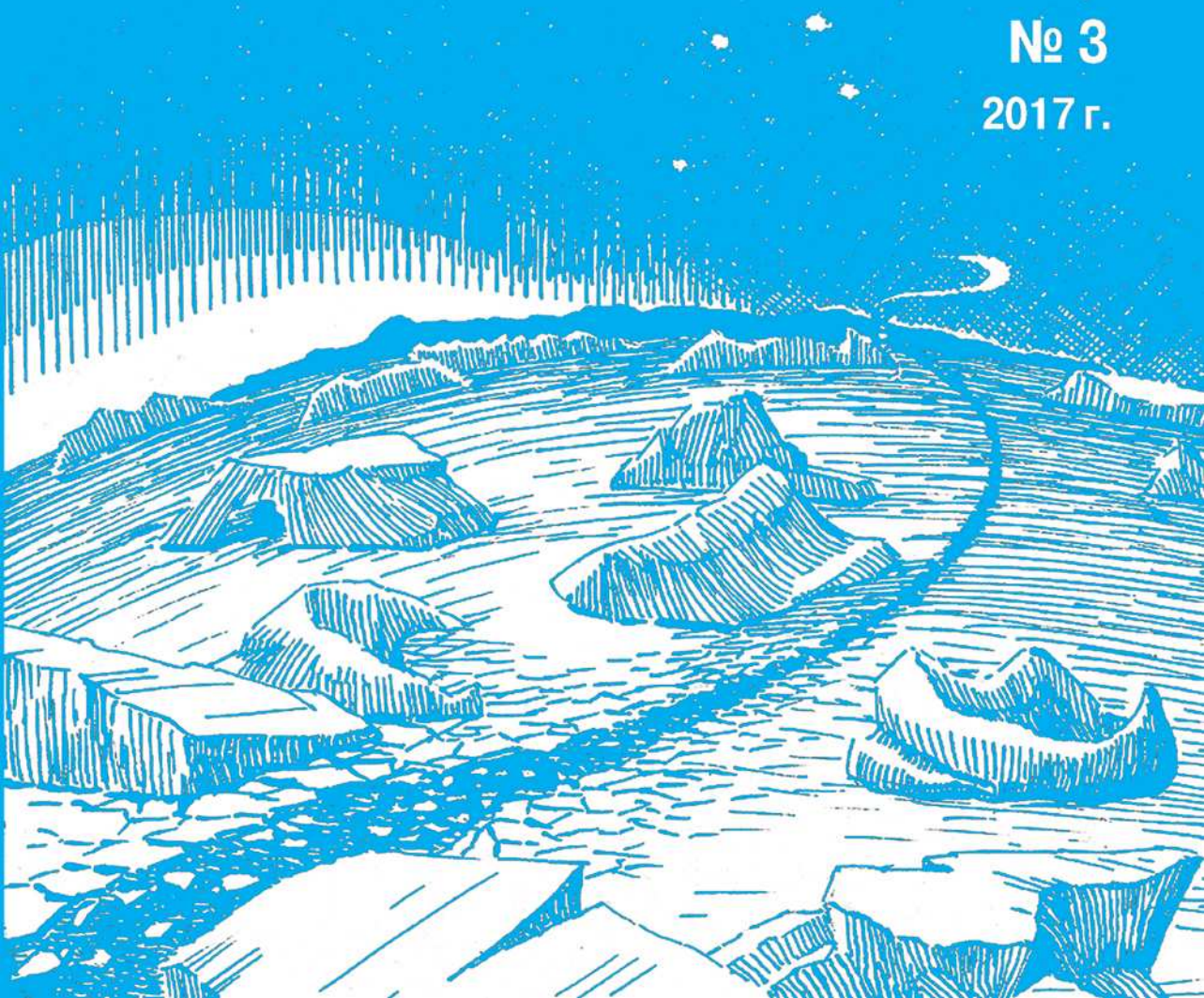




ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3
2017 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (113)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2017

Главный редактор

чл.-кор. РАН, д-р геогр. наук *И.Е. Фролов* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бuzин*

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

А.А. Меркулов

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (113)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

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

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

70279 – на год

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2017

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.В. Ионов, В.В. Лукин.</i> Десять лет мониторинга климатически значащих термических характеристик поверхности Южного океана на основе прямых и спутниковых наблюдений	5
<i>В.П. Карклин, С.В. Хотченков, А.В. Юлин, В.М. Смоляницкий.</i> Формирование возрастного состава льда в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период	16
<i>Е.И. Александров, А.Н. Прахов.</i> Сравнительная оценка некоторых климатических характеристик станции Новолазаревская и аэродрома станции Новолазаревская.....	27
<i>В.Ф.Радионов, Е.Н.Русина, Е.Е.Сибир.</i> Многолетняя изменчивость годовых сумм суммарной и поглощенной солнечной радиации в Арктике.....	38
<i>В.А. Меркулов, И.М. Ашик, Л.А. Тимохов.</i> Тенденции многолетней изменчивости уровня моря на прибрежных станциях Северного Ледовитого океана	51
<i>Г.В. Алексеев, С.И. Кузьмина, Л.П. Бобылев, А.В. Уразгильдеева, Н.В. Гнатюк.</i> Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на летнее потепление в Арктике	67
<i>Т.Д. Борисова, Н.Ф. Благовещенская, А.С. Калишин.</i> Прогнозирование условий распространения дециметровых радиоволн в арктическом регионе.....	78
<i>Н.Н. Антипов, А.В. Клепиков.</i> Межгодовая изменчивость водных масс в области формирования донных вод в заливе Прюдс	87
<i>И.В. Федорова, А.А. Четверова, Н.К. Алексеева, Т.В. Скороспехова, С.Г. Романов, Д.Ю. Большаинов, А.А. Шадрина, М.А. Макушин.</i> Гидрологические и гидрохимические исследования в дельте р. Лены весной 2015 и 2016 гг.	107

