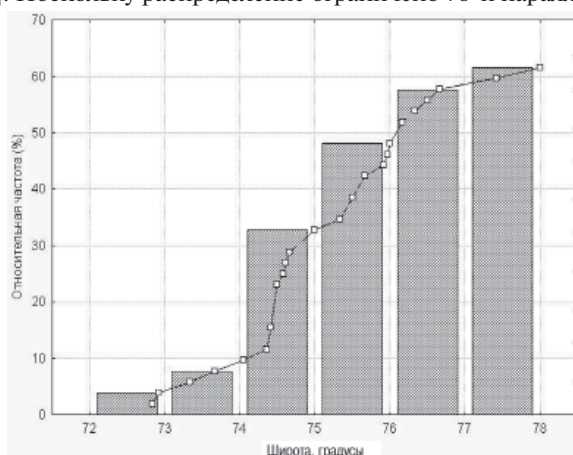


Рис. 9 Распределение многолетнего льда по широте в Баренцевом море

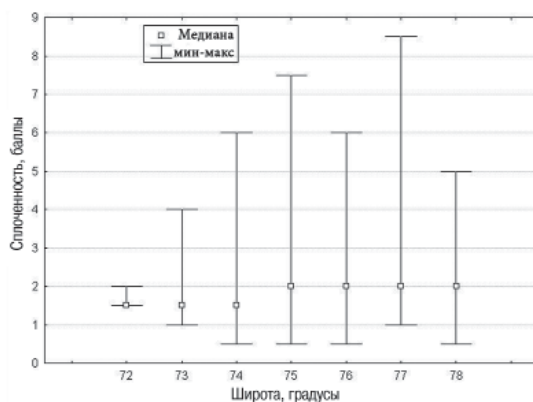


Рис. 10. Зависимость парциальной сплоченности многолетнего льда от широты в Баренцевом море

нию многолетних льдов южнее 78° с.ш. очевидно, соответствует частота $p_{с.ш.}$, южнее 74° с.ш. — частота 7,7 %, южнее 73° с.ш. — частота 3,85 % (рис. 9). Так как для обработки выбирались самые южные фиксации в течение года, то частота напрямую соответствует повторяемости. Воспользовавшись данными рис. 9, можно оценить, что период повторяемости появления двухлетнего и многолетнего льда южнее 74° с.ш. составляет примерно 13 лет, а южнее 73° с.ш. — порядка 26 лет [4]. Можно отметить, что частота встречи с многолетним льдом в Баренцевом море южнее 74° с.ш. на порядок меньше, чем в более северных районах (рис. 9).

В работе [4] получена парциальная сплоченность многолетнего льда на южной границе его распространения (рис. 10). Видно, что значение 50 % обеспеченности практически не зависит от широты и лежит в диапазоне 1–2 балла. Максимальная наблюдаемая сплоченность изменяется в широких пределах (2–9 баллов). Так, максимальная сплоченность многолетнего льда южнее 77° с.ш. может достигать 9 баллов, южнее 74° с.ш. — 6 баллов.

Важным моментом для Баренцева моря является распределение размеров полей многолетнего льда по широте (рис. 11).

Представленные на рис. 11 значения частоты соответствуют гистограммам, но для удобства они отображены в виде линий на одном рисунке. Можно отметить общую тенденцию увеличения частоты встречи полей многолетнего льда любых размеров с увеличением широты. Видно, что доминирующей формой практически

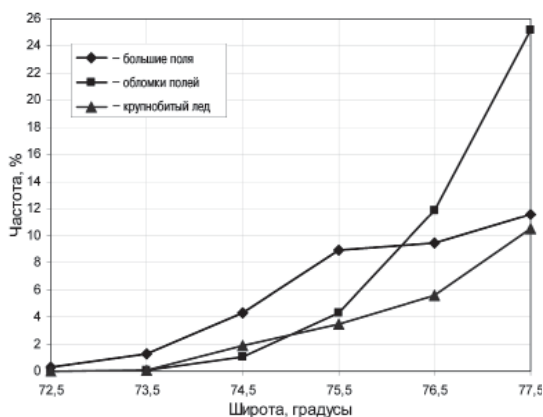


Рис. 11. Распределение размеров полей многолетнего льда по широте в Баренцевом море

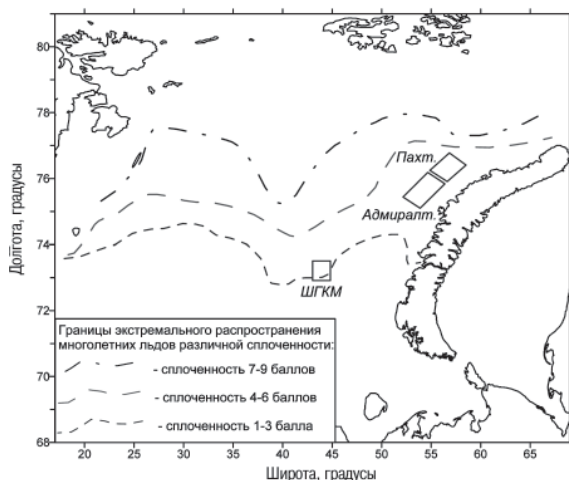


Рис. 12. Границы экстремального распространения многолетних льдов сплоченностью 1–3, 4–6 и 7–9 баллов в Баренцевом море

Прямоугольниками обозначены районы Штокмановского (ШГКМ), Адмиралтейского и Пахтусовского месторождений

во всем рассматриваемом диапазоне широт (72° – 76° с.ш.) является крупнобитый лед, однако к северу от 76° с.ш. начинают преобладать обломки ледяных полей. Подобное увеличение размеров полей многолетних льдов с широтой соответствует основным закономерностям распределения ледяного покрова в Баренцевом море.

Собранные архивные сведения о частной сплоченности многолетнего льда позволяют получить пространственное распределение указанной характеристики. Границы экстремального распространения многолетних льдов сплоченностью 1–3, 4–6 и 7–9 баллов приведены на рис. 12.

Полученная картина показывает, что распространение многолетних льдов в Баренцевом море происходит не только вдоль архипелага Шпицберген (район действия Восточно-Шпицбергенского и Медвежинского течений) и в районе Земли Франца-Иосифа (район действия течения Макарова). На рис. 12 хорошо выделяется «ледовый мыс», ориентированный вдоль 40° в.д. и связанный с интенсификацией Центрального течения. Известно, что вынос повышенного количества льда всех возрастных категорий этим течением обуславливается определенными синоптическими ситуациями, проявляющимися в воздушных потоках северных румбов. В частности, положение кромок льда в апреле–мае 2003 г. показывает формирование подобной пространственной неоднородности ледяного покрова в Баренцевом море (рис. 1). Анализ синоптических условий за ледовый сезон 2002/03 г. подтвердил преобладание северных воздушных потоков в этот период [17, 18]. Как видно из рис. 12, многолетние льды сплоченностью 7–9 и 4–6 баллов не достигают акватории Штокмановского ГКМ. Однако, согласно собранным к настоящему моменту сведениям, за рассматриваемый период в районе месторождения и в непосредственной близости от него в отдельные годы наблюдались многолетние льды сплоченностью 1–3 балла.

ВЫВОДЫ

Анализ случаев проникновения многолетнего льда в Баренцево море южнее 78° с.ш. за период 1955–2007 гг. позволяет сделать следующие выводы:

1. В соответствии с привлеченными архивными источниками и данными экспедиционных исследований последних лет, многолетние льды в Баренцевом море

в определенных ситуациях могут распространяться южнее 73° с.ш., а также попадать на акваторию Штокмановского ГКМ. По форме это преимущественно крупнобитый лед, с размерами льдин 20–100 м. Обычно такие льды отмечаются в полях сморози со льдами более молодых форм, при этом сплоченность многолетних льдов составляет 1–3 балла.

2. За рассматриваемый период преобладающей сплоченностью льда на границах зон распространения многолетних льдов была сплоченность 1–3 балла (редкие льды). Тем не менее при этом отмечалось преобладание (более 60 %) «обломков полей» и «больших полей» многолетних льдов – т.е. льдин с размерами от 100 до 2000 м.

3. Анализ массива данных показал, что период повторяемости появления многолетнего льда любых размеров и сплоченности южнее 74° с.ш. составляет примерно 13 лет, а южнее 73° с.ш. – порядка 26 лет.

4. Наиболее часто за рассматриваемый период многолетние льды проникали южнее 78° с.ш. в 1960-х гг. При этом, по сравнению с другими годами, они отмечались на акватории Баренцева моря практически в течение всего ледового сезона. Межгодовое распределение вклада размерных градаций показывает, что во время происходившего в 1960-х гг. похолодания имело место не только количественное (больше льда старших возрастных градаций), но и качественное изменение (увеличение доли больших полей многолетнего льда) ледяного покрова в Баренцевом море.

5. Вынос многолетних льдов из северных районов Баренцева моря в его центральную часть может быть объяснен интенсификацией Центрального течения, вызванного, в свою очередь, продолжительным (2–5 месяцев) действием ветров северных направлений и общими тяжелыми ледовыми условиями в регионе Баренцева и Карского морей. Вынос многолетних льдов в южном направлении из районов севернее 78° с.ш. происходит в основном в весеннее время.

Автор выражает свою глубокую признательность сотрудникам ААНИИ Р.А.Борисову и А.А.Лебедеву, оказавшим существенную помощь в процессе сбора исходной информации и интерпретации старых ледовых карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анпель И.Л., Гудкович З.М., Петров В.М. Климатическая изменчивость морских льдов Северного Ледовитого океана по данным математического моделирования // Материалы гляциологических исследований. 1989. Вып. 65. С. 116–120.
2. Бородачев В.Е. Сравнительный анализ вероятностных и статистических характеристик сплоченности льдов и ее изменений // Труды ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 103–120.
3. Бородачев В.Е., Фролов И.Е. Типология распределения льдов в морях Российской Арктики. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 155 с.
4. Бузин И.В. Оценка состояния ледяного покрова и условий формирования тяжелых ледовых сезонов в Баренцевом море // Дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: ААНИИ, 2008. 202 с.
5. Гудкович З.М., Захаров В.Ф., Аксенов Е.О., Позднышев С.П. Взаимосвязь современных климатических изменений в атмосфере, океане и ледяном покрове Арктики // Труды ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 7–16.
6. Гудкович З.М., Кирилов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
7. Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Наумов А.К., Степанов И.В., Кубышкин Н.В. Особенности строения торосов в восточной части Баренцева моря по данным экспедиции 2003 г. // Труды ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 180–195.
8. Информационный отчет по проекту «Выполнить комплекс ледоисследовательских работ в районе Штокмановского Газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в апреле–мае 2003 г.». СПб.: ААНИИ, 2003. 214 с. Фонды ААНИИ. № Р-5315.
9. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 86 с.

10. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
11. Научно-технический отчет «Обобщение архивных источников по ледовому режиму восточной части Баренцева моря, вероятностные оценки транзита тяжелых льдов и айсбергов в район Штокмановского ГКМ и подготовка исходных данных под задачи проектирования» / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2000. 118 с. Фонды ААНИИ. № Р-5142.
12. Научно-технический отчет по проекту «Выполнить комплекс ледоисследовательских работ в районе Штокмановского Газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в апреле–мае 2003» / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2003. 311 с. Фонды ААНИИ. № Р-5315.
13. Отчет по теме: «Подготовить отдельные разделы экологического обоснования (ОВОС) Штокмановского Газоконденсатного месторождения Баренцева моря» / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 1994. 93 с.
14. Отчет по НИР. Ч. I. «Исследования гидрометеорологических и ледовых условий шельфа Баренцева и Печорского морей в связи с освоением их природных ресурсов и разработка технологии расчета нормативных параметров» / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2004. 66 с.
15. *Романов И.П.* Ледяной покров Арктического бассейна. СПб.: ААНИИ, 1992. 212 с.
16. *Vinje T.* Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. The physical environment, western Barents Sea // Nor. Polarinst. Skr. Oslo: Norwegian Polar Institute, 1985. № 179C. 26 p.
17. *Zubakin G.K., Shelomentsev A.G., Onshuus D.K., Eide L.I., Buzin I.V.* Spatial Distribution of Icebergs in the Barents Sea Based on Archived Data and Observations of 2003 // Proc. of 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering (POAC-2005). Potsdam, USA, 2005. P. 575–583.
18. *Zubakin G.K., Lebedev A.A., Ivanov V.V., Buzin I.V., Eide L.I.* Conditions for Formation of Extremely Severe Ice Seasons in Northeastern Barents Sea from Early 1950s to Present // Int. Journal of Offshore and Polar Engineering. 2007. Vol. 17. № 3. P. 161–168.

I.V.BUZIN

ON SPREADING OF THE MULTIYEAR ICE IN THE BARENTS SEA IN THE SECOND HALF OF 20TH – BEGINNING OF 21 CENTURY

This article contains an analysis of the distribution of multiyear (MY) ice in the Barents Sea for the 1955–2007 period. The archived comprehensive ice charts of AARI, drawn on the basis of the results of ice air reconnaissance and satellite data, have been analyzed.

Cases of intrusion of multiyear ice southward of 78°N have been examined, coordinates of boundaries of its distribution zones measured, and information on MY ice partial concentration and floe sizes obtained. These datasets were used to reflect MY ice spatial and temporal variations of concentration and floe sizes, and to get probability assessments of its distribution in the Barents Sea as well.

Keywords: Barents Sea, old ice, distribution, concentration, floe size.

ГНЕЗДОВОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ БЕЛОЙ ЧАЙКИ В РОССИИ: ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ АРЕАЛА РЕДКОГО, СПОРАДИЧЕСКИ ГНЕЗДЯЩЕГОСЯ ВЫСОКОАРКТИЧЕСКОГО ВИДА

науч. сотр. М.В.ГАВРИЛО

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

На основании критического анализа опубликованных и архивных источников, целевого анкетирования и собственных полевых материалов автора проведена ревизия гнездового распространения белой чайки *Pagophila eburnea* в Российской Арктике. Выявлены новые места гнездования, для ряда мест, известных по прежним материалам, информация признана недостоверной. За весь исторический период для территории России подтверждено с разной степенью достоверности 51 место гнездования белой чайки. Указаны субъективные и объективные (особенности биологии вида) источники ошибочной информации, встречающейся в прежних работах по распространению белой чайки. Проведена периодизация исследований вида в России, подтверждена и отображена картографически ограниченность гнездового ареала и спорадичность гнездового размещения белой чайки в его пределах.

Ключевые слова: орнитофауна, ареалы, Арктика, белая чайка, *Pagophila eburnea*, гнездовое распространение.

Среди немногочисленной в мировой авифауне группы видов-эварктов белая чайка *Pagophila eburnea* по сей день остается одним из наименее изученных объектов. Как характерный представитель ледяной зоны высокоширотной Арктики она имеет ограниченный гнездовой ареал и невысокую общую численность. Современное состояние вида вызывает озабоченность научной общественности в циркулярном масштабе [73]. Белая чайка внесена в Красные книги России, Норвегии, Гренландии, Канады и мира. По современным представлениям, гнездовой ареал белой чайки в России включает о. Виктория, арх. Земля Франца-Иосифа, север Новой Земли, ряд островов Карского моря и Северную Землю [8, 56]. В отношении точных границ ареала и конкретных мест гнездования в публикациях наблюдается существенная путаница, много неточностей и недостоверных сведений. Так, до последнего времени ряд авторов рассматривает возможность гнездования вида на восток вплоть до островов Де-Лонга и Геральд [напр., 40]. В литературе накопилось много непроверенных и неподтвержденных сведений о конкретных местах гнездования, которые тиражируются последующими публикациями, включая бурно развивающиеся интернет-ресурсы. Во многом это связано с фрагментарностью и недостаточностью оригинальных натурных данных из-за труднодоступности районов обитания белой чайки и отсутствия специальных исследований. К объективным причинам, заставляющим провести ревизию гнездового распространения вида, относится ряд особенностей биологии вида (смена мест гнездования, пропуск гнездовых сезонов, широкие кочевки и др.). В условиях меняющегося климата и тенденций его современного потепления в Арктике белая чайка, чье существование в течение всего жизненного цикла связано с ледовыми ландшафтами, признана одним из наиболее уязвимых арктических видов [80]. Све-

дения о падении численности, исчезновении колоний и сокращении ареала уже поступают из зарубежной Арктики [73, 74, 79, 88]. Большая часть мировой популяции гнездится в России [98], и наша страна, подписавшая Конвенцию о сохранении биологического разнообразия (1992) и являющаяся участницей программы КАФФ (CAFF) и Циркумполярной программы мониторинга биоразнообразия (СВМР) в рамках Арктического Совета, несет определенную ответственность за сохранение вида. Надежные данные о гнездовом распространении и численности — неперенная основа для оценки современного состояния и дальнейшего эффективного мониторинга популяций. Подробный обзор этих базовых параметров для российской части видового ареала отсутствует, что послужило причиной для выполнения настоящей ревизии гнездового распространения белой чайки в Российской Арктике, в пределах которой гнездится до 80 % мировой популяции [73].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой для данного исследования послужили различные документальные источники и материалы полевых работ автора. Для выявления достоверных данных о современном и историческом распространении белой чайки применялись следующие методы: критический анализ опубликованных источников, поиск архивных и неопубликованных материалов, целевое анкетирование, экспедиционные исследования. Сводная библиография опубликованных источников по гнездовому распространению насчитывает более 110 наименований. Критический анализ публикаций включал проверку всех ссылок и поиск первоисточников данных, а также оценку достоверности опубликованных сведений с учетом современных данных по гнездовой биологии вида. Сбор анкетных сведений был использован как один из важных методов, поскольку районы гнездования вида труднодоступны и ценна любая, даже попутная информация. Опросные сведения были получены в ходе общего анкетирования о состоянии окружающей среды, проведенного в 1990 г. автором среди сотрудников островных полярных станций. Анкетирование было продолжено в 2006–2008 гг. Специально разработанная анкета распространялась перед полевым сезоном среди руководителей научных экспедиций и гидов-натуралистов туристических круизов. Через руководство Диксонского Гидрометцентра были посланы специальные запросы на полярные станции Острова Известий ЦИК, Визе, Голомянный и им. Кренкеля. Опрос по телефону и радиосвязи в 2007 и 2008 гг. был проведен с командным составом погранзастав Нагурское и Остров Средний. Пилотами вертолетов Воркутинского отдельного авиационного полка в 2007–2009 гг. по нашему запросу была выполнена аэрофотосъемка колонии на о. Домашний. Экспедиционные исследования (маршрутно-стационарные работы, авианаблюдения и авиадесантные обследования удаленных островов) выполнялись автором в сезоны 1985, 1992, 2004, 2006, 2007 и 2008 гг.

Поскольку для белых чаек характерна смена локализации колоний между годами [44, 46, 60, 84, 94, 96, наши данные], единственным объектом для дальнейшего анализа было принято «место гнездования», а не отдельная гнездовая колония. Так, место гнездования «архипелаг Седова» включает все известные случаи гнездования (гнездовые колонии) в пределах островов Домашний, Голомянный и Седова; аналогично для многих других мест.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего на территории Российской Арктики по различным источникам и собственным натурным данным удалось выявить 74 места, для которых с различной степенью достоверности указывалось гнездование белых чаек (табл. 1).

Таблица 1

Места гнездования белой чайки *Ragorhila ebirneae*, упомянутые для Российской Арктики

№ п/п	Место гнездования	Численность ¹	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот ²	Источник опубликованных данных и более ранние источники ³	Последующие сведения о судьбе поселений	Достоверность ⁴
Земля Франца-Иосифа (ЗФИ)							
1	Белл о.	–1	1881	[85]	2-я экспедиция Ли-Смита	1992: не обнаружена [68] 1960/61: ГН, фото, ПС [29] 1980-е: ГН, фото, ПС [В.Васильев, 2006, перс. сообщ., С.Слепнев, 2009, перс. сообщ.] 1992: колония [А.Юнак, перс. сообщ.], 1994 и 1995: ГН [67, 98] 2001: Н/ГН [31, 32], 2006: Н/ГН [МГ] 1932/33: ГН, ПС [3] 1953: ГН, ПС [39] 1990: ГН [ПС/АН] 1992, 2006: Н/ГН [МГ/АВИА]	–1
2	Виктория о.	4	1961	[16]	Данные автора		10
3	Германия м.	4	1899	[18]	1899–1901: ГН, экспедиция герцога Абриуцского [57]		2
4	Греэм-Белл о.	3	до 1981	[46]	1981: ГН, данные автора		10
5	Грея залив	–1	1880 /1881	[18, 83, 85]	1-я и 2-я экспедиции Ли-Смита (птицы на скалах и их «строения» – гнезда)	В [46] неверно опровергается указание в [18] со ссылкой на [83]	3

¹ Категории численности: –1 – численность не оценена, 1 – 1–10 пар, 2 – 11–99 пар, 3 – 100–200 пар, 4 – 201–999 пар, 5 – более 1000 пар.

² Источники данных: АВ – данные А.Е.Волкова, АВИА – по данным авиаобследования, АН – по данным анкетирования и целевого опроса, проведенного автором, ГН – найдены гнезда/кладки, упоминание сбора яиц, ЕС – данные Е.Е.Сырочковского-мл., МГ – экспедиционные данные автора, н.р. – впервые упоминается в настоящей работе, Н/ГН – гнездование не отмечено; НПИ – Норвежский полярный институт, ПМГРЭ – Полярная морская геологоразведочная экспедиция, ПС – данные сотрудников полярных станций, фото – данные подтверждены фотографическими материалами, б/г – год не указан.

³ Введение в научный оборот – первая публикация в научном или специализированном научно-популярном издании, ** – опубликованный отчет; [i, ii, ... vi] – неопубликованные рукописи, списки в Примечании к таблице.

⁴ Достоверность (категории также соответствуют обозначениям на рис.): 0 – недостоверное указание, место следует исключить из списка мест гнездования вида; –1 – предполагаемое малоуказательное указание, но гнездование нельзя полностью исключить; 1 – предполагаемое историческое указание, гнездование возможно, но в ряде случаев не подтверждено впоследствии при однократном белгом посещения; 2 – достоверное историческое указание, гнездование не подтверждено после 1990 года; 3 – достоверное историческое указание, не проверенное после 1980 года; 5 – предполагаемое современное вероятное гнездование; 10 – достоверное гнездование, подтвержденное находками гнезд, кладок, птенцов или очевидным гнездовым ведением птиц.

№ п/п	Место гнездования	Численность	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот	Источник опубликованных данных и более ранние источники	Последующие сведения о судьбе поселений	Достоверность
6	Джексона о., СВ	2	2005	н.р.	2005: птицы на скалах, НПИ/АВИА [Н.Stgm, перс. сообщ., 2006]	–	5
7	Ева-Лив о.	4	1957 – 1962	н.р.	отметка «птичий базар» [I, v]	2001: ГН, фото, экспедиция ПМГРЭ [С.Л.Семенов, перс. сообщ.] 2006–2007: ГН [МГ]	10
8	Земля Александры о.	3	до 2005	н.р.	2005: ГН [Носов М.А., перс. сообщ.] 2006: ГН [МГ]	2007, 2009: ГН 2008: Н/ГН [Носов М.А., 2008–2009 /АН]	10
9	Мак-Клинтока о.	2	2005	н.р.	2005: птицы на скалах, НПИ/АВИА [Н.Stgm, перс. сообщ., 2006]	–	5
10	Мэй о.	2	1880	[83]	ГН, 1-я экспедиция Лисмита	1997: Н/ГН [АВ]	3
11	Мэри Хармсуорт м.	5	1897	[61, 62, 78]	ГН, экспедиция Джексона	2006: Н/ГН [МГ/АВИА]	3
12	Тихая бухта	1	1991	[91]**	ГН, данные автора	–	10
13	Флители м.	2	До 2006	н.р.	2007: многолетняя колония [МГ]	2006: Н/ГН [МГ/АВИА]	10
14	Флора м.	–1	1881	[85]	Птицы на скалах, данные автора	1895–1897, 1996: Н/ГН [58, 62, 78.]	–1
15	Форбса м.	–1	1881	[85]	Птицы на скалах, данные автора	–	–1
16	Хейса о.	3	1960	[50]	1957: колония, фото [i] 1960: колония, ПС [28]	1981: колония, ПС [5] до 1990: ПС/АН, 1990-е В.Аверинцев, перс. сообщ. [56] 2007: ГН [МГ]	10
17	Армитидж м.	–1	1960	н.р.	Экспедиция 1960–1962 [i]		1
Новая Земля (НЗ)							
18	Константина м.	1	1936	[2]	ГН: данные автора/ПС		2

№ п/п	Место гнездования	Численность	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот	Источник опубликованных данных и более ранние источники	Последующие сведения о судьбе поселений	Достоверность
19	Неблужная р.	1	1995	[59]	Птицы на скалах, АВИА [JK]		5
<i>Острова Карского моря</i>							
20	Визе о.	4	1947	[49]	1947–1953: ГН, ПС, [vii]	1994: ГН, ПС [60], 1996 [97], 2005 – Forsberg, перс. сообщ., 2009 [81], 2006–2009: ПС/АН	10
21	Вилькицкого о.	–1	1993	[95]**	ЕС/АВИА	–	5
22	Воронина о.	3	1990	[95]**	ГН, ПС, собранные ЕС	–	10
23	Гейберга о-ва	3	1952	[95]**	ГН, ПС 1952 [vii]	1994: ГН, ПС [60], 2008 [MG]	10
24	Малый Таймыр о.	2	1987	[9, 66]	ПС, собр. ЕС, Торяков 1988: А.Б./АВИА, перс. сообщ.	1993: Н/ГН [АВ/АВИА]	5
25	Продолговатый о.	2	2008	н.р.	2008: ПМГРЭ/АН, В.А.Дымов, перс. сообщ.	–	5
26	Русский о.	3	1938	н.р.	1938: ГН, ПС 1952 [vii], б/г: колония, ПС, [95]** 1992 – колония, ЕС	–	10
27	Сложный о.	–1	До 1990	[95]**	ПС, собр. ЕС	–	1
28	Тройной о.	4	До 1992	[44]	1992–1993: ГН, данные автора	1994: ГН [60], 2006–2007, колония, 2008: Н/ГН [ПС/АН]	10
29	Уединения о.	5	1933	[19, 92]	Данные автора	1935–1952: ГН, ПС [vii] до 1990-х: ГН, ПС [43] 1994: Н/ГН, ПС [60]	10
30	Ушакова о.	1	1959	[95]**	ГН, ПС, собр. ЕС	2008: ГН [MG]	10
31	Арктический м.	3	2007	н.р.	Северная Земля (СЗ) МГ/АВИА [11]	–	10
32	Базарная г.	1	1931	н.р.	1931–1933, 1950: птицы на скалах [iv, vi, 47, 51]	1985: птицы на скалах [MG]	–1
33	Войцеховского ледник	2	1991	[9]	ГН, данные автора	1994, 1995: ГН 1992: Н/ГН, АВ [96]	10
34	Изменчивое оз.	2	1983	[5]	птицы на колонии, данные автора	–	5

№ п/п	Место гнездования	Численность	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот	Источник опубликованных данных и более ранние источники	Последующие сведения о судьбе поселений	Достоверность
35	Краснофлогские о-ва	–1	1956	[66]	ПС	–	1
36	Матусевича фьорд	2	1993	[66]	птицы на скалах, JK/ABIA	–	5
37	Мушкетера р.	1	1992	[66]	ГН, данные авторов [AB]	–	10
38	Оловянный м.	2	1931	[25]	Птицы на скалах [47, 51], фото [52]	1993–1995: Н/ГН, JK в [96]	3
39	Останцовая р., каньон	2	1992	[9]	ГН: данные автора	1993–1995: ГН, АВ в [96]	10
40	Останцовая р., тундра	2	1991	[9]	ГН: данные автора	1992–1995: Н/ГН, АВ [96]	10
41	Песчаный м.	–1	1983	[5]	опросные сведения	1991: Н/ГН, АВ [96]	–1
42	Плоская г.	2	1993	[9]	1993–1994: птицы на скалах, JK/ABIA	–	5
43	Седова арх.	5	1931	[25]	ГН, экспедиции 1930–1934 [47, 51, iii***]	1939: ГН [53] 1947–1952, 1989: ГН, ПС [95, 96, 97, viii****] 1950: ГН [iv]*** 1987: ГН, В.В.Баранов, перс. сообщ. 1992–1996: ГН [96, 97] 2006–2009: ГН [МГ, МГ/АН]	10
44	Сказочная бух.	1	1985	[10]	ГН, данные автора	–	10
45	Старокадомское о.	–1	До 1980	[95]**	Данные ПС, собр. ЕС	–	1
46	Студеная р.	–1	1983	[5]	опросные сведения	1993–1995: Н/ГН [96]	–1
47	Сухая р.	4	2007	н.р.	МГ/ABIA [11]	–	10
48	Твердое оз.	1	1992	[9]	ГН: данные автора	–	10
49	Туманные г.	2	До 1983	н.р.	Ревизия [5], см. комментарии в тексте статьи	–	5
50	Шмидта о.	4	2000	н.р.	ПТ: J.F. Spletstoeser перс. сообщ. 1980/81: ПС	2007: ГН, [11] 2008: птицы на колонии [12]	10
51	Шумная р.	2	До 1982	[6]	Бухта Солнечная, 1982: ГН, данные автора	1995: Н/ГН, АВ [96]	10