CONTENTS

<i>V.V. Ionov, V.V. Lukin.</i> The 10 years long monitoring of climatically significant thermic characteristics of the surface of Southern ocean by means of in situ measurements and satellite remote sensing	5
<i>V.P. Karklin, S.V. Hotchenkov, A.V. Yulin, V.M. Smolyanitsky.</i> Formation of the stages of sea ice development composition in the south-western part of the Kara sea during autumn-winter season	16
<i>E.I. Alexandrov, A.N. Prakhov.</i> Comparative evaluation of some climate references of Novolazarevskaya station and Novolazarevskaya airfield	27
<i>V.F. Radionov, E.N. Rusina, E.E. Sibir.</i> Long-term variability of annual sums of total and absorbed solar radiation in the Arctic	38
<i>V.A. Merkulov, I.M. Ashik, L.A. Timokhov.</i> Tendencies of multi-year variability of the sea level at the coastal stations of the Arctic ocean	51
<i>G.V. Alekseev, S.I. Kuzmina, L.P. Bobilev, A.V. Urazgildeeva, N.V. Gnatuk.</i> Influence of the atmospheric heat and moisture transport on summer warming in the Arctic	67
<i>T.D. Borisova, N.F. Blagoveshchenskaya, A.S. Kalishin.</i> Forecasting the conditions of the decameter radio wave propagation in the Arctic region	78
<i>N.N. Antipov, A.V. Klepikov.</i> Interannual variability of water masses in the area of bottom water formation in Prydz Bay	87
<i>I.V. Fedorova, A.A. Chetverova, N.K. Alekseeva, T.V. Skorospekhova, S.G. Romanov, D.Yu. Bolshiyarov, A.A. Shadriva, M.A. Makushin.</i> Hydrological and hydrochemical investigation in the Lena River Delta in winter 2015–2016	107

ДЕСЯТЬ ЛЕТ МОНИТОРИНГА КЛИМАТИЧЕСКИ ЗНАЧАЩИХ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТИ ЮЖНОГО ОКЕАНА НА ОСНОВЕ ПРЯМЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.В. ИОНОВ¹, В.В. ЛУКИН².

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e-mail: v.ionov@srbu.ru

² ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: lukin@aari.ru

Характерная черта гидрологии поверхностных вод Южного океана — множественность фронтальных разделов водных масс различного происхождения. Главные из этих фронтов формируют крупнейшее в Мировом океане Антарктическое циркумполярное течение. Методология синоптического мониторинга поверхностных термических фронтов Южного океана основана на попутных наблюдениях во время сезонных морских операций снабжения российских антарктических станций. Используются непрерывные наблюдения за изменчивостью горизонтальных градиентов температуры поверхностного слоя моря (ТПСМ) *in situ* и горизонтальных градиентов температуры поверхности моря (ТПМ) по спутниковым инфракрасным изображениям, принимаемым на судне в реальном времени. Вместе эти данные, получаемые во время регулярных меридиональных плаваний научно-экспедиционных судов Российской антарктической экспедиции между Африкой и Антарктидой, позволяют судить о наличии (или отсутствии) тенденций межгодовых изменений широтного местоположения основных фронтов Южного океана как свидетельств проявлений глобального потепления в поверхностном слое вод. В индоокеанском секторе Южного океана в период 2007–2016 гг. в межгодовых сезонных положениях основных климатических фронтов на поверхности моря отмечена тенденция к смещению на юг.

Ключевые слова: прямые и спутниковые наблюдения градиентов температуры поверхности моря, основные поверхностные фронты Южного океана, мониторинг межгодовой изменчивости их меридиональных смещений.

Я считаю, что обобщение никогда не преждевременно – оно может быть основано на большом числе наблюдений или на малом, иметь более прочный фундамент или менее прочный фундамент, но оно всегда полезно для обзора и проверки уже сделанного и для того, чтобы правильнее наметить ход дальнейших наблюдений.

Откладывая обобщения, мы рискуем потерять годы.

С.О. Макаров. Океанографические работы.

«Витязь» и Тихий океан. 1894. М.: Географгиз, 1950. С. 98.

ВВЕДЕНИЕ

«Основная часть поступающей к Земле солнечной радиации поглощается не атмосферой, а подстилающей поверхностью» (Симмонс, Бенгстон, 1987, с. 99). «Более

двух третей земной поверхности составляет поверхность раздела Океана и Атмосферы, на которой они постоянно и интенсивно взаимодействуют. Поверхность океанов и морей — базовый источник тепла для нижней атмосферы, поскольку она снабжается теплом в основном снизу» (Малкус, 1965, с. 65). Следовательно, понимание физических процессов, которые обозначаются в верхнем пограничном слое вод океанов и морей, является определяющим для верных представлений об изменениях климата планеты в целом. В самом деле, «не исследуя климат океана и его изменчивость, а также влияние этой изменчивости на климат всей Земли, нельзя всерьез думать о постановке глобальных климатологических задач» (Федоров, Островский, 1986, с. 3).