№ п/п	Место гнездования	Числен- ность	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот	Источник опубликованных данных и более ранние источники	Последующие сведения о судьбе поселений	Досто- вер- ность
<i>Раннее упомянутые места гнездования, признанные недостоверными</i>							
1	Баренца м., ЗФИ		?	[99]	Не указан	Нет источника натуральных данных	0
2	Джексона о., ЗФИ		1896	[101]	Встречи взрослых и молодых птиц [63]	Не доказано, неточная ссылка на источник [63]	0
3	Комсомольские о-ва, ЗФИ		1990	[99]	Не указан	Нет источника натуральных данных	0
4	Рубини скала, ЗФИ		1930	[18]	ПС, дневники П.Я.Ильяшевича	1930–1931: не подтверждено, отклоняется [18]	0
5	Столбовой м., ЗФИ		1899	[50]	Авторы ссылаются на [18, 39], но первое указание у [57]	В [18, 39] гнездование не указано, 1933, 2001: не обнаружено [3, МГ]	0
6	Тететтоф м., ЗФИ		1990	[100]	Не указан	Нет источника натуральных данных	0
7	Ферсмана о., ЗФИ		1990	[99]	Не указан	Нет источника натуральных данных, 1997: не обнаружено [AB]	0
8	Стивенс м., ЗФИ	–1	1881	[18]	[85]	Неточная ссылка (см. текст)	0
9	Эгеридж о., ЗФИ		1880	[99]	[83]	Неточная ссылка (см. текст)	0
10	Теплица бухта, ЗФИ			[56]	Коллекция ЗИН РАН, птица с наседным пятном	Ошибочная интерпретация данных (см. текст)	0
11	Оппольтера мыс, ЗФИ		1929	[56]	Коллекция ЗИН РАН, птица с наседным пятном [18]	Ошибочная интерпретация данных, в [18] гнездование не указано	0
12	Мелвеежий залив, НЗ		1897	[87]	Добыча птиц с наседным пятном, коллекция ЗИН РАН [56]	Ошибочная интерпретация данных (см. текст)	0
13	Сидорова о., Рогачева, зал. НЗ		1931	[ii]***	[35]	Ошибка: у [35] указано гнездование бургомистра, см. текст	0
14	Русская Гавань, НЗ			[56]	Коллекция ЗИН РАН, птица с наседным пятном	Ошибочная интерпретация данных (см. текст)	0

№ п/п	Место гнездования	Численность	Первые сведения о гнездовании	Введение в научный оборот	Источник опубликованных данных и более ранние источники	Последующие сведения о судьбе поселений	Достоверность
15	Длинный о.		1930	[25]	Большая колония на скалах	Ошибка определения [13]	0
16	Гористый м., СЗ		1950	[97]	По материалам экспедиции 1950 г. [vi]	Вторичный источник [vi], в первоисточнике [iv] гнездование не указано	0
17	Диабазовые о-ва, СЗ		1931	[25]	Экспедиции 1930–1934 [47, 51, iii]	В первоисточнике [47, 51] гнездование не указано	0
18	Массивный м., СЗ		1931	[25]	Экспедиции 1930–1934 [47, 51, iii]	В первоисточнике [47, 51] гнездование не указано	0
19	Парижской Коммуны п-ов, СЗ		1931	[25]	Экспедиции 1930–1934 [47, 51, iii***]	В первоисточнике [47, 51] гнездование не указано	0
20	Скрытая бухта, СЗ		1983	[5]	Опросные сведения	1991, 1993, 1995, 2007, 2008: не обнаружено [96, 97, МГ]	0
21	Челюскина м.			[54, 56]	В [54] источник не указан, в [56]: коллекция ЗИН РАН, птица с соседним пятном	Недостоверный источник, ошибочная интерпретация данных (см. текст)	0
22	Беннетта о.		1850-е/1880	[19, 48]	1850-е: [19] по данным [82]; 1880: [48] по данным [86]; 1956: птицы на скалах, данные автора [48]	Ошибка ссылки на [82], см. в тексте; в [86] гнездование не указано; в [48] гнездование не доказано, см. в тексте	0
23	Геральд о.		1850-е	[19]	[82]	Ошибка ссылки на [82], см. в тексте; 1981–1984: гнездование не обнаружено [37, 41]	0
24	Врангеля о.		1927	[4]	Материалы и сборы Г.А.Ушакова 1927–1929 гг.	Ошибка в использовании данных первоисточника [52], см. в тексте. Критика в [36, с. 21], гнездование не обнаружено [41]	0

Примечание: [i] Говоруха Л.С. Земля Франца-Иосифа. Физико-географическая характеристика. Дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ААНИИ, 1964. Ч. 2. 410 с.; [ii] Демме Н.П. Промысловая фауна Северной Земли. Л.: АНИИ, 1934. 135 с. (неопubl. отчет, ЦАНТД-СПб, Дело 369, Оп. 2-1, № 553); [iii] Демме Н.П. Наземные млекопитающие и птицы Новой Земли. Л.: АНИИ, 1946. 49 с. (неопubl. отчет); Земля Франца Иосифа. Морская навигационная карта. ГУНиО. 2003; [iv] Короткевич Е.С. Полевые дневники экспедиции на Северную Землю. 1950. Фонды ААНИИ. № 110366–110369; [v] Семенов В.И. Северная Земля. Физико-геогр. характеристика. Л.: ААНИИ, 1967. 196 с. (неопubl. отчет); [vi] Материалы фенологических наблюдений полярных станций (неопubl. рукопись из архива С.М.Успенского)

Метаанализ исторических данных по опубликованным источникам

Первое обнаружение гнездования белых чаек в Российской Арктике относится к экспедициям первооткрывателей Земли Франца-Иосифа конца XIX в. [62, 83]. Колонии на востоке ареала на островах Северной Земли были обнаружены гораздо позже, лишь в 1930-х гг., что связано с поздним открытием самого архипелага (1913 г.) и началом его изучения лишь в 1931 г. [25]. Первые сведения о гнездовании вида на островах Карского моря также относятся к 1930-м гг., когда многие из этих островов были открыты и описаны и на них были организованы полярные (гидрометеорологические) станции. В 1930–1950-х гг. на сети полярных станций выполнялись фенологические наблюдения над живой природой по специальной программе ЦФС/2 [Лукьянов, 1935, цит. по 49], в результате чего был собран ценнейший материал, в т.ч. по орнитофауне (частично опубликовано С.М.Успенским, [49]). Документированная история гнездования белой чайки в Российской Арктике насчитывает немногим более 125 лет, а расширение ее географического охвата соответствует истории географических открытий островной высокоширотной Арктики.

Существование самой западной для российского ареала колонии белой чайки на о. Виктория было выявлено в 1960-х гг. во время основания на острове полярной станции [16] и подтверждено в конце XX в. в ходе визитов туристических круизов [67, 98].

По Земле Франца-Иосифа сведения, собранные экспедициями первопроходцев, обобщены в сводке Г.П.Горбунова [18], на которую в дальнейшем ссылались авторы большинства обзоров. Исходные сведения имеют различную степень достоверности: некоторые указания снабжены описаниями колоний (мыс Мэри Хармсуорт: [61, 62, 78]), в других указывается на достоверные факты, неоспоримо подтверждающие гнездование (находки яиц или нелетных птенцов) (о. Мэй: [83], мыс Германия: [90], и, менее убедительно, зал. Грея: [83, 85]). В ряде работ лишь указывается на гнездование вида без каких-либо доказательств или комментариев (о. Белл; м. Форбс, мыс Флора: [85]). Некоторые из этих мест не проверялись с момента первоописания, либо посещавшие их исследователи при беглом осмотре колоний белых чаек не находили (о. Мэй, 1997: А.Е.Волков, перс. сообщ., мыс Мэри Хармсуорт, 2006 г.: наши авианаблюдения, о. Белл: [68]). В дальнейшем надежность данных о гнездовании белых чаек на архипелаге также была очень разнокачественной, часто публикации опирались на устные сообщения неспециалистов, а также основывались просто на регистрации белых чаек в летнее время в гнездопригодных районах (табл. 1). В 1990-х гг., вслед за ростом на архипелаге интенсивности экспедиционных работ с иностранным участием, появился ряд не критических компиляций по морским птицам, включая недостоверные ссылки на гнездование белых чаек. Так, информация о гнездовании на мысе Баренца (о. Нортбрук), о-вах Комсомольских, о. Ферсмана, о. Этеридж указано на карте природных достопримечательностей архипелага [99] и цитировалась впоследствии [100, 101]. В ответ на специальный запрос авторы карты не смогли представить убедительных доказательств или указать на первоисточник данных. Указание на гнездование на о. Этеридж, очевидно, связано с неверной интерпретацией описания Маркарма [83, с. 132], который отметил, что о. Этеридж находится недалеко от того острова [о. Мэй], где они нашли гнездовые былых чаек. Указание на гнездование на мысе Столбовом (о. Рудольфа) в специальной литературе появилось в работе С.М.Успенского и П.С.Томковича [50], причем в указанных авторами первоисточниках [18, 39] эта колония не значится. Указание на гнездование на о. Джексона [101], очевидно, базируется на описании Р.Коллетта и Ф.Нансена [63], в котором они упоминают о встречах многочисленных белых чаек, в т.ч. летных молодых, в конце лета в районе места своей зимовки и предполагают гнездование где-то в окрестностях, не упоминая при этом сам о. Джексона.

В наиболее современной опубликованной сводке по виду [55] появились дополнительные ошибочные указания на гнездование на м. Опольцера (о. Мак-Клинтока), со ссылкой на [18], в бухте Теплиц (о. Рудольфа) со ссылкой на коллекционные материалы ЗИН РАН. В обоих случаях поводом послужила добыча птиц с гнездовым пятном, причем сам Горбунов не считал этот факт доказательством гнездования в районе добычи и не указал его даже в списке возможных мест размножения. В завершение следует упомянуть ошибочное цитирование В.Х.Ниля [85] в работе самого Г.П.Горбунова, в которой он указывает со ссылкой на этого автора гнездование белой чайки на м. Стивенс. В дальнейшем это указание перекочевало во все сводки по птицам Земли Франца-Иосифа. У Ниля же для м. Стивенс указывается крупный базар кайр *Uria lomvia*, а белые чайки — в небольшом количестве на следующем мысу — Форбса [85, с. 652].

Первое упоминание о возможном гнездовании белой чайки на северо-востоке Новой Земли найдено у А.Пирсона [87]. Экспедиция добыла в зал. Медвежий несколько десятков белых чаек из стаи, слетевшейся на тушу добытого тюленя, в т.ч. две птицы с развитыми гнездовыми пятнами. В дальнейшем на гнездование белой чайки на о. Сидорова в зал. Рогачева (71° 40' с.ш. по западному побережью) в своей сводке по животному миру Новой Земли, сославшись на Л.А.Портенко [35], указала Н.П.Демме¹. В данном случае произошла элементарная путаница в названиях — у Портенко указана гнездящаяся пара большой полярной чайки, т.е. бургомистра *Larus hyperboreus*, в то время как белую чайку иногда раньше называли малой полярной чайкой. Рукопись Демме, готовившаяся как часть монографии по Новой Земле, опубликована не была, и ошибочная информация не вошла в оборот. В беглом обзоре фауны позвоночных Советской Арктики В.К.Есипова [21] Новая Земля уже уверенно включена в гнездовой ареал белой чайки. В первой отечественной сводке по виду [19] впервые приведена карта гнездового ареала, включающая Северный остров до 75° с.ш. по восточному побережью, со ссылкой на наблюдения Г.П.Горбунова [17], который сам в своих работах не связывал встречи белых чаек у побережья с возможностью их там гнездования. Север и северо-восток Новой Земли рассматривались в составе гнездового ареала до самого последнего времени [7, 55], причем даже с расширением границ на баренцево-морской стороне до Русской Гавани (76° с.ш.) на основании добычи птицы с гнездовым пятном [56]. На самом деле на Новой Земле за всю историю исследований найдено единственное гнездо белой чайки на крайнем северо-востоке Северного острова [2]. Указание на возможное современное гнездование в этом районе приведено в [59] с ссылкой на сообщение Я.деКорте (J.deKorte, 1995).

Основные места гнездования в Карском море собраны в базу данных, составленную автором [71]. Всего на момент публикации из доступных источников было выбрано 22 достоверных места гнездования. На мелких островах Карского моря гнездование упоминается на Визе, Тройном (о-ва Известий ЦИК), Уединения [19, 44, 43], Ушакова, Гейберга, Воронина, Старокадомского, Русском [16, 44, 49, 60, 95]. Практически во всех случаях оригинальный источник данных и первое указание на существование колонии — это сообщения сотрудников полярных станций, расположенных на соответствующих островах, а для о. Уединения — данные кратковременного посещения во время экспедиции 1933 г. на п/х «Челюскин» [92] при попытке основания полярной станции. Надо отметить, что полярники обычно знают и хорошо отличают этот вид. Гнездование на арх. Северная Земля к концу XX в. было описано наиболее полно в связи с первыми целенаправленными исследованиями белой чайки, проведенными А.Е.Волковым. Им же выполнен крити-

¹ Демме Н.П. Наземные млекопитающие и птицы Новой Земли. Л.: АНИИ, 1946. 49 с. (Неопубл. отчет)

ческий обзор гнездового распространения на архипелаге [96, 97]. Тем не менее еще раз укажем на ряд очевидно ошибочных указаний, поскольку они устойчиво цитируются во всех региональных обзорах [38, 40, 42, 55, 56, 89 и др.]. Некритическое цитирование предшествующих публикаций имело место в случае компилятивных обзоров природы Северной Земли А.Ф.Лактионова [25, 26] и И.С.Семенова¹, выполненных по опубликованным и архивным материалам участников первых экспедиций: Н.Н.Урванцева и Г.А.Ушакова (1930–1932), Н.П.Демме (1933–1934), Е.С.Короткевича (1956). Указание на гнездование на о-вах Диабазовые, п-ове Парижской Коммуны, м. Массивный следует отклонить, поскольку в публикациях Н.Н.Урванцева [47] и Г.А.Ушакова [51] такие сведения не приводятся, а Н.П.Демме, которая посещала только п-ов Парижской Коммуны, в своем отчете² доказательств также не приводит. Последующие экспедиции, посещавшие этот район, признаков гнездования белой чайки не наблюдали [5, 10]. Еще три места гнездования (м. Песчаный, р. Студеная, г. Базарная) указаны по малодостоверным опросным сведениям [5], они не подтвердились более поздними, правда беглыми, обследованиями местности [9, 66]. Указание на гнездование на песчаниковых останцах-столбах в бухте Скрытой появилось у С.Е.Беликова и Т.Э.Рандлы [9], но было поставлено под сомнение [66, 96]. При посещении района в 2007 и 2008 гг. и при просмотре фотоматериалов 1986 и 1990-х гг. автору удалось выявить на останцах гнездование только моевок *Rissa tridactyla* и бургомистров, т.е. подтвердить ошибочность предположения о размножении здесь белой чайки. Регулярные летние встречи белых чаек, особенно в районе птичьих базаров, нередко рассматриваются как «вероятное гнездование», очевидно, это имело место при интерпретации дневниковых записей Урванцева и Ушакова (см. выше). Из более современных ошибок укажем на безосновательное предположение гнездования белой чайки на севере Таймыра. Встречи птиц в летнее время послужили поводом для указания на гнездование в районе м. Челюскин [54] и далее на юго-восток в Таймырском заповеднике [45]. Причем гнездование «подтверждается» в литературе на основании материалов коллекции ЗИН РАН (добыча птицы с наседным пятном) [56].