Достоверно оценить климатические изменения в Мировом океане можно лишь осуществляя синоптический (от гр. *synoptikos*, обозревающий все вместе) мониторинг (Ионов, 2015) основных климатически значащих характеристик его поверхности: низкочастотных колебаний уровня моря, флуктуаций температуры воды и характера ледяного покрова.

Температура поверхности любого водного объекта характеризует и существенно обуславливает его термодинамическое состояние. Важнейшим климатически значащим физическим параметром она является потому, что доступна для оперативных и точных прямых и дистанционных измерений.

Главная особенность циркуляции вод Южного океана — самое мощное на Земле, направленное на восток, не встречающее сплошной поперечной преграды течение западных ветров — Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). АЦТ играет ключевую роль в глобальном переносе тепла, количества движения и массы, транслируя климатические возмущения из одного бассейна Мирового океана в другой. Характерная черта гидрологического режима поверхностных вод Южного океана — множественность фронтальных разделов водных масс различного происхождения. Главные из этих фронтальных систем формируют АЦТ (Holliday, Read, 1998). Поэтому межгодовая и многолетняя изменчивость местоположения циркумполярных гидрофронтов становится значимым индикатором долговременных трендов в процессах обмена энергией поверхностных вод океана с приводным слоем атмосферы, а также сдвигов струй АЦТ.

Цель наших исследований — получение *новых* данных о самом факте существования (или отсутствия) межгодовых смещений широтного положения основных циркумполярных термических фронтов на поверхности Южного океана *как свидетельств* проявлений глобального потепления в поверхностном слое вод Мирового океана.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Экспериментальной основой десятилетних исследований кафедры океанологии СПбГУ в Южном океане в период 2007–2017 гг. в шести сезонных отрядах Российских антарктических экспедиций (РАЭ) на НЭС «Академик Федоров» служат контактные измерения температуры поверхностного слоя моря (ТПСМ) по ходу судна и синхронные данные дистанционных (спутниковых) зондирований температуры поверхности моря (ТПМ) радиометрами на борту метеорологических спутников серии NOAA.

Результаты подобных работ океанологов СПбГУ (ЛГУ), с участием одного из авторов, полученные еще в 80-е годы прошлого столетия, во время антарктических плаваний в составе РАЭ (ранее САЭ) на НЭС «Михаил Сомов», НИС «Профессор Зубов» и НЭС «Академик Федоров», отражены в ряде научных публикаций (Ионов, 2015). Значительное отличие исследований в последние десять лет — *точная гео-*

графическая привязка практически непрерывных измерений ТПСМ по ходу судна и спутниковых данных высокого пространственного разрешения о градиентах ТПМ.

Это стало реальным благодаря двум важнейшим технологическим новшествам в использовании данных *in situ* о ТПСМ с борта судна и *дистанционных*, спутниковых, о ТПМ, а именно, появлению весьма точного метода определения местоположения движущегося судна с помощью GPS, во-первых, и благодаря возможностям ГИС-технологий, лежащих в основе программных продуктов для оперативной работы со спутниковыми изображениями поверхности океана в разных диапазонах электромагнитного спектра излучения (ЭМС), во-вторых.

Теперь возможно *детальное* определение температурных характеристик горизонтальных градиентов и протяженности зон фронта по данным о ТПСМ судовой автоматической метеостанции, с одновременной непрерывной регистрацией их *пространственного местоположения*, с одной стороны, и точное определение географического положения фронта по спутниковым изображениям поверхности океана в ИК-диапазоне ЭМС, с другой.

Судовая автоматическая метеостанция позволяет получать каждую минуту значения основных метеорологических характеристик: температуры воздуха, направления и скорости ветра, измеряемой на носовой и кормовой мачтах; атмосферного давления. Датчик температуры забортной воды установлен в проточной системе в носовой части судна по левому борту на глубине 2 м от ватерлинии. При движении с крейсерской скоростью за 1 минуту судно проходит в среднем от 400 до 500 м, а вблизи Антарктического материка, в условиях ледового плавания, около 100 м.

Данные попутных ежеминутных измерений ТПСМ с точностью 0,1 °C дают возможность, рассчитывая горизонтальные градиенты ТПСМ, изучать местоположение и пространственную структуру фронтов гораздо детальнее. Прежде это были дискретные измерения с судов, находившихся в дрейфе, на гидрологических станциях — редко на расстоянии меньшем, чем 30 морских миль. В частности, теперь можно получать высокоточные сведения о географических координатах пересечения фронта, протяженности зоны фронта по широте, ее ширине в км, диапазоне температур на краях зоны фронта, горизонтальном градиенте ТПСМ в °C/км.

Результаты прямых измерений ТПСМ судовой метеостанцией оперативно соотносятся с дистанционными (спутниковыми) определениями температуры поверхности океана (ТПО). Это позволяет сопоставлять, уточнять линейные и площадные характеристики температурных неоднородностей поверхности океана при пересечении фронтальных зон Южного океана.

Номенклатура и терминология

Сводка (далеко не исчерпывающая) вариантов географической номенклатуры Южного океана в терминах фронтов и фронтальных зон приведена в табл. 1. Как правило, фронты определяются, следуя (Deason, 1937), «который первым отметил, что при пересечении Южного океана смена теплой, менее плотной субтропической воды на севере холодной, более плотной на юге происходит не плавно, а ступенчатым образом. Последующие морские экспедиции, с более близко расположенными гидрологическими станциями, подтвердили, что эти полосы обостренных меридиональных градиентов, или фронтов, имеют место по всему Южному океану. <...> Между фронтами располагаются зоны с относительно однородными характеристиками водных масс» (Sokolov, Rintoul, 2002, p. 151).