Аналогично наблюдения в гнездовой сезон белых чаек на островах Де-Лонга (Новосибирские о-ва), на о-вах Геральд и Врангеля [27, 34, 49, 86] послужили поводом для расширения ареала вида далеко на восток. Описание гнездования белой чайки на о. Врангеля (в т.ч. описание гнезд и кладок) приведено А.Г.Банниковым [4] со ссылкой на материалы Г.А.Ушакова, проживавшего на острове в 1927–1929 гг. При этом сам Ушаков [52, с. 156] пишет: «Иногда можно наблюдать белую, или полярную чайку — оперение ее снежно-белое. Она появляется обычно при большом нагоне крупнобитого северного льда и вместе с ним исчезает». Остается загадкой, данные о каком виде и на каком основании Банников приписал белой чайке. Это наиболее очевидное ошибочное указание было уверенно отвергнуто еще Г.А. Портенко [36] и не получило распространения [41]. Предположение о гнездовании белой чайки на о-вах Беннетта и Геральд, очевидно, принадлежит Г.П.Дементьеву [19], который ссылается на Ф.Л.МакКлинтока [82], но в карту ареала острова не включает. Экспедиции с участием МакКлинтока (1848–1859) по поискам пропавшей экспедиции Дж.Франклина работали в районе Канадского Арктического архипелага и северо-западной Гренландии, а сами о-ва Беннетта и Геральд к тому времени еще не были открыты [82, 103]. Впервые с решительным утверждением о гнездовании белой чайки на о. Беннетта выступил С.М.Успенский [48], который наблюдал на острове многочисленных чаек в течение лета, ни гнезд,

¹ Семенов В.И. Северная Земля. Физико-геогр. характеристика. Л.: ААНИИ, 1967. 96 с. (Неопубл. отчет)

² Демме Н.П. Промысловая фауна Северной Земли. Л.: АНИИ, 1934. 135 с. (Неопубл. отчет. ЦГАНТД СПб. Д. 369. Оп. 2-1. № 553)

ни птенцов он не обнаружил, но объяснил это отказом от гнездования из-за неблагоприятных кормовых условий. Он же сослался на указание гнездования вида на острове у Ньюкомба [86], который на самом деле писал лишь о присутствии там белой чайки летом, не предполагая гнездования. Несмотря на то, что утверждение Успенского подверглось критике со стороны редакции уже в момент опубликования¹, оно широко цитировалось вплоть до последнего времени, расширяя гнездовой ареал вида на восток на 1000 км [23, 24, 41, 46, 76, 77]. При посещении о. Геральд в 1981–1984 гг. белая чайка на острове не была обнаружена [37, 41]. Тем не менее и в современных сводках [40] о-ва Беннетта и Геральд упоминаются как «возможный район гнездования». Следует подчеркнуть, что никаких доказательств гнездования вида к востоку от Северной Земли до сих пор не получено.

Результаты анкетирования, поиска новых документальных источников и экспедиционных исследований

Целенаправленный поиск архивных сведений и проверка исторических документов полевыми исследованиями позволили уточнить статус и пополнить список колоний, существование которых до 1990-х гг. подтвердилось вновь обнаруженными данными.

Остров Виктория. Исторические сведения о существовании этой колонии базировались на беглом упоминании Л.С.Говорухи [16]: «В восточной части мыса Книпович известна колония белых чаек, насчитывающая около 200 птиц». Эти же сведения с указанием года наблюдения (1959) содержатся в его диссертационной работе². Затем, до посещения острова туристами в 1990-х гг. [67, 98], сведения о виде с о. Виктория в орнитологической литературе отсутствовали. Нами обнаружены фотографии колонии, сделанные полярниками станции Виктория в 1961 г. [29] и в 1980-е гг. [С.Слепнев, 2009, перс. сообщ.], подтверждающие постоянство гнездования белой чайки на острове до 1990-х гг. Позже гнездование подтвердить не удалось (беглый осмотр побережья в 2001 [31, 32], 2004 и 2006 г., наши данные).

Остров Ева-Лив (Земля Франца-Иосифа (ЗФИ)). Фотография колонии белых чаек, сделанная в 2001 г.³, была обнаружена на фотовыставке в РГМАА в 2002 г. Нами остров был обследован авиадесантным способом в 2006 и 2007 гг., существование колонии было подтверждено. В дальнейшем указание на «птичий базар» на м. Клюв было обнаружено в диссертации Л.С.Говорухи и на морской карте⁴. В одном из первых обзоров орнитофауны Земли Франца-Иосифа [63] упоминается наблюдение в августе 1896 г. большой стаи белых чаек на краю ледника о-вов Белой Земли. Возможно, это первое указание на гнездование белой чайки на о. Ева-Лив. Обследование острова позволяет считать, что указание «птичий базар» относится именно к массовой колонии белой чайки, поскольку иных колониальных поселений морских птиц в этой равнинной местности нет.

Остров Хейса (ЗФИ). В архивных материалах отдела географии ААНИИ обнаружена фотография Л.С.Говорухи «Колония белых чаек в центральной части о. Хейса», сделанная летом 1957 г. в долине р. Романтиков. В дальнейшем сотрудники полярной станции им. Кренкеля подтвердили гнездование вида во внутренней части острова и отметили ежегодную смену мест расположения колонии⁵. В 2007 г. гнездование было обнаружено нами в двух точках долины р. Романтиков.

¹ Редакторское примечание Г.Л.Рутилевского к статье Успенского [48].

² Говоруха Л.С. Земля Франца-Иосифа. Физико-географическая характеристика. Дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ААНИИ, 1964. Ч. 2. С. 402.

³ Фото С.Л.Семенова, экспедиция ПМГРЭ, 2001.

⁴ Морская навигационная карта Земли Франца Иосифа, 2003, топографическая съемка о. Ева-Лив от 1976 г.

⁵ Материалы анкетирования полярных станций, М.Т.Шубенок, 1990.

Остров Рудольфа (ЗФИ). Колония, впервые описанная в 1899 г. экспедицией герцога Абруццкого [90], упоминалась затем в дневниках сотрудника полярной станции Свирненко за 1953 г. [39]. Нам удалось найти публикацию о гнездовании чаек в 1934 г. [3], известную ранним авторам [20], но не упомянутую Г.Л.Рутилевским [39]. По нашим данным, колония просуществовала минимум до 1990 г.¹ Авиабследование м. Германия в 1992 и 2006 гг. гнездования белой чайки не выявило. При посещении в 2001 г. не подтвердилось и гнездование на м. Столбовом, упомянутое в литературе [50].

Мыс Форбса (о. Земля Георга, ЗФИ). Внесен нами в список предполагаемых исторических мест гнездования на основании данных первоисточника [85] вместо м. Стивенс, указанного во всех последующих публикациях с неверной ссылкой на Нилия (см. выше).

Две новые точки вероятного гнездования на Земле Франца-Иосифа добавлены также по опросным сведениям: нунатаки северо-востока о. Джексона и востока о. Мак-Клинтока².

Новая Земля. В ответ на специальный запрос Я.де Корте подтвердил ссылку в [59] и уточнил, что наблюдал с вертолета группу белых чаек, сидящих на скалах каньона р. Неблужная на северо-востоке Северного острова [J.de Korte, 2009, перс. сообщ.]. В свете современных данных о гнездовой биологии вида подобные наблюдения позволяют предполагать гнездование, но окончательно вопрос о современном статусе вида на Новой Земле может быть разрешен путем тщательного обследования северо-восточного побережья.

Мыс Оловянный (о. Октябрьской Революции, Северная Земля (СЗ)). Существование колонии в этом месте было поставлено под сомнение, т.к. в опубликованных до 1990 г. первоисточниках [47, 51] не было приведено никаких доказательств, а краткосрочное посещение района в 1993 и 1994 гг. [66] чаек не обнаружило. В новом издании [52] помещена ранее не публиковавшаяся фотография с фрагментом колонии белой чайки на скалах. Таким образом, м. Оловянный отнесен к достоверным историческим местам гнездования вида.

Туманные горы (о. Октябрьской Революции, СЗ). Эта колония включена в список со ссылкой на [5], хотя сами авторы указывают на гнездование здесь по опросным сведениям бургомистра. Сравнение сведений о гнездовой биологии белой чайки и бургомистра дает основание предполагать, что чайки, наблюдавшиеся на выходах скальных пород в глубине ледника, являются белыми чайками, а не бургомистрами. В пользу этого также свидетельствует находка колонии белых чаек на аналогичном нунатаке в 70 км от Туманных гор [66].

Остров Шмидта (СЗ). Первое указание на возможное гнездование здесь белой чайки было получено от гида-натуралиста QUARK Expeditions (J.F.Splettstoesser, 2000, перс. сообщ.). При посещении острова в 2007 г. нами была обнаружена крупная многолетняя колония.

Остров Самойловича (Длинный) (Карское море). Впервые указание на гнездование вида было приведено в [25, с. 99]: «В 1930 году при подходе к острову Самойловича с корабля был усмотрен большой базар белых чаек, расположенный на обрывистых берегах острова». Во втором издании [26] те же наблюдения ошибочно приписаны о. Домашний. В дальнейшем о. Длинный был включен в список потенциальных мест гнездования [66]. При облете острова в 2006 г. вдоль западного обрывистого берега был обнаружен протяженный базар моевок [13], а белые чайки в районе не отмечены вовсе. Совершенно очевидно, что с судна был усмотрен именно базар моевок, ошибочно приписанный белым чайкам.

¹ Материалы анкетирования полярных станций, персонал станции Рудольфа, 1990.

² Попутные данные, полученные в ходе авиаучета белых медведей в августе 2005 г., Н. Strøm, перс. сообщ., 2006.

Острова Гейберга (Карское море). Первое упоминание о гнездовании белых чаек на о. Восточный в составе о-вов Гейберга относится к 1952 г. [95] и подтверждено в 1994 г. (сообщение полярной станции в [60]). Нами при посещении островов в 2008 г. одиночное гнездо было найдено на о. Восточный, а основная колония — на соседнем о. Средний.

Остров Ушакова (Карское море) полностью перекрыт ледником, тем не менее в журнале наблюдений полярной станции за 1959 г. указана находка гнезда белой чайки среди станционных построек [95]. При посещении закрытой уже более 10 лет станции в 2008 г. мы обнаружили гнезда белой чайки текущего года и стайку взрослых птиц.

Кроме того, материалы анкетирования подтвердили устойчивое существование гнездования белой чайки на островах Тройной и Визе¹.

В ходе экспедиционных работ нами обнаружены новые места гнездования белых чаек.

Центральная Суша (о. Земля Александры, ЗФИ). Три активных поселения обследованы в 2006 г. В 2005 и 2007 гг. чайки занимали частично другие места в том же районе, но в 2008 и 2009 гг. не гнездились вовсе (М.А.Носов, перс. сообщ., 2006–2009).

Мыс Флигели (о. Рудольфа, ЗФИ). Многолетняя колония обнаружена в 2007 г. [11], но не отмечена во время авиаобследования в 2006 г. Этот мыс отмечен на картосхеме Л.С.Говорухи², но данных о видовом составе и характере колонии автор не приводит. Кроме белых чаек здесь гнездятся немногочисленные чистики *Cerpphus grylle* и бургомистры (наши данные).

Долина р. Сухая (о. Комсомолец, СЗ). Крупная колония из нескольких кластеров обнаружена и обследована нами в 2007 г. [11].

Мыс Арктический (о. Комсомолец, СЗ). Небольшая колония обнаружена в ходе авианаблюдений в 2007 г. [11].

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности биологии белой чайки как источник объективных ошибок при изучении ее гнездового распространения

Белая чайка относится к факультативно-колониальным видам морских птиц. Биология вида до сих пор изучена недостаточно, а до 1980-х гг. имелись лишь единичные зарубежные публикации. Первая отечественная работа по материалам с территории России появилась в 1986 г. [46], хотя интересные наброски по гнездовому поведению сделала еще Н.П.Демме³, но эти материалы остались недоступны широкому кругу читателей. Белая чайка в моровом ареале гнездится чаще небольшими колониями и иногда отдельными парами [65]. Большинство случаев гнездования из зарубежной Арктики описано на скалах [74, 77, 93]. Трудность сбора натурных материалов из удаленных мест гнездования белой чайки, очевидно, послужила поводом для проецирования особенностей биологии других массовых и более изученных видов северных морских птиц на гнездовую биологию белой чайки. Наиболее распространенным заблуждением оказалось предположение гнездования при встречах взрослых птиц в летнее время в гнездопригодных прибрежных биотопах, в первую очередь у скалистых побережий и на птичьих базарах. Большую убедительность таким предположениям придавали встречи летных птенцов или добыча взрослых птиц с наседными пятнами. Вместе с тем для белой чайки

¹ Радиограммы начальников полярных станций Визе и Известий ЦИК, 2006–2009 гг.

² Говоруха Л. С. Земля Франца-Иосифа. Физико-географическая характеристика. Дис. ... канд. геогр. наук. Л.: АНИИ. 1964, Ч. 2. Картосхема птичьих базаров.

³ Демме Н.П. Промысловая фауна Северной Земли. Л.: АНИИ, 1934. 135 с. (Неопубл. отчет. ЦГАНТД СПб. Д. 369. Оп. 2-1. № 553)

характерны очень широкие кочевки, в т.ч. и в летнее, гнездовое, время, причем подавляющее число регистрируемых птиц имеет взрослый наряд, они представлены как не размножающимися в данном сезоне особями, так и гнездящимися. Ранее [97] было показано, что население колонии даже в разгар сезона размножения представляет собой поток птиц, лишь часть особей которого размножается в данном месте. Современные исследования с применением спутникового мечения, в т.ч. наши работы на арх. Земля Франца-Иосифа, продемонстрировали широкий радиус кормовых разлетов гнездящихся птиц, до 400–600 км [75]. Таким образом, в районе северо-востока Новой Земли летом могут оказаться птицы, гнездящиеся на островах Карского моря. Спутниковой телеметрией также продемонстрирована возможность скоростного перемещения птиц на значительные расстояния [75]. Это лишний раз говорит о том, что встречи летных молодых даже сразу по окончании сезона размножения не являются подтверждением гнездования.

В отличие от прочих морских птиц региона (глухыша *Fulmarus glacialis*, мевки, чистиковых), которые выходят на сушу лишь на период размножения и для которых присутствие на прибрежных скалах практически наверняка означает гнездование (или занятие гнездовой территории для последующего гнездования), белую чайку как вид-оппортунист по части питания и кормодобыывания с берегом связывают также и трофические отношения. Склонные к поеданию падали, белые чайки охотно выходят на побережья ледовитых акваторий, где в летнее время они могут собирать выбросы моря, отходы птичьих базаров, поедать остатки павших животных и добычи хищников. Поэтому встречи белых чаек у птичьих базаров нередки, но они не связаны с гнездованием в этих местах. Более того, белые чайки склонны к образованию моновидовых поселений и избегают поселения на крупных базарах [73]. В российской части ареала смешанное гнездование на скалах достоверно известно лишь из одной точки на Северной Земле [96].

Белые чайки, тесно связанные с дрейфующими льдами и морским побережьем, не залетают обычно в глубь побережья и не образуют даже временных скоплений на суше (например, для отдыха или купания на пресном водоеме, как это свойственно мевкам). В то же время они нередко гнездятся на удалении от побережья как на скалах и нунатаках [102, 74, 69], так и на равнинной местности [6, 9, 96, наши данные]. Наблюдения показывают, что встречи белых чаек во внутренних районах суши связаны, скорее всего, с их гнездованием в этих районах [74, наши данные]. Другой причиной, заставляющей белых чаек залетать в глубь суши, может стать антропогенный источник корма. По нашим наблюдениям, какое-то количество белых чаек может довольно долго держаться в местах гнездования (в равнинных местообитаниях) даже при полном неуспехе размножения или задерживаться после его окончания. Таким образом, встреча белых чаек на побережье, особенно у прибрежных скал и на птичьих базарах, не является достаточным основанием для предположения гнездования. Напротив, стая белых чаек внутри побережья или направленные перемещения в глубь суши при условии исключения стабильного источника антропогенного корма могут свидетельствовать о наличии в районе гнездовий.