Таблица 1

Номенклатура основных циркуполярных фронтов и фронтальных зон Южного океана

Атлас Антарктики I, 1966, с. 99	Lutjeharms, Valentine, 1984	Belkin, Gordon, 1996	Park, Gamberoni, 1997, p. 966	Sokolov, Rintoul, 2002	Атлас океанов. Антарктика 2005, с. 211–212 (с учетом очевидных опечаток в легенде)
Субтропическая конвергенция –	Sub-Tropical Convergence (STC) –	Subtropical front (STF) –	Subtropical front (STF) Subantarctic Zone (SAZ)	Subtropical front (STF) Subantarctic Zone (SAZ)	Субтропическая конвергенция Субтропический фронт –
Субантарктическая дивергенция –	–	–	–	–	–
Антарктическая конвергенция –	Sub-Antarctic Front (SAF)	Subantarctic Front (SAF)	Subantarctic Front (SAF)	Subantarctic Front (SAF)	Субполярный (субантарктический) фронт
–	–	Polar Front zone (PFZ)	Polar Frontal zone (PFZ)	Polar Frontal zone (PFZ)	Полярная фронтальная зона
Антарктическая дивергенция –	Antarctic Polar Front (APF) –	Polar Front (PF)	Polar Front (PF)	Polar Front (PF)	Полярный фронт
–	–	–	–	–	Антарктическая дивергенция –
–	–	Antarctic Zone (AZ)	Antarctic Zone (AZ)	Antarctic Zone (AZ)	–

Мы принимаем такую номенклатуру фронтов и фронтальных зон Южного океана: с севера на юг Субтропический фронт (СТФ), Субантарктическая фронтальная зона (САЗ), Субантарктический фронт (САФ), Полярная фронтальная зона (ПФЗ), Полярный фронт (ПФ), Антарктическая зона (АЗ).

О фронтальной терминологии. В Южном океане считаем зону, в которой градиенты гидрологических полей обострены по сравнению со средними градиентами вне ее, *зоной фронта* (см. рис. 1 на цвет. вклейке). Это определение (кроме названия) практически совпадает с предложенным К.Н. Федоровым (Федоров, 1983). Однако у него это — *фронтальная зона*, что в общепринятой океанографической номенклатуре Южного океана, как отмечено выше, имеет другую смысловую нагрузку.

Таким образом, мониторинг изменчивости поверхностных термических климатических фронтов Южного океана теперь может быть сведен к обнаружению и фиксации их смещений по меридиану (южнее или севернее); своего рода «понижение размерности, или переход от непрерывного описания среды к дискретному» (Сеидов, 1989, с. 40).

Методы определения местоположения термического фронта по ТПСМ

1. Визуальный способ. Начальным способом выявления феноменологических признаков термических фронтов является визуальный анализ графиков горизонтального изменения ТПСМ (термограмм). Фронты выделяются по резким, скачкообразным изменениям ТПСМ вдоль некоего меридиана. Недостатком этого метода является его определенная субъективность, в особенности при рассмотрении очень подробных записей термографом немонотонных (скачками) изменений температуры. Однако с ростом опыта исследователя этот метод становится эффективным способом первичного анализа и выделения поверхностных термических фронтов.

2. Анализ горизонтальных градиентов ТПСМ. Расчет и анализ графиков пространственного распределения градиентов ТПСМ представляют собой более объективный метод выделения термических фронтов. В этом состоит его главное преимущество. Повышенные значения горизонтальных градиентов ТПСМ по сравнению со среднеклиматическими значениями для конкретного района Мирового океана являются индикатором поверхностных фронтов. В отличие от иных, крупномасштабные циркумполярные поверхностные фронты Южного океана расположены вдали от материков, и при постоянном воздействии ветров и волн их границы в поверхностном слое моря зачастую размываются, уменьшая тем самым значения пространственных градиентов ТПСМ за счет увеличения ширины зоны с обостренными градиентами ТПСМ. В то же время прибрежные поверхностные фронты, не испытывая на себе мощного ветро-волнового воздействия, остаются достаточно узкими и сохраняют высокие значения градиентов ТПСМ. Таким образом, пересечения судном обоих типов термических фронтов на графиках пространственного распределения градиентов ТПСМ для последних будут выглядеть намного резче, нежели для крупномасштабных термических фронтов. Поэтому данный метод не может использоваться *a priori* — без учета опыта исследователя и знания специфики региона.

3. Метод гистограмм. Применяется при анализе графиков горизонтального изменения ТПСМ, где постепенно происходит переход от теплых вод к холодным и наоборот. К числу таковых относятся основные пересечения (разрезы) Южного океана в меридиональном направлении (к примеру, Кейптаун – Антарктида). Как правило, подобные гистограммы являются многомодальными. Моды соответствуют наиболее часто регистрируемым значениям ТПСМ. Диапазоны значений ТПСМ с наимень-

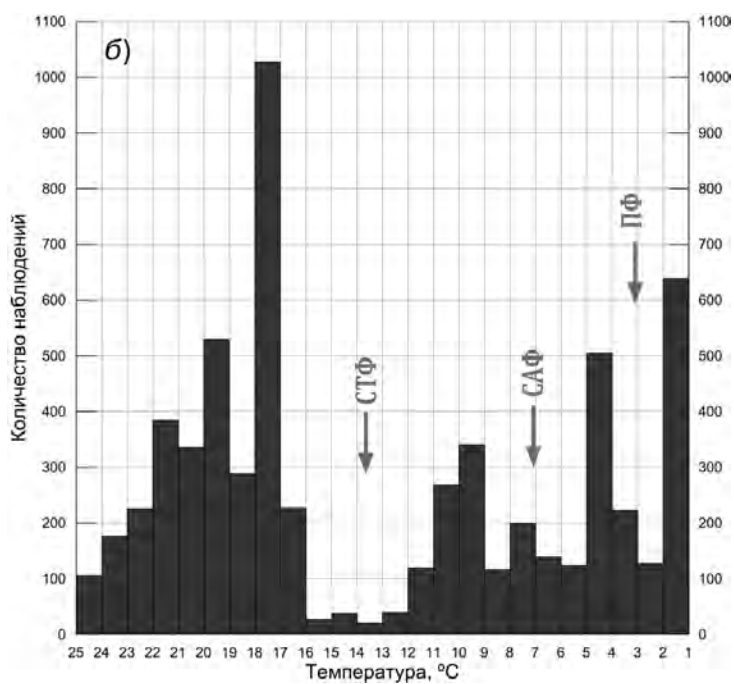
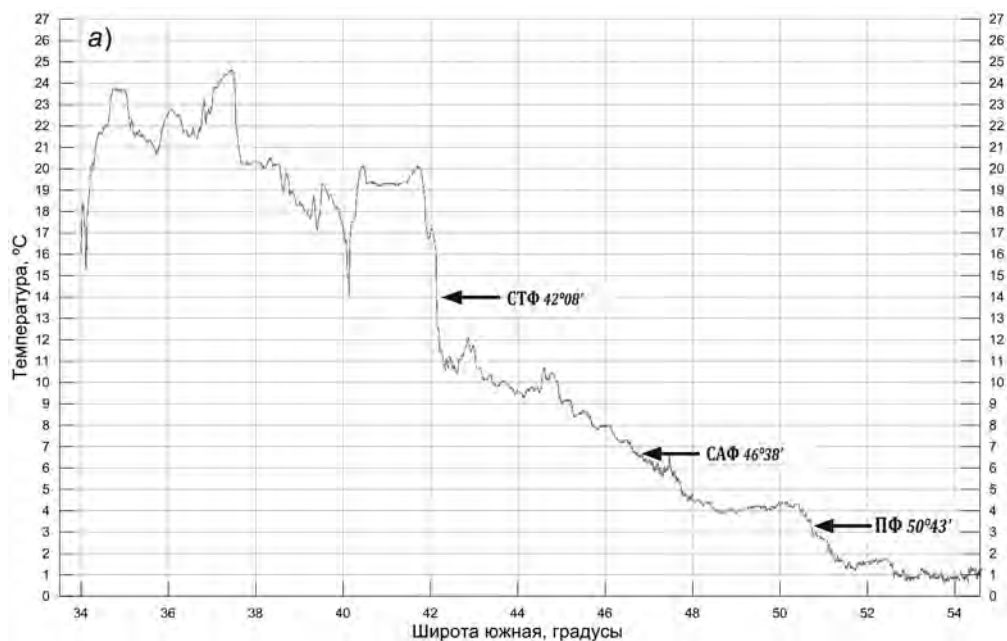


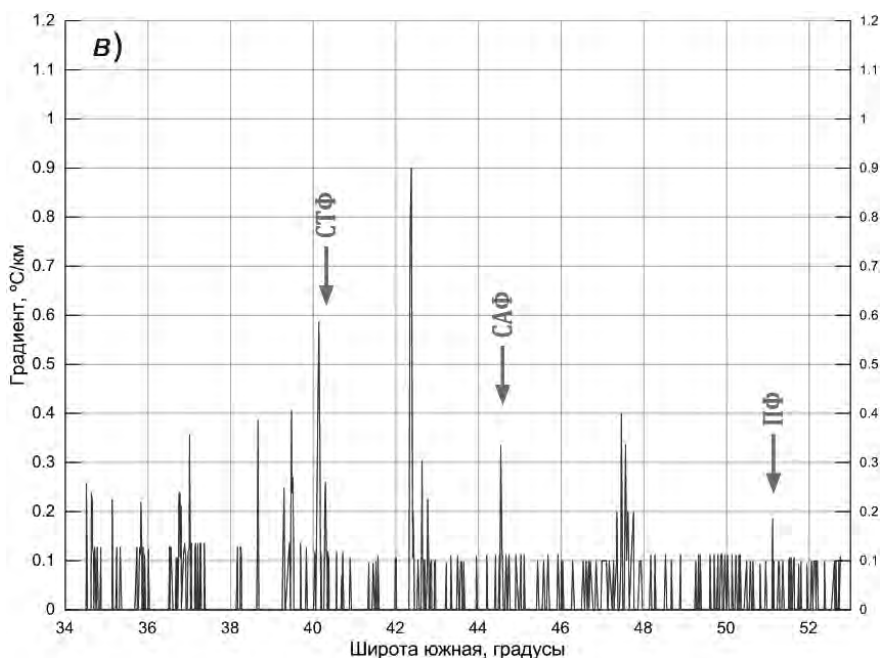
Рис. 2. Определение местоположений основных Субтропического (СТФ), Субантарктического (САФ), а — визуальный анализ термограммы; б — по гистограмме;