Сложность выявления мест гнездования связана также с лабильностью территориальных связей белых чаек и спорадичностью размещения колоний. Чрезвычайно малочисленные данные возвратов кольцевания свидетельствуют о привязанности взрослых птиц к местам прежнего гнездования [84, 97, наши данные]. В то же время для белых чаек характерна смена места гнездования в пределах, по меньшей мере, некоего района площадью до нескольких десятков километров [44, 60, 94, Демме, 1934¹, наши данные]. Факторы, влияющие на выбор того или ино-

¹ Демме Н.П. Промысловая фауна Северной Земли. Л.: АНИИ, 1934. 135 с. (Неопубл. отчет, ЦГАНТД СПб. Д. 369. Оп. 2-1. № 553)

го конкретного места для колонии до конца не ясны. Для вида также характерны пропуски гнездования, сопряженные со значительной межгодовой флуктуацией численности в колониях вплоть до полного отсутствия птиц, что связано, очевидно, с кормовыми условиями сезона. Это ведет к существованию значительного популяционного резерва половозрелых птиц, вовлеченных в широкие летние ко- чевки, в т.ч. за пределами гнездового ареала.

Таким образом, по ряду особенностей гнездовой биологии белые чайки существенно отличаются от прочих морских колониальных птиц региона. Признаки, используемые для предположения о гнездовании и подходящие для большинства видов морских птиц, обитающих рядом, не срабатывают в случае с белой чайкой. Для доказательства размножения белой чайки необходимо нахождение гнезд, кладок или нелетных выводков.

Источники субъективных ошибок при изучении гнездового распространения белой чайки

Субъективные ошибки исследователей при формировании знания о гнездовом ареале белой чайки включают использование малодостоверных источников информации и вторичных данных без их проверки, некритическое компилирование материалов, ошибки в определении вида, недостаточное знание биологии вида и неверную интерпретацию первичных натурных данных. Дополнительные сложности в сборе информации связаны с особенностями публикации данных. До 1980-х гг. первичные данные публиковались в зарубежных малодоступных изданиях (особенно по периоду начального освоения Российской Арктики иностранными экспедициями), обрывочные сведения приходилось искать не в зоологической литературе, а в описаниях путешествий, опубликованных дневниках и экспедиционных хрониках, а также в общегеографической литературе. Только к концу XX в. по гнездованию белой чайки были опубликованы две работы на русском языке, основанные на оригинальных материалах авторов [9, 46]. Ценные сведения хранились в неопубликованных фондовых отчетах, журналах и дневниковых записях полярных станций. Масса неточностей и ошибок была привнесена именно при вводе этих сведений в научный оборот, т.е. при интерпретации зоологами первичных данных других наблюдателей и их публикации в зоологической литературе.

Логистической трудностью, послужившей фоном для возникновения перенесенных ошибок сбора и использования информации, была и есть удаленность и труднодоступность районов гнездования вида и связанные с этим очень ограниченные возможности сбора натурных данных, диктующие необходимость привлечения широкого круга наблюдателей-неспециалистов. Краткосрочные визиты в районы обитания вида, отсутствие целенаправленных наблюдений и мониторинга вынуждали порой интерпретировать обрывочные данные, привлекая аналогии с другими видами морских птиц, что оказалось неприемлемым для белой чайки с ее специфической биологией. В итоге информация о гнездовом ареале белой чайки оказалась, по-видимому, наиболее далекой от реальной действительности по сравнению с другими видами морских птиц Арктики.

Периодизация изучения гнездового распространения белой чайки в России и ее картографическое отображение

Приведенный выше обзор позволяет выделить три периода формирования знаний о гнездовом распространении белой чайки в России.

Период: конец XIX в.—1980 г., от первых обнаружений гнездования до первого попутного, но специального исследования в 1981 г. [46]. Накопление сведений носило несистематический характер, натурные данные собирались попутно в экспедициях и на полярных станциях не специалистами-зоологами. Основные источники данных — описания путешествий и экспедиций первооткрывателей, неопубликованные отчеты, дневниковые записи, общие орнитофаунистические работы и свод-

ки. Первичные данные содержались в неопубликованных (архивных) источниках, так называемой «серой литературе», популярных изданиях небиологического профиля (русскоязычные публикации) или в статьях на иностранных языках в труднодоступных зарубежных источниках. Введение информации о белой чайке в русскоязычный научный оборот (отечественные орнитологические публикации) производилось преимущественно на компилятивной основе, часто с вторичными ссылками на обзоры, составленные не специалистами-орнитологами [20, 25, 26, Семенов, 1967¹], или на основе данных, собранных попутно на полярных станциях. Обобщение информации выполнялось преимущественно по географическому принципу, т.е. в составе региональных видовых очерков, за исключением [19]. Всего по опубликованным источникам к 1980 г. для территории России было упомянуто 24 места гнездования белых чаек, включая исторические и малодостоверные упоминания, в т.ч.: 10 — на Земле Франца-Иосифа и о. Виктория, 8 — на Северной Земле, включая близлежащие мелкие островки, по 2 на Новой Земле, мелких островах Карского моря и в Восточном секторе Российской Арктики за пределами доказанного гнездового ареала (рис. 1, а). Из них 10 (42 %) после детального анализа были признаны нами недостоверными и исключены из списка мест гнездования вида (табл. 1). Основные источники ошибок: преобладание вторичных источников информации, некритическое цитирование, недостаточное знание биологии вида и неверная интерпретация данных первоисточников, в одном случае — неверное определение.

II период: 1980-е—начало 2000-х гг., первые специальные исследования вида на фоне общей активизации орнитологических исследований в Арктике. Начался с первого отечественного полевого исследования вида на Земле Франца-Иосифа [46] и продолжился после перерыва серией инициативных исследований на островах Карского моря (работы А.Е.Волкова и соавторов [9, 96, 97], экспедиция Норвежского орнитологического общества [60]). Целенаправленный сбор сведений по распространению и биологии вида был инициирован в начале 1980-х гг. включением белой чайки в Красную книгу СССР [22] и РСФСР [7], в дальнейшем он продолжился при составлении региональных Красных книг [1, 30, 33] и издании Красной книги России [8]. Вышли новые видовые обобщения на национальном уровне [55, 56]. Характерна заметная активизация экспедиционных зоологических и орнитологических исследований в Арктике, в т.ч. международных. С 1990-х гг. начинается эра туристических круизов в Высокоширотную Арктику, остающуюся недоступной для ученых. Все это привело к существенному росту объемов орнитологической информации. По белой чайке, в частности, за 20 лет число мест с указанием на размножение этого вида (рис. 1, б) возросло в 2,5 раза. Новая информация оказалась весьма разнокачественной, что в ряде случаев связано с повышенным интересом к этому редкому виду на фоне очевидной трудности сбора первичного материала. Наибольшее количество недостоверных сведений, объем которых более чем удвоился, поступило в оборот из некритических компилятивных публикаций зарубежных авторов, вследствие использования ненадежных источников информации и неверной интерпретации первичных сведений (см. табл. 1).

В целом к началу 2000-х гг. (включая сводку [56], завершающую этот период) в литературе можно найти указание на 64 места гнездования белой чайки без учета степени достоверности, в т.ч. 22 — в регионе Виктория — Земля Франца-Иосифа, 11 — на мелких островах Карского моря и м. Челюскина, 23 — на Северной Земле, 5 — на Новой Земле (рис. 1, б), а также 3 — далеко на востоке за пределами доказанного к настоящему времени ареала. К прежним 11 недостоверным и исключенным нами из списка мест гнездования вида добавилось еще 13 ненадежных указаний (табл. 1). Рост

¹ Семенов В.И. Северная Земля. Физико-географическая характеристика. Л.: ААНИИ, 1967. 196 с. (Неопубл. отчет).

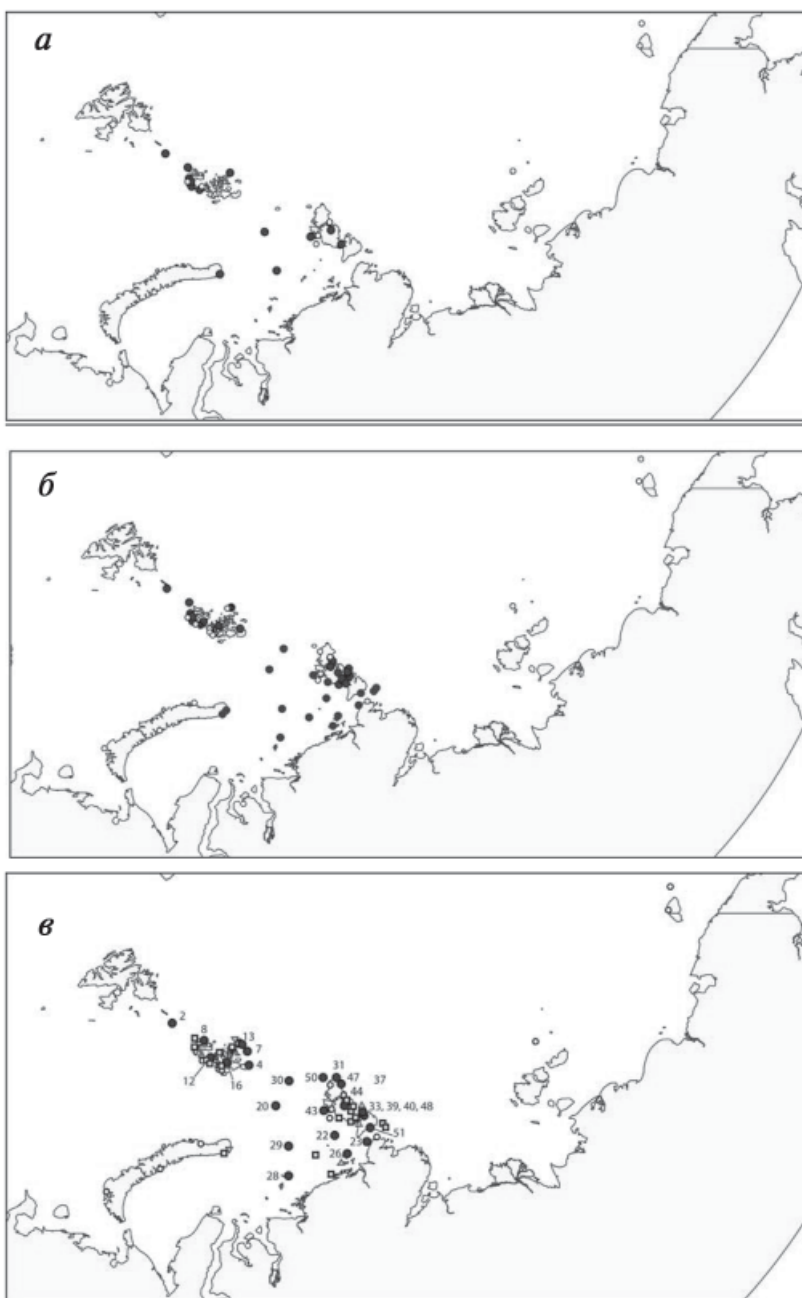


Рис. 1. Гнездовое размещение белой чайки в России:

a) места гнездования, упомянутые в опубликованных источниках к 1980 г.; *б)* места гнездования, известные к началу 2000-х гг.; *в)* согласно современной изученности вида.

Условные обозначения и номера соответствуют шкале достоверности и номерам в табл. 1: *a, б:* ○ — 0, ● — все остальные; *в:* ○ — 0; ● — 10; □ — 1, 3, 5; ▽ — 2; ▲ — (-1); пронумерованы только современные достоверные места (категория 10)

числа известных мест гнездования во многом связан с введением в научный оборот сведений, собранных сотрудниками полярных станций до 1980 г. (см. табл. 1). Данные полярных станций оказались наиболее достоверными среди всех косвенных источников, использованных в орнитологических публикациях.

III период: с 2003 г. по настоящее время, специальные исследовательские проекты в рамках международного сотрудничества. Его начало мы относим к формированию международной исследовательской инициативы, вызванной тревожными сигналами орнитологов о резком сокращении численности белой чайки в Канадской Арктике [64, 79]. В результате консолидации сил экспертов циркумполярной группы по морским птицам КАФФ (CBird CAFF) была разработана «Стратегия и план действий по охране белой чайки» [73]. На региональном уровне был инициирован российско-норвежский проект по изучению белой чайки [14], его реализация началась экспедиционными исследованиями в 2006 г. [15, 70] и продолжилась в период МПГ 2007/08 [11, 12]. Результаты этих работ использованы в настоящем обзоре.

К настоящему времени из 75 мест гнездования белой чайки в России, указанных во всех известных автору источниках, отклонено по различным причинам 24, в т.ч. 6, находящихся за пределами доказанного гнездового ареала (рис. 1 в, табл. 1). Из оставшихся 51 только для половины (25) имеются доказательства размножения вида после 1980 г. Нет убедительных доказательств современного гнездования вида на Новой Земле. В 2 местах гнездование было доказано в исторической перспективе, но не подтверждено современными данными. Еще 17 мест отнесены к категории «вероятного, но убедительно недоказанного гнездования», а в оставшихся 8 местах гнездование лишь предполагается без указания достаточных оснований, но полностью исключить вероятность исторического гнездования для этих мест мы не можем. Несмотря на известную лабильность территориальных связей белой чайки, наш анализ свидетельствует о наличии в Российской Арктике опорной сети постоянных мест гнездования, в пределах которых могут совершаться перемещения различной дальности, но в целом птицы придерживаются вполне ограниченной территории. Выявлено 9 мест, гнездование в которых прослежено на протяжении более чем 30 лет (макс. 90) (табл. 1). Эти места целесообразно включить в сеть мониторинга состояния российской популяции белой чайки. Для многих других колоний также имеются данные о многолетнем их существовании, а для некоторых — о периодичности их заселения.

Новейшие данные, полученные в течение последнего десятилетия, несколько уменьшают число действующих колоний по сравнению с 25-ю, упомянутыми выше. Так, колония на мысе Германия, очевидно, прекратила свое существование после 1990 г., в 2000-х гг. не подтверждено гнездование на о. Виктория, а в 2008 г. впервые за историю наблюдений белые чайки не гнездились на о. Тройной (сообщение полярной станции). Вместе с тем, учитывая особенности биологии вида, судить о возможном текущем сокращении ареала по этим данным преждевременно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного анализа свидетельствуют, во-первых, об ограниченности подтвержденного гнездового ареала белой чайки в России, редкости и спорадичности гнездования в его пределах. С учетом исторических данных российский гнездовой ареал белой чайки включает в себя о. Виктория, 13 островов в арх. Земля Франца-Иосифа, 10 островов Карского моря, крупные острова Северной Земли, кроме о. Пионер, и некоторые прибрежные небольшие острова этого архипелага, а также крайний северо-восток Северного острова Новой Земли: всего 51 место. Границы ареала простираются на восток до 107° в.д. (о. Малый Таймыр), на север до 81° 50' (мыс Флигели на Земле Франца-Иосифа, самый северный участок суши Ев-

разии), на юг до 75° 55' с.ш. (о. Тройной в Карском море). На западе России белая чайка гнездится до о. Виктория (36° 43' з.д.), далее ареал уходит в Норвегию. Любые изменения и дополнения к очерченному гнездовому ареалу вида в России требуют документального подтверждения находками гнезд, кладок, нелетных птенцов.