шей частотой регистрации соответствуют температуре зоны фронта на поверхности океана. Чем более ярко выражен поверхностный термический фронт, тем меньшее количество измерений температур попадает в межмодовый диапазон гистограммы. Зная интервал температур с наименьшей частотой повторяемости, можно уточнять местоположение соответствующего фронта на термограмме ТПСМ. Преимуществом данного метода является объективность. Недостатком, как и в случае анализа графиков пространственного градиента ТПСМ, является то, что крупномасштабные фронты выражены менее явно, чем прибрежные. Кроме того, ограничение в использовании метода гистограмм касается разрезов ТПСМ без явно выраженной тенденции изменения ТПСМ (от теплых вод к холодным или наоборот). В этом случае наименьшая повторяемость значений ТПСМ уже однозначно не указывает на термический фронт, а требует дополнительного анализа (см. рис. 2).

Таким образом, для выявления фронтов на разрезах ТПСМ оптимальным является последовательное применение каждого из перечисленных методов анализа вкупе с другими, а также с привлечением в анализ имеющейся оперативной спутниковой информации (см. ниже). В особенности это нужно при определении положения Полярного фронта (Антарктической конвергенции) с присущим ему монотонным падением низких значений ТПСМ.

Обнаружение фронтов по спутниковым снимкам контрастов ТПМ

Для этого использовались спутниковые изображения, полученные с помощью судовых станций СКАНЭКС и «Dartcom». Эти станции принимают информацию с метеорологических искусственных спутников Земли серии NOAA в формате HRPT



поверхностных термических фронтов по ТПСМ:

Полярного (ПФ).

в — сравнение градиентов ТПСМ.

(High Rate Picture Transmission). В основном это изображения поверхности океана сканирующим радиометром AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) со спутников NOAA-18,19.

Пространственное разрешение HRPT снимков — 1,1 км. Спутниковые снимки радиометра AVHRR представлены в пяти каналах ТВ (видимого) и ИК (инфракрасного) диапазонов электромагнитного спектра. Работа с черно-белыми спутниковыми снимками ведется в терминах относительных величин яркостей в ИК-диапазоне ЭМС. При этом выявляются наиболее резкие контрасты градиентов серого на спутниковых изображениях поверхности моря, которые свидетельствуют о наличии выраженных пространственных градиентов ТПМ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Разработанная методология синоптического мониторинга поверхностных термических фронтов Южного океана (Ионов, 2015) позволяет использовать ежегодные рейсы научно-экспедиционных судов РАЭ от Африки к Антарктиде и обратно для оперативных наблюдений за изменчивостью градиентов ТПСМ и ТПМ в реальном времени. Положение основных климатических фронтов можно определять при выполнении попутных меридиональных разрезов через Южный океан по данным о ТПСМ *in situ*.

Однако при окончательном решении о местоположении соответствующего поверхностного термического фронта необходимо учитывать интенсивность процессов меандрирования и вихреобразования на климатических фронтах, о чем свидетельствует анализ спутниковых ИК-изображений поверхности Южного океана.

Горизонтальные размеры температурных неоднородностей, определенных по ИК-снимкам, от 10 до 400 км. Оценки крупномасштабных меандров лежат в пределах от 180 км до 280 км. Характерные размеры вихревых структур составляют около 200 км (рис. 3). Особенностью меандров (А) является их заметная пространственная асимметрия. Как правило, меандры выглядят как холодные (области более светлого тона на снимке) вторжения клиновидной формы в более теплые (области более темного тона на снимке) воды. С другой стороны, теплые интрузии выглядят более гладкими и не имеют формы «острых» языков. Часто данные образования состоят из большого числа «струйных волокон» (filaments) (С), развивающихся на фронте.

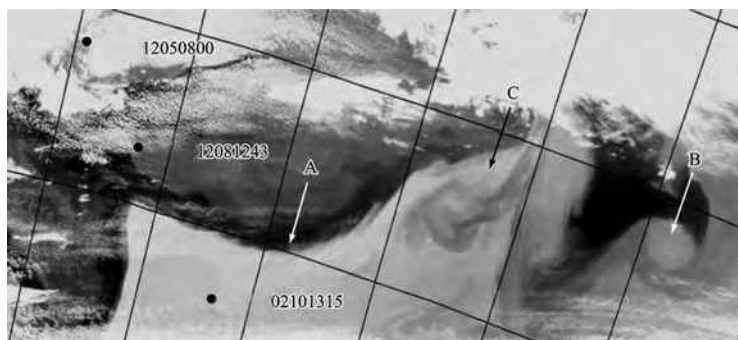


Рис. 3. Меандрирование и вихреобразование в области основных поверхностных циркуполярных фронтов: фрагмент ИК спутникового снимка на пересечение судном СТФ (Ионов, Шилов, 2011). Черные точки — местоположения НЭС «Академик Федоров».

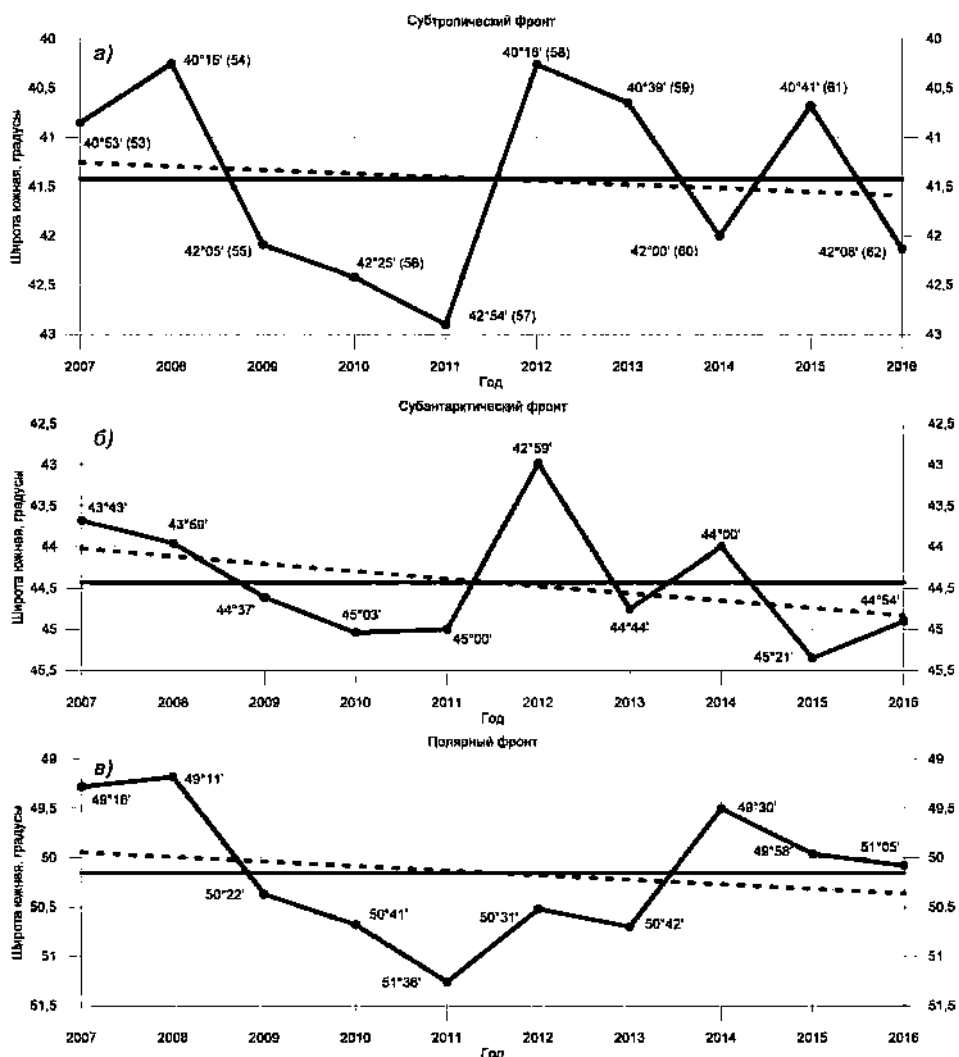


Рис. 4. Временной ход широтных положений основных поверхностных циркумполярных фронтов Южного океана в декабре 2007–2016 гг.: а — Субтропического (СТФ), б — Субантарктического (САФ), в — Полярного (ПФ). На верхнем графике в скобках указаны номера соответствующих РАЭ.

Подобная особенность была обнаружена для волнообразных флуктуаций поверхностных термических фронтов в широком диапазоне пространственных масштабов: от крупномасштабных меандров (А) до круговых интрузий (В) диаметром до 10 км.

Важно, что процессы меандрирования основных фронтов и связанное с ними вихреобразование в зоне АЦТ порождают в поверхностном слое вод завихренность разного знака. Это приводит к восходящим или нисходящим движениям вод в фотическом слое моря, что увеличивает или уменьшает концентрацию биогенов в нем, тем самым влияя на скорость роста фитопланктона — основу первичной продуктивности океана (Sokolov, Rintoul, 2007).

После уточнения положения фронтов по всем полученным за десять лет на НЭС «Академик Федоров» данным о ТПСМ, с учетом имеющихся спутниковых данных о градиентах ТПМ на пути судна, построен межгодовой ход местоположений основных циркумполярных фронтов индийского сектора Южного океана в начале астрального лета (рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Руководствуясь основными принципами мониторинга: преемственность, повторность наблюдений, единство методики, — *мы привлекли новые и использовали прежде не прошедшие обработку по нашей методике данные за первые годы десятилетнего периода.* Графики за полное десятилетие на рис. 4, опровергая предварительный вывод в (Ионов, 2015), явно свидетельствуют об общей для всех фронтов тенденции во времени к сдвигу относительно их среднего положения на юг, к антарктическому континенту. Кроме того, обращает на себя внимание отчетливая смена характера флуктуаций временного хода широтных положений фронтов в 2011 г.

Таким образом, результаты десяти лет мониторинга местоположения термических фронтов на поверхности океана между Африкой и Антарктидой в начале астрального лета (декабрь) каждого года свидетельствуют о совместных смещениях широтного положения основных климатических фронтов на поверхности Южного океана. Это может быть указанием на меридиональный сдвиг к югу поверхностной границы между теплыми субтропическими водами и холодными антарктическими водами.

Сведения о широтных сдвигах основных поверхностных термических фронтов за многолетний промежуток времени могут служить индикатором климатических изменений циркуляции вод Южного океана. Следующими шагами должны стать поиски их связи с другими индикаторами климатических изменений в Южном полушарии как свидетельства проявлений глобального потепления в поверхностном слое вод Мирового океана.