Во-вторых, наглядно продемонстрированы низкая достоверность значительной части публикаций и высокая степень неопределенности современных знаний о гнездовом размещении вида. Так, только для половины из известных достоверных и предполагаемых мест имеются доказательства размножения вида за последние 30 лет. Основные причины такой слабой изученности — ограниченность первичных натурных данных из-за труднодоступности мест обитания вида в совокупности с особенностями биологии вида, в первую очередь это широкие летние кочевки взрослых, в т.ч. гнездящихся особей, лабильность территориальных связей и некоторые другие. Общий уровень имеющихся сведений недостаточен для оценки возможных изменений гнездового ареала белой чайки в России.

Принимая во внимание ускоренные темпы современных климатических изменений в Арктике и высокую уязвимость белой чайки по отношению к наблюдающемуся потеплению климата [80], учитывая негативные тенденции, выявленные в других частях ареала, а также важность территории России для поддержания и сохранения мировой популяции вида, необходимо продолжить мониторинг гнездящихся белых чаек на сети опорных мест постоянного гнездования. Опираясь на предыдущий позитивный опыт, считаем целесообразным для обеспечения мониторинга на всем пространстве ареала вовлечение в сбор информации сети полярных станций Росгидромета. Эффективным методом сбора информации с удаленных островов Высокоширотной Арктики может служить целевое анкетирование. Все это, тем не менее, не исключает необходимости проведения экспедиционных работ. В этом случае высокую эффективность сбора мониторинговых сведений о ключевых колониях на значительном протяжении ареала продемонстрировал авиационно-десантный метод с использованием тяжелых вертолетов.

Экспедиционные работы проводились в рамках российско-норвежского проекта «Белая чайка» и были поддержаны Российской научной программой МПГ 2007/08. В сборе полевого материала принимали участие коллеги-орнитологи А.Е.Волков и М.Н.Иванов. Автор выражает благодарность всем респондентам, предоставившим ценные материалы по распространению белой чайки из труднодоступных уголков Российской Арктики, в особенности руководству Диксонского ЦГМС — Н.М.Адамовичу и В.Н.Адамовичу, организовавшему сбор данных в 2006–2009 гг., а также всем сотрудникам полярных станций, принявшим участие в анкетировании, в первую очередь С.И.Аболемову (Визе) и Н.Павлову (Известий ЦИК); офицерам погранзастав Нагурское (М.А.Носову) и Остров Средний (С.В.Шкурату), командирам вертолетов отдельного Воркутинского авиаполка С.М.Кирюшкину, А.В.Рыкованову, О.В.Сидорову, Н.П.Бурлака, И.И.Усачеву, сотруднику ПМГРЭ В.Дымову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.А. (сост.) Белая чайка // Красная книга Архангельской области. Архангельск: Правда Севера, 1995. С. 246–247.
2. Антипин В.М. Фауна позвоночных северо-востока Новой Земли // Проблемы Арктики. 1938. № 2. С. 153–171.
3. Балабин Ф.И. Работы станции на Земле Рудольфа в 1932/33 г. // Бюл. Арктического института. 1934. № 4. С. 173–175.
4. Банников А.Г. К орнитофауне острова Врангеля // Сб. тр. Гос. Зоол. музея МГУ. 1941. Вып. 6. С. 197–202.

5. Беликов С.Е., Рандла Т.Э. Фауна птиц и млекопитающих Северной Земли // Фауна и экология птиц и млекопитающих Средней Сибири. М.: Наука, 1987. С. 18–28.
6. Булавинцев В.И. Птицы острова Большевик, архипелаг Северная Земля // Орнитология. М.: МГУ, 1984. Вып. 19. С. 175–176.
7. Бутьев В.Т. (сост.) Белая чайка // Красная Книга РСФСР. М.: Россельхозиздат, 1985. С. 280–281.
8. Волков А.Е. Белая чайка // Красная Книга РФ. М.: АСТ: Астрель, 2001. С. 529–530.
9. Волков А.Е., Придатко В.И. Материалы по биологии белой чайки (*Pagophila eburnea*) на архипелаге Северная Земля // Арктические тундры Таймыра и островов Карского моря. М.: ЭПЭЭ РАН, 1994. Т. 1. С. 207–222.
10. Гаврило М.В. Птицы острова Октябрьской Революции (Северная Земля): численность, особенности распределения, рекомендации к охране // Изучение и охрана птиц в экосистемах Севера. Владивосток, 1988. С. 38–41.
11. Гаврило М.В. Любительница льдов цвета слоновой кости: проект «Белая чайка» в исследовании экспедиции «Арктика-2007» // Новости МПГ 2007/08. 2007. № 7. С. 12–14.
12. Гаврило М.В. Состояние популяций морских полярных птиц и млекопитающих: некоторые итоги биологических работ ААНИИ в ходе Международного полярного года 2007/08 // Новости МПГ 2007/08. 2009. № 24. С. 26–29.
13. Гаврило М.В., Волков А.Е. Современное состояние популяций и динамика населения птиц района архипелага Седова, Северная Земля // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики: Матер. междунар. научн. конференции. М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 67–74.
14. Гаврило М.В., Стрем Х. Белая чайка на Шпицбергене и в Российской Арктике: необходимость совместных усилий для оценки современного состояния вида // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 240–247.
15. Гаврило М.В., Стрем Х., Волков А.Е. Состояние популяций белой чайки на Шпицбергене и островах Западной Арктики: первые результаты совместных российско-норвежских исследований // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 220–234.
16. Говоруха Л.С. Остров Виктория // Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. С. 359–363.
17. Горбунов Г.П. Материалы по фауне млекопитающих и птиц Новой Земли // Тр. Ин-та по изучению Севера. М., 1929. Вып. 40. С. 169–240.
18. Горбунов Г.П. Птицы Земли Франца-Иосифа // Тр. Всесоюз. Арктич. ин-та. Л.: Гидрометеиздат, 1932. Т. 4. 244 с.
19. Дементьев Г.П. Белая чайка // Птицы Советского Союза. М.: Советская наука, 1951. Т. 3. С. 410–414.
20. Есипов В.К. Земля Франца-Иосифа // Острова Советской Арктики. Архангельск: Северное краевое изд-во, 1935. 75 с.
21. Есипов В.К. Звери, птицы и рыбы Арктики. Архангельск: Севоблгиз, 1937. 120 с.
22. Зубакин В.А. Белая чайка // Красная Книга СССР. Т. 1. Животные. 2-е изд., доп. М.: Лесная промышленность, 1984. С. 156–157.
23. Иванов А.И. Каталог птиц СССР. Л.: Наука, 1976. С. 99–100.
24. Короткевич Е.С. Полярные пустыни. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 420 с.
25. Лактионов А.Р. Северная Земля. М.; Л.: Изд-во ОГИЗ – Севкрайгиз, 1936. 121 с.
26. Лактионов А.Р. Северная Земля. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1946. 151 с.
27. Леонов Л.И. Орнитофауна острова Генриетты // Проблемы Арктики. 1945. Вып. 5–6. С. 79–88.
28. Маркин В.А. Планеты ледяной венец. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 120 с.
29. Милов В.А. Остров белых медведей. СПб.: Штиль, 2002. 128 с.
30. Нечаев В.А. (сост.) Белая чайка // Красная книга Сахалинской области. Животные. Южносахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 2000. С. 91.

31. *Ойен И.О.* Орнитологические записи во время комплексной экспедиции на Землю Франца-Иосифа 07–25.08.2001 // *Земля Франца-Иосифа: Сб. статей.* Архангельск: ФГУ «ТФИ по Архангельской области», 2004. С. 118–132.
32. *Плешак Т.В.* Орнитофауна архипелага Земля Франца-Иосифа // *Земля Франца-Иосифа. Сб. статей.* Архангельск: ФГУ «ТФИ по Архангельской области», 2004. С. 106–111.
33. *Поздняков В.И.* Белая чайка // *Красная книга Республики Саха (Якутия).* Т. 2. Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды животных. Якутск, 2000. С. 116–118.
34. *Поздняков В.И.* Остров Жохова, Якутия, Россия // *Птицы Арктики. Информ. бюл. междунар. банка данных по условиям размножения.* 2004. № 6. С. 14–15.
35. *Портенко Л.А.* Производительные силы орнитофауны Новой Земли // *Тр. Биогеохимич. лаборат. АН СССР.* 1931. Т. 2. Прил. С. 3–52.
36. *Портенко Л.А.* Птицы Чукотского полуострова и острова Врангеля. Л.: Наука, 1973. Ч. II. С. 20–22.
37. *Придатко В.И., Луцко О.Б.* Орнитофауна острова Геральд (Чукотское море) // *Вестн. зоол.* 1986. № 3. С. 29–34.
38. Птицы Сибири: Белая чайка. Электронный ресурс. URL: <http://birds.krasu.ru/index.php?f=species&ids=185> (дата обращения 13.05.2009)
39. *Рутилевский Г.Л.* О птицах острова Рудольфа // *Тр. АНИИ.* 1957. Т. 205. Позвоночные Арктики. С. 87–95.
40. *Степанян Л.С.* *Ragophila eburnea* (Phipps, 1774) Белая чайка // *Конспект орнитологической фауны России и сопредельных территорий.* М.: Академкнига, 2003. С. 256.
41. *Стишов М.С., Придатко В.И., Баранюк В.В.* Птицы острова Врангеля. Новосибирск: Наука, 1991. 253 с.
42. *Сыроечковский Е.Е., Рогачева Е.В.* Животный мир Красноярского края // Красноярск: Книжное изд-во, 1980. 359 с.
43. *Сыроечковский Е.Е., Рогачева Е.В.* Развитие биологических, экологических и природоохранных исследований в Сибирской Арктике в связи с реализацией научного проекта «Азиатский экологический трансект» // *Арктические тундры Таймыра и островов Карского моря.* М.: ЭПЭЭ РАН, 1994. Т. 1. Ч. 1 С. 8–13.
44. *Сыроечковский Е.Е.-мл., Лаппо Е.Г.* Материалы по фауне и экологии птиц островов Известий ЦИК и о. Свердруп (Карское море) // *Арктические тундры Таймыра и островов Карского моря.* М.: ЭПЭЭ РАН, 1994. Т. 1. Ч. 1 С. 108–148.
45. Таймырский заповедник / *Поспелова Е.Б., Карбаинов Ю.М., Гаврилов А.А. и др., 1999.* Электронный ресурс. URL: <http://oort.info/taimyr/fauna.html> (дата обращения 13.03.2009)
46. *Томкович П.С.* Материалы по биологии белой чайки на острове Грэм-Белл (Земля Франца Иосифа) // *Актуальные проблемы орнитологии.* М.: Наука, 1986. С. 34–49.
47. *Урванцев Н.Н.* Два года на Северной Земле. Л.: Изд. Главсевморпути, 1995. 363 с.
48. *Успенский С.М.* Птицы и млекопитающие острова Беннетта // *Тр. АНИИ.* 1963. Т. 224. С. 180–206.
49. *Успенский С.М.* Жизнь в высоких широтах. На примере птиц. М.: Мысль, 1969. 463 с.
50. *Успенский С.М., Томкович П.С.* Птицы Земли Франца-Иосифа и их охрана // *Природные комплексы Арктики и вопросы их охраны.* Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 63–76.
51. *Ушаков Г.А.* По нехоженой земле. М.; Л.: Изд. Главсевморпути, 1951. 393 с.
52. *Ушаков Г.А.* Остров метелей. По нехоженой земле. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 598 с.
53. *Харитонович Б.* На острове Домашнем // *Советская Арктика.* 1940. № 8. С. 60–66.
54. *Чернов Ю.И., Стриганова Б.Р., Ананьева С.И., Кузьмин Л.Л.* Животный мир полярной пустыни мыса Челюскин // *Арктические тундры и полярные пустыни Таймыра.* Л.: Наука, 1979. С. 35–49.
55. *Юдин К.А., Фирсова Л.В.* Белая чайка // *Птицы СССР. Чайковые.* М.: Наука, 1988. С. 51–57.
56. *Юдин К.А., Фирсова Л.В.* Белая чайка // *Ржанкообразные Charadriiformes Ч. I. Поморники семейства Stercorariidae и чайки подсемейства Larinae.* СПб.: Наука, 2002. С. 131–141 (Фауна России и сопредельных стран. Нов. сер. № 146. Птицы. Т. II. Вып. 2).

57. *Abruzzzen Savoyen L.Am.* Die Stella polare im eismeer. Erste italienische nordpoleexpedition 1899–1900. Leipzig: F.A.Brockhaus, 1903. S. XIV–566.
58. *Bakken V.* Ivory gull research on Zemlya Franca-Iosifa // Barr S. (Ed.) The Fram anniversary cruise to Zemlya Franca-Iosifa. Meddeleser. Nr. 149. Oslo, 1997. P. 18–19.
59. *Bakken V., Tertitski G.* The Ivory gull // The status of marine birds breeding in the Barents Sea region. Tromso: Norsk Polarinstitut, 2000. P. 104–107.
60. *Bangjord G., Korshavn R., Nikiforov V.* Fauna at Troynoy and influence of polar stations on nature reserve. Izvestiya TsIK, Kara Sea, July 1994. Working report. Klaebu: Norwegian Ornithological Society, 1994. Report 3. 55 p.
61. *Bruce W.S., Clarck W.E.* The mammalian and birds of Franz-Joseph Land. II. Birds by William Eagle Clarcke with notes by William S. Bruce // Proc. Royal Phys. Society. Ediburgh, 1902. XIV. 1897–1901. P. 87–112.
62. *Clarke W.E.* On the avifauna of Franz Josef Land. With notes by Wm. S. Bruce, of the Jackson-Harmsworth Expedition // The Ibis. 1898. Vol. 40. P. 249–277.
63. *Collette R., Nansen F.* An account of the birds // Nansen F. (Ed.) The Norwegian north Pole Expedition 1893–1896. Scientific Results. London, 1900. Vol. I. Paper IV. P. 1–54.
64. COSEWIC assessment and update status report on the Ivory Gull *Pagophila eburnea* in Canada / Committee on the Status of Endangered Wildlife in Canada. Ottawa, 2001. 10 p.
65. *Cramp S., Simmons K.E.L. (eds)* The birds of the Western Palaearctic. Oxford Univ. Press, 1983. Vol. III. Waders to Gulls. 913 p.
66. *de Korte J., Volkov A.E., Gavrilov M.V.* Bird observations in Severnaya Zemlya, Siberia // Arctic. 1995. Vol. 48. № 3. P. 222–234.
67. *Forsberg M.* Ivory Gulls flock to site of former military station: observations of an eco-tourist guide // Arctic Bull. 1995. Issue 3. P. 15.
68. *Frantzen B., Strom H., Opheim J.* Ornithological notes from Franz Josef Land, Russia, summers 1991 and 1992 // Results from scientific cruises to Franz Josef Land. Meddelelser. Tromso: NorskPolarinstitut, 1993. № 126. P. 13–20.
69. *Frisch T., Morgan W.C.* Ivory Gull colonies in southeastern Ellesmere Island, Arctic Canada // Canadian Field-Naturalist. 1979. № 93. P. 173–174.
70. *Gavrilov M.* Russian ice refuge for ivory gulls // WWF Arctic Bull. 2007. Iss. 2. P. 15–16.
71. *Gavrilov M., Bakken V.* The Kara Sea // Bakken V. (Ed.) Seabird colony databases of the Barents Sea region and the Kara Sea. Norsk Polarinstitut Rapportserie. Troms: Norsk Polarinstitut, 2000. № 115. P. 53–78.
72. *Gilchrist G.H., Mallory M.L.* Declines in abundance and distribution of the ivory gull (*Pagophila eburnea*) in arctic Canada // Biol. Cons. 2005. Vol. 121. № 2. P. 303–309.
73. *Gilchrist G., Strm H., Gavrilov M., Mosbech A.* International Ivory Gull conservation strategy and action plan / CAFFs Circumpolar Seabird Group. CAFF Technical report № 18. Sept. 2008. 20 p.
74. *Gilg O., Boertmann D., Merkel F., Aebischer A., Sabard B.* The status of the endangered Ivory Gull, *Pagophila eburnea*, in Greenland // Polar Biology. 2009. Vol. 32. P. 1275–1286.
75. *Gilg O., Strm H., Aebischer A., Gavrilov M.V., Volkov A., Miljeteig C., Sabard B.* Post-breeding movements of the Northeast Atlantic Ivory gull populations (в печати).
76. *Haney J.C.* Rare, local, little known and declining breeders. A closer look: Ivory Gull // Birding. 1993. Vol. 24. P. 330–338.
77. *Haney J.Ch., Macdonald S.D.* Ivory Gull (*Pagophila eburnea*) // The Birds of North America Online. Ithaca: Cornell Lab of Ornithology, 1995. (<http://bna.birds.cornell.edu/bna/species/175> doi:bna.175)
78. *Jackson F.G.* Notes on the birds of Franz-Joseph Land by the Jackson-Harmsworth Polar Expedition, 1894 to 1897 // Jackson F.G. A thousand days in the Arctic. 1899. Vol. II. P. 397–412.
79. *Krajick K.* Wildlife biology: In search of the ivory gull // Science. 2004. Vol. 301. № 5641. P. 1840–1841.
80. *Loeng H., Brander K., Carmack E., Denisenko S. and others.* Chapter 9. Marine systems // Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 453–538.

81. *Lunk S., Joern D.* Ornithological observations in the Barents and Kara Seas during the summers of 2003, 2004 and 2005 // Russian Ornithol. J. 2007. Express issue. № 377. P. 999–1019.
82. *MacClintock F.L.* Fate of Sir J.J. Franklin. The voyage of the 'Fox' in the Arctic seas in search of Franklin and his companions. London: John Murray, Albemarle street, (1856 – 1st edition), 1869 (3-d revised and enlarged edition). 404 p.
83. *Markham C.R.* The voyage of «Eira» and Mr. Leigh Smith's Arctic Discoveries in 1889 // Proc. of the Royal Geograph. Soc. and monthly record of geography. 1881. Vol. III. P. 179–186.
84. *MacDonald S.D.* Phantoms of the pack ice // Audubon. 1976. № 3, Iss. 78. P. 3–19.
85. *Neale W.H.* Notes on the natural history of Franz-Josef Land as observed in 1881/82 // Proc. of Scien. Meet. of the Zool. Soc. of London. London, 1882. P. 652–656.
86. *Newcomb R.L.* Our lost explorers: the narrative of the Jeannette Arctic expedition as related by the survivors, and in the records and last journals of Lieutenant De Long. Revised by Raymond Lee Newcomb // Hartford Conn., American Publishing Company. 1883 xv. [1], [17]. 479 p.
87. *Pearson H.J.* XIV. Notes on the birds observed on Waigats, Novaya Zemlya, and Dolgoi Island, in 1897 // The Ibis. 1898. Ser. VII. Vol. IV (April). P. 185–208.
88. *Robertson G.J., Gilchrist H.G., Mallory M.L.* Colony Dynamics and Persistence of Ivory Gull Breeding in Canada // Avian Conservation and Ecology. 2007. URL: <http://www.ace-eco.org/vol2/iss2/art8/> [дата посещения: 1.12.2009].
89. *Rogacheva H.V.* The birds of Central Siberia. Husum: Husum Druck. Verlagsgs. 1992. P. 346.
90. *Slvadori Th.U.* Osservazioni scientifiche eseguite durante la spedizione polare polare di S.A.R. Luidgi di Savoia, Duca delgi Abruzzi, 1899–1900. Parte seconde // Materiale scientifico di zoologia, botanica e mineralogia raccolte del medico di la classe dott. Pietro Achille Cavalli-Molinelli. Zoologia. Milano, 1903. P. 597–607.
91. *Skakuj M.* Seabirds of Tikhaya Bay, summer 1991 // Environmental studies from Franz Josef Land with emphasis on Tikhaya Bay, Hooker Island. Oslo, 1992. № 120. P. 63–65.
92. *Stachanow W.S.* Notes sur les oiseaux de l'île la Solitude (mer de Kara), dans l'Arctique // Alauda. 1935. Ser. 3. A. 7. № 3. P. 417.
93. *Strøm H.* Ivory gull // Kovacs K.M., Lydersen C., (Eds) Birds and Mammals of Svalbard. Troms: Norwegian Polar Institute, 2006. P. 151–154.
94. *Strøm H., Bakken V., Miljeteig S., et al.* Ivory gull survey in Svalbard, 2006–2008 // *Strøm H., Gavrilov M.V.* Survey of ivory gull colonies in the Norwegian and Russian Arctic 2006–2007. Norsk Polarinstitutt Rapportserie. 2009. (in press)
95. *Volkov A.E.* Ivory Gull // Gavrilov M., Bakken V., Isaksen K. (Eds.) The distribution, Population Status and Ecology of Marine Birds selected as Valued Ecosystem Components in the Northern Sea Route Area. Oslo: The Fridtjof Nansen Institute, 1998. INSRP Working Paper № 123, II.4.2. P. 13–17.
96. *Volkov A.E., de Korte J.* Distribution and numbers of breeding Ivory Gulls *Pagophila eburnea* in Severnaya Zemlja, Russian Arctic // Polar Res. 1996. Vol. 15. № 1. P. 11–21.
97. *Volkov A.E., de Korte J.* Breeding ecology of the Ivory Gull (*Pagophila eburnea*) in Sedov Archipelago, Severnaya Zemlya // Heritage of the Russian Arctic. Research, conservation and international cooperation. Moscow: Ecopros Publishers, 2000. P. 483–500.
98. *Vuilleumier F.* A large colony of Ivory Gull *Pagophila eburnea* on Victoria Island, Russia // Alauda. 1995. Vol. 63. № 2. P. 135–148.
99. *Weslawski J.M., Malinga M.* The Wildlife of Franz-Josef Land. Gdansk: Polish Academy of Science, 1993.
100. *Weslawski J.M., Stempniewicz, L.* Marine environment and wildlife // Barr S. (Ed.) Franz-Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1995. P. 38–58.
101. *Williams M., Dowdeswell J.A.* Mapping seabird nesting habitats in Franz-Josef Land, Russian High Arctic, using Landstat Thematic Mapper imagery // Polar Res. 1988. Vol. 17. № 1. P. 15–30.
102. *Wright N.J., Mathews D.W.* New nesting colonies of the Ivory Gull *Pagophila eburnea* in southern Eastern Greenland // Dansk Ornithologisk Forening Tidsskrift. 1980. Vol. 74. P. 59–64.

M.V.GAVRILO

**BREEDING DISTRIBUTION OF IVORY GULL IN THE RUSSIAN ARCTIC:
DIFFICULTY WHEN STUDYING RANGE OF A RARE
AND SPORADICALLY BREEDING HIGH ARCTIC SPECIES**

Based on critical analysis of published and archival data, specially designed and distributed enquiry, and field data breeding distribution of the ivory gull in the Russian Arctic was critically revised. New breeding colonies were revealed while some previous breeding areas were not proved. Totally, 51 breeding sites including historical records were proved. Subjective sources and biological peculiarities of the ivory gull breeding biology which account for the unreliable information on the nesting distribution published elsewhere are pointed out. Ivory gull researches in the Russian Arctic was divided into three periods. Mapping proved limited breeding range and sporadic nesting distribution of the ivory gull within its range in Russia.

Keywords: avifauna, breeding distribution, Arctic, ivory gull, *Pagophila eburnea*, species area.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 91.(091); 91.(092)

Поступила 17 июня 2009 г.

**ИМЕНА СОТРУДНИКОВ ААНИИ НА ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ.
НИКОЛАЙ ПЕТРОВИЧ ИРЕЦКИЙ, ДМИТРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ МУРАТОВ***науч. сотр. М.В.ДОРОЖКИНА, д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru*

20 октября 1963 г. во время полета в условиях полярной ночи над узкими проливами архипелага Земля Франца-Иосифа в районе острова Грезм-Белл экипаж самолета ИЛ-14 (командир Н.В.Мироненко) потерял пространственную ориентировку. Самолет столкнулся с пологим склоном ледника, который не отразился на бортовом локаторе. В результате катастрофы погибли пять членов экипажа самолета и два сотрудника ААНИИ — гидрологи Николай Петрович Ирецкий и Дмитрий Николаевич Муратов. Решением Архангельского облисполкома от 14 января 1964 г. крайний западный мыс острова Грезм-Белл — мыс Песчаный был переименован в мыс Семерых в память экипажа самолета ИЛ-14 и гидрологов ААНИИ Николая Петровича Ирецкого и Дмитрия Георгиевича Муратова.

Николай Петрович Ирецкий родился 29 апреля 1913 г. в селе Бежаницы Бежаницкого района Великолукской области в семье служащего. С 1920 по 1929 г. он учился в средней школе с педагогическим уклоном в городе Новоржеве (Псковская область). По окончании школы Н.П.Ирецкий работал учителем начальной школы, сначала в деревне Девонисово Славковского района (с ноября 1929 по февраль 1930 г.), затем в деревне Дубье Чихачевского района Псковской области (в 1930—1931 гг.).

В 1931 г. Н.П.Ирецкий переехал в Ленинград и поступил на работу лаборантом в Теплотехнический институт. В 1932 г. без отрыва от производства Н.П.Ирецкий поступил на учебу в электротехнический комбинат. В этот период он работал электромонтером на заводе «Ильич», а затем на Опытном алюминиево-магниевом заводе.

В 1935 г. Н.П.Ирецкий вместе со всей семьей был выслан в Уфу. Никаких обвинений при этом предъявлено не было, вероятной причиной высылки стало то обстоятельство, что в 1910—1917 гг. отец Николая Петровича, П.Ф.Ирецкий, имел торговлю в селе Бежаницы. В Уфе с мая 1935 по май 1936 г. Н.П.Ирецкий работал электромонтером на строительстве Уфимского крекинг-завода.

29 апреля 1936 года Н.П.Ирецкий был реабилитирован с отменой высылки и получил разрешение на выезд в Ленинград. По возвращении в Ленинград он вновь устроился на работу электромонтером в Опытный алюминиево-магниевый институт.

В сентябре 1936 г. Н.П.Ирецкий поступил на курсы полярных работников ГУ СМП. По окончании курсов с 1937 по 1947 г., Н.П.Ирецкий зимовал в качестве гидрометеоролога и старшего гидролога на полярных станциях Уэлен, Остров Ратма-



Н.П.Ирецкий.
Фото из архива ААНИИ

нова, Бухта Провидения, Хромская губа. За годы службы в Арктике Н.П.Ирецкий был награжден орденом «Знак Почета» (1945), медалью «За оборону Советского Заполярья» (1945), медалью «За победу над Германией» (1945).

В январе 1947 г. он переводится из Управления полярных станций в Арктический научно-исследовательский институт. В институте Н.П.Ирецкий проработал старшим гидрологом до декабря 1949 г., когда был уволен по сокращению штатов.

В феврале 1950 г. он поступил на работу в Северную Аэрофотосъемочную экспедицию треста «Леспроект» в качестве штурмана-аэросъемщика. В январе 1954 г. в связи с окончанием аэрофотосъемочных работ и ликвидацией экспедиции Н.П.Ирецкий был уволен. Общий налет часов Н.П.Ирецкого за время работы в экспедиции составил 2341 час 15 мин.

В марте 1955 г. Н.П.Ирецкий поступил инженером-океанологом в Северо-Западное Управление Гидрометслужбы (СЗУ ГМС) на морскую гидрометеорологическую станцию Плавающая «Ленинград».

В мае 1958 г. в порядке перевода из СЗУ ГМС Н.П.Ирецкий поступил на работу старшим гидрологом в отдел устьевых участков рек АНИИ и был направлен в Арктическую научно-исследовательскую обсерваторию (АНИО) Бухта Тикси. В феврале 1959 г. он переводится из отдела устьевых участков рек в отдел ледовых прогнозов АНИИ. В марте 1961 г. Н.П.Ирецкий был направлен на зимовку старшим техником-гидрологом в АНИО Остров Диксон. В январе 1963 г.

по личной просьбе Н.П.Ирецкого срок действия его договора на работу в обсерватории был продлен до марта 1965 г.

20 октября 1963 г. Н.П.Ирецкий погиб при аварии самолета ИЛ-14 в районе острова Грезм-Белл.

Дмитрий Георгиевич Муратов родился 30 января 1938 г. в городе Ленинграде в семье служащих. С 1941 по 1945 г. вместе с матерью, Верой Петровной Муратовой, он находился в эвакуации в Средней Азии.

В 1947–1949 гг. Д.Г.Муратов учился в средней школе № 415 в городе Петродворце Ленинградской области, затем продолжил обучение в средней школе № 35 в Ленинграде. С 1950 по 1953 г. проживал в городе Светогорске Ленинградской области. В 1953 г. он возвратился в Ленинград, где в 1955 г. окончил среднюю школу № 30.

В сентябре 1955 г. Д.Г.Муратов поступил на работу матросом в Ленинградский морской торговый порт, где проработал до июня 1956 г. В октябре 1956 г. он поступил на работу матросом в Ленинградскую оперативную группу спецморпроводок Министерства речного флота. В мае 1957 г. Д.Г.Муратов уволился с работы и в октябре того же года поступил на арктический факультет Ленинградского инженерно-морского училища им. С.О.Макарова. В 1958 г. он женился на Альбине Федоровне Седуновой. Во время учебы в училище летом 1961 г. в качестве младшего научного сотрудника он проходил практику в научно-оперативной группе АНИО Остров Диксон.

В июле 1962 года Д.Г.Муратов окончил училище с присвоением квалификации инженера-океанолога и был направлен в качестве молодого специалиста в ААНИИ для работы в АНИО Остров Диксон.

20 октября 1963 г. Д.Г.Муратов погиб при аварии самолета ИЛ-14 в районе острова Грезм-Белл.



Д.Г.Муратов.
Фото из архива ААНИИ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Масленников Б. Морская карта рассказы-вазет. М.: Воениздат, 1986. 367 с.
2. Топонимика морей Советской Арктики / Сост. Попов С.В., Троицкий В.А. Л.: Геогр. общество, Гидрографическое предприятие ММФ, 1972. 316 с.
3. Архив отдела кадров ААНИИ. Оп. 1. Д. 3808, 3845.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 91.(091); 91.(092)

Поступила 17 июня 2009 г.

ЛЕДОВЫЕ ПАТРУЛИ В АРКТИКЕ

канд. геогр. наук, почетный полярник В.В.ДРЕМЛЮГ

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

В навигацию 1937 г. начали свою работу «Ледовые патрули», в задачу которых входило наблюдение за положением кромки льдов в арктических морях в навигационный период, а также выполнение гидрологических съемок.

В 1937 г. в Карском море совершило плавание г/с «Мурманец». В январе–феврале «Мурманец» принимал участие в операции по снятию дрейфующей станции «Северный полюс-1». Он получил задание патрулировать у кромки льда в Гренландском море и попытаться пройти к дрейфующей станции. За этот подвиг наиболее отличившиеся члены экипажа были награждены орденами и медалями Советского Союза.

Уже в июне 1937 г. «Мурманец» вышел с экспедицией «Ледовый патруль» в западный сектор Арктики для обеспечения очередной арктической навигации.

В конце 1939 г. «Мурманец» в Гренландском море обеспечивал вывод из дрейфующих льдов л/п «Георгий Седов», заканчивавшего свой 812-дневный дрейф через Центральную Арктику.

За образцовое проведение ледовой разведки в Гренландском море и операции по выводу л/п «Георгий Седов» «Мурманец» был награжден орденом Трудового Красного Знамени.

Немалую роль в обеспечении навигации в Арктике в период Великой Отечественной войны сыграл гидрографический флот Главсевморпути. Небольшие мотопарусные гидрографические суда участвовали в работе службы «Ледового патруля».

Информацию о ледовой обстановке и погоде использовали для обеспечения боевых действий военно-морского флота и проводки полярных конвоев в Баренцевом море, а также для выбора пути судов, следующих по трассе Северного морского пути.

В навигацию 1941 г. обследование льдов в юго-западной части Баренцева моря и Карском море осуществляло гидрографическое судно «Академик Шокальский» («Ледовый патруль № 15» и «Ледовый патруль № 16»).

В начале октября возвращавшийся от Земли Франца-Иосифа «Академик Шокальский» был обнаружен немецкой подводной лодкой в районе мыса Желания. Направленный на помощь вооруженный ледорез «Литке» отогнал ее.

14 июня 1942 г. командующий БВФ подписал приказ № 00248 «О формировании Северного отряда кораблей БВФ». В его состав вошли СКР-18 «Федор Литке», СКР-19 «Семен Дежнев», Е-903, вооруженные мотоботы «Полярник», «Норд», «Нерпа», «Папанин» и «Мурманец», переданные из Главсевморпути.

Летом 1942 г. изучение положения льдов у западных берегов Новой Земли и в Карском море осуществляло г/с «Мурманец» («Ледовый патруль № 18»). Уже в начале рейса в июле «Мурманцу» пришлось вместо проведения гидрометеорологических исследований заниматься спасением моряков из союзного конвоя «RQ-17».

Напомним, что «Мурманец» был моторно-парусным судном водоизмещением в 200 т. Экипаж судна состоял из 27 человек. Кроме того, на борту судна находилась научно-оперативная группа. В ее состав входили: начальник «Ледового патруля» А.П.Шумский, научный руководитель В.С.Назаров, океанолог Н.В.Субботин, гидрограф Б.Л.Лейкин и автор этих воспоминаний гидрограф-навигатор В.В.Дремлюг. На судне установили два крупнокалиберных пулемета, а экипаж был вооружен карабинами.

13 июля 1942 г. в районе Гусиной Земли (южный остров архипелага Новая Земля) на берегу была замечена группа людей. Оказалось, что это 12 человек из экипажа американского транспорта «Олопана» из конвоя «RQ-17», потопленного немецкой подлодкой в 15 милях от берега. Американские моряки на шлюпке были доставлены на борт «Мурманца».

По распоряжению руководства Главсевморпути «Мурманец» с 13 по 17 июля занимался спасением моряков конвоя «RQ-17». Всего «Мурманец» поднял на борт 147 человек. Помимо экипажа «Олопаны» были спасены моряки с судов «Алькоа Рейнджер», «Вашингтон», «Хатлбюри» и «Паулус Поттер». Небольшая часть спасенных моряков была доставлена в губу Белушью, а большинство было пересажено на укывшийся в Малых Кармакулах английский транспорт «Эмпайр Тайд».

После спасения моряков конвоя «RQ-17», «Мурманец» продолжал плавание вдоль берегов Новой Земли и далее в Карском море. Но это плавание было достаточно тревожным.

27 июля «Мурманец» принял участие в обстреле немецкой подводной лодки, которая вошла в бухту Малые Кармакулы и артиллерийским огнем уничтожила самолет ледовой разведки, а также подожгла полярную станцию. По приказу П.И.Котцова «Мурманец» начал обстреливать из пулеметов немецких артиллеристов, находящихся на палубе подводной лодки. Немцы быстро закрыли люки, опу-

стили перископ, и подводная лодка успешно ушла под воду.

Это был, вероятно, единственный случай в Баренцевом море, когда моторно-парусный бот, не приспособленный к боевым действиям, заставил отступить подводную лодку.

Еще дважды «Мурманец» встречался с немецкими подводными лодками — в конце августа у мыса Желания и в начале сентября у острова Уединения. Только опыт капитана П.И.Котцова позволил уклониться от подлодок.

23 августа капитан «Мурманца» получил сообщение из штаба морских операций о том, что в Карское море направляется неприятельский рейдер «Адмирал Шеер», проход которого возможен вокруг мыса Желания. Видимо, судьба была благосклонна к «Мурманцу», который в это время совершал плавание в том же районе, где рейдер проследовал в Карское море. Его путь несколько раз пересекался с курсом рейдера, и разница в одних и тех же координатах составляла 4–5 часов.

В навигацию 1942 г. «Мурманец» еще несколько раз выполнял задания оперативного штаба Главсевморпути.

В начале октября «Мурманец» обследовал район гибели ледокольного парохода «Сибиряков» — остров Белуха, острова Крузенштерна и ряд других. Были найдены некоторые предметы с погибшего судна. Нам не удалось найти на острове Белуха кочегара Вавилова, который провел на нем около месяца. Оказалось, что не-



Г/с «Мурманец». 1948 г.
Фото из архива З.М.Гудковича

сколько ранее нашего прихода его обнаружили полярные летчики и сняли с острова.

В конце ноября «Мурманец» находился в проливе Югорский Шар и получил приказ начальника Северного отряда БВФ идти с водолазами к подорвавшемуся на mine пароходу «Шорс» для обследования полученных повреждений. Водолазы подробно исследовали пробоины, и капитан «Мурманца» решил снять часть грузов. Но наши маломощные стрелы не позволили выполнить эту операцию.

В навигацию 1943 г. научную группу «Ледового патруля» на «Мурманце» возглавил А.Ф.Трешников, тогда молодой ученый, а в последствии крупнейший полярный исследователь, академик, Герой Социалистического Труда.

После выхода из Архангельска «Мурманец» обследовал ледопроезжимость Новоземельских проливов, а также кромку льдов в Карском море. Уже в первые дни плавания «Мурманца» в районе острова Колгуева на расстоянии двухсот метров от судна были замечены несколько плавающих мин. Капитан П.И.Котцов резко изменил курс, и «смерть» прошла в двух шагах.

Уточняя ледовую обстановку в Югорском Шаре и Карских Воротах, «Мурманец» направился вдоль западного берега Новой Земли на север. В районе залива Вилькицкого судно подверглось атаке немецкого самолета-разведчика. По команде капитана П.И.Котцова экипаж открыл огонь из пулеметов, но все же самолет успел повредить бак судна, мачту и лебедку. Был ранен матрос Валентин Данилов.

Подходил конец рейса. «Мурманец» следовал Карским морем в Архангельск. В одну из ночей «Мурманец» встал на якорь у полуострова Михайлова в ожидании военного конвоя. Радист А.А.Огнев доложил капитану, что он слышит разговор по радиотелефону двух немецких станций. Капитан П.И.Котцов, который немного знал немецкий язык, понял из переговоров, что две немецкие подводные лодки обнаружили «Мурманец». Младший по чину немецкий подводник просил у своего начальника разрешение потопить судно, но тот по каким-то причинам это делать запретил. Капитан «Мурманца» приказал срочно сниматься с якоря и сложными шхерами провел судно на полуостров Диксон.

Начиная с 1946 г. и вплоть до списания в 1952 г. «Мурманец» ежегодно уходил в

«Ледовый патруль» с экспедицией ААНИИ. За время арктической навигации он обследовал кромку льдов в Баренцевом, Карском морях и море Лаптевых, а также выполнял стандартные гидрометеорологические разрезы и гидрографический промер.

В 1943 г. трагически сложилась судьба г/с «Академик Шокальский», на борту которого находилась экспедиция ААНИИ. В конце июля у восточных берегов Новой Земли его настигла немецкая подводная лодка U-255 и артиллерийским огнем подожгла, а затем потопила судно. Оставшиеся в живых моряки на шлюпке достигли берега, с которого их через несколько суток сняло г/с «Полярник». Всего из команды «Академика Шокальского» погибло 11 человек.

Во время Великой Отечественной войны значительная часть грузов по ленд-лизу доставлялась из США через Тихий океан. Транспортные суда, идущие из США и обратно, во избежание встречи с японскими подводными лодками, старались пересечь Тихий океан возможно севернее — Беринговым, а иногда и Чукотским морем. В 1943—1945 гг. также значительно увеличилось число советских судов, следующих вдоль берегов Камчатки и Кольского полуострова. Важно помнить, что в этих районах с 1941 по 1945 г. японскими подлодками было потоплено 8 судов.

Для обеспечения боевых действий Тихоокеанского Военно-морского Флота и проводки судов в Беринговом, Чукотском и Восточно-Сибирском морях действовали «Ледовые патрули». В навигацию 1943 и 1944 г. ледовые условия в этих морях обследовало г/с «Смольный» («Ледовый патруль № 19»).

Мне довелось плавать на г/с «Смольный» в 1943 г. в должности гидролога-навигатора в Беринговом, Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Г/с «Смольный», помимо выполнения программы изучения ледовых условий и выполнения гидрологических разрезов, был привлечен к поискам таинственного острова Крестьянка, который якобы был открыт в 1934 г. промысловой шхуной «Крестьянка». Штурманский состав шхуны зарисовал этот остров и определил его координаты, которые передал по радио. К сожалению, на обратном пути шхуна «Крестьянка» во время сильного шторма у берегов Камчатки погибла со всем экипажем.

Тем не менее на картах Чукотского моря было нанесено положение острова

Крестьянка с индексом «положение сомнительно».

В течение трех недель в почти чистом ото льдов море «Смольный» обследовал район Чукотского моря от острова Геральд до острова Врангеля, однако никакого острова обнаружено не было.

После тщательного изучения материалов рейса г/с «Смольный» Гидрографическое управление сообщило в «Известиях мореплавателям», что остров Крестьянка должен быть снят с карт.

Так сложились обстоятельства, что по приходе г/с «Смольный» в бухту Провидения я был назначен начальником навигационной камеры Провиденской гидробазы. И мне пришлось на всех картах Чукотского моря перечеркивать красными чернилами индекс ПС местоположения несуществующего острова.

Но остров Крестьянка не хотел исчезать с карт. В мае 1946 г. северо-восточнее острова Врангеля летчиком Котовым был обнаружен остров, который вновь был назван Крестьянка. В 1947 г. советский летчик Крузе и штурман Аккумов вновь видели этот остров. Они его и зарисовали. Но самым удивительным было то, что остров вновь изменил свои координаты. После этого стало ясно, что это не обычный, а дрейфующий ледяной остров.

В эту же навигацию г/с «Смольному» было поручено в связи с легкой ледовой обстановкой пройти Восточно-Сибирское море и обследовать район таинственной Земли Андреева. Однако при проходе к заданному району г/с «Смольный» встре-

тило тяжелые льды и, как предыдущие экспедиции, не смогло обнаружить Землю Андреева.

В 1944 г. я был назначен вторым помощником капитана г/с «Ост». Основной задачей экспедиции г/с «Ост» было гидрографическое обследование Чукотского побережья от поселка Анадырь до мыса Шмидта. По законам военного времени, кроме капитана, никто не знал, что основной нашей задачей была подготовка навигационных пособий для прихода в этот район в навигации 1944 г. и начала 1945 г. большого количества транспортов с войсками армии Рокоссовского. Это была подготовка к военным действиям против Японии.

В 1945 г. г/с «Ост» вновь участвовало в изучении ледовой обстановки и гидрографических работах в Беринговом море («Ледовый патруль № 21»).

В 1950–1970-х гг. работали три «Ледовых патруля»: в Карском море — А-63, в море Лаптевых — А-61, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях — А-64. К сожалению, начиная с 1980-х гг. работа «Ледовых патрулей» стала нерегулярной. Так, в 1985 г. работали ледовые патрули А-61 и А-64, а в 1986 г. — только А-61, хотя вместо старых моторно-парусных ботов работа проводилась с новых гидрографических судов типа «Г.Максимов», «В.Л.Сухоцкий» ледового класса «УЛ».

Многолетние материалы, собранные «Ледовыми патрулями», явились основой знаний о ледовом и гидрологическом режиме арктических морей.

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

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
2. Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:
 - Основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисуночные подписи и библиографический список).
 - Иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями.
 - Текст аннотации на русском и английском языках.
 - Ключевые слова на русском и английском языках.
 - Название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках.
 - Сведения об авторах (ученая степень (или должность при отсутствии степени), название организации, город, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке.
 - УДК статьи.
 - Акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).
4. Требования к представляемым текстовым файлам:
 - Текст должен быть представлен в формате Word 97–2003. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.
 - Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.
 - Не допускается:
 - использование цифры 0 и буквы О в надстрочном написание в качестве символа градуса;
 - символа «-» вместо «—»;
 - использование символа «х» вместо символа «×»;
 - использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;
 - использование неразрывного пробела.
 - В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки “”.
5. Требования к таблицам:
 - Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.
 - В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более 1 абзаца
 - При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации 125 мм, в альбомной 195 мм.
 - Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. Требования к графическим файлам:
 - Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: *.jpg, *.tif, *.eps, *.cdr, *.wmf, *.ai. НЕ ПРИНИМАЮТСЯ иллюстрации, помещенные в документы Word или нарисованные в нем. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls

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

- Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм. НЕ РЕКОМЕНДУЕТСЯ использование тоновых заливок.
 - Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисуночную подпись и легенду).
 - Для иллюстраций в векторном формате (рисунке в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат *.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.
 - Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей – только ЗАПЯТАЯ.
 - Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.
7. Требования к списку литературы:
- Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы) и нумеруются. Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее, при сквозной нумерации, иностранных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.
 - Ссылка на номер работы дается в тексте в квадратных скобках [].

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

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

*За размещение статей в журнале оплата НЕ ВЗЫМАЕТСЯ.
Всем авторам публикаций бесплатно высылается 1 экземпляр журнала.*

Подписано в печать 27.11.2009
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10,0
Заказ № 66

Ротапринт ГНЦ РФ 160ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38