Авторы выражают признательность студентам кафедры океанологии СПбГУ, участвовавшим в работах сезонных отрядов РАЭ на НЭС «Академик Федоров»: А. Павлову (53-я РАЭ), Д. Доронину (57-я РАЭ), Н. Сандаюку (60 и 62-я РАЭ), Г. Аршакяну (62-я РАЭ). Особая признательность пом. капитана по науке В.П. Бунякину за всемерное содействие работам и бережное отношение к сохранности необработанных данных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Антарктики. Т. 1. М.; Л.: ГУГК МГ СССР, 1966. 225 с.
- Атлас океанов. Антарктика. СПб.: ГУНиОМО РФ, 2005. 300 с.
- Ионов В.В. Синоптический мониторинг поверхностных термических фронтов Южного океана // Труды ВНИРО. 2015. Т. 157. С. 143–150.
- Ионов В.В., Шилов И.О. Синоптический мониторинг температуры морской поверхности для изучения вихреобразования в Южном океане // Известия Русского географического общества. 2011. Т. 143. Вып. 5. С. 39–44.
- Малкус Ж.С. Крупномасштабные взаимодействия // Море: Развитие идей и наблюдений, связанных с изучением морей / Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1965. С. 58–254.
- Сеидов Д.Г. Синергетика океанских процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 288 с.

Симмонс А.Дж., Бенгстон Л. Модели общей циркуляции атмосферы: цели их создания и использование для изучения климата // Глобальный климат / Ред. Хотон Дж.Т. Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 91–149.

Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.

Федоров К.Н., Островский А.Г. Климатически значащие физические параметры океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 40 с.

Belkin I.M., Gordon A.L. Southern ocean fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania // Journal Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № C2. P. 3675–3696.

Deacon G.E.R. The hydrology of the Southern Ocean // Discovery Report. 1937. Vol. 15. P. 1–124.

Holliday N.P., Read J.F. Surface oceanic fronts between Africa and Antarctica. Deep-Sea Research, 1998. Issue 45. P. 217–238.

Lutjeharms J.R.E., Valentine H.R. Southern Ocean thermal fronts south of Africa // Deep-Sea Research, 1984. Vol. 31. P. 1461–1475.

Park Y.H., Gamberoni L. Cross-frontal exchange of Antarctic Intermediate Water and Antarctic Bottom Water in the Crozet Basin // Deep-Sea Research II, 1991. Vol. 44. № 5. P. 963–986.

Sokolov S., Rintoul S.R. Structure of Southern Ocean fronts at 140°E // Journal of Marine Systems. 2002. Vol. 37. Issues 1–3. P. 151–184.

Sokolov S., Rintoul S.R. On the relationship between fronts of the Antarctic Circumpolar Current and surface chlorophyll concentrations in the Southern Ocean // Journal Geophys. Res. Oceans. 2007. Vol. 112. Issue C7. DOI: 10.1029/2006JC004072.

V.V. IONOV, V.V. LUKIN

THE 10 YEARS LONG MONITORING OF CLIMATICALLY SIGNIFICANT THERMIC CHARACTERISTICS OF THE SURFACE OF SOUTHERN OCEAN BY MEANS OF IN SITU MEASUREMENTS AND SATELLITE REMOTE SENSING

The hydrology of the Southern Ocean is characterized by several oceanic fronts that together form the largest Antarctic Circumpolar Current. The methodology of synoptical monitoring of fronts is based on observations during the seasonal maritime operations for supply of Russian Antarctic stations. It happens by use of continuous registrations of variability of horizontal gradients of temperature of sea surface layer (SSLT) in situ, and horizontal gradients of surface temperature (SST) from satellite infrared (IR) data, which are taken in real-time on board of research vessel. This makes possible more detailed definition of the horizontal gradients of thermic characteristics and latitudinal location of the fronts. It can be done by means of underway data of SSLT from vessel's automatic meteorological station, with simultaneous GPS-registration of their spatial location, on the one side; and by precise definition of geographical position of fronts zones of SST from satellite high resolution IR-images of the ocean surface, on the other side. Such data obtained during regular sub-meridional voyages of research-supply vessels between Africa and Antarctica, helps more confident than before to judge about presence/absence of trends in inter-annual changes in the latitudinal location of the main fronts in the Southern Ocean. Such a trends can be considered as an evidence of substantial change of water circulation, and as the manifestations of global warming of the sea surface layer. Within Indian sector of the Southern Ocean during 2007–2016 was registered a trend in annual shifts of seasonal positions of climatic fronts to the south.

Keywords: in situ registration and remote sensing, gradients of sea surface temperature, Southern Ocean fronts, temporal variability of meridional shifts of the surface front positions.

ФОРМИРОВАНИЕ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ЛЬДА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

В.П. КАРКЛИН, С.В. ХОТЧЕНКОВ, А.В. ЮЛИН, В.М. СМОЛЯНИЦКИЙ

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

На основе анализа архива электронных ледовых карт за 1997–2017 гг. выполнены расчеты возрастного состава ледяного покрова в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период. Полученные данные позволили установить с декадной дискретностью изменения количества (площади) и соответствующие им толщины льда всех возрастных градаций и периоды их преобладания с начала формирования ледяного покрова и до его завершения. Выявлены существенные различия в возрастном составе дрейфующих и припайных льдов, проявляющиеся в более раннем появлении однолетних льдов в припае и в относительном их количестве.

Подобного рода работы ранее не выполнялись. Ее результаты дополняют режимные характеристики ледяного покрова юго-западной части Карского моря в «теплый» климатический период.

Ключевые слова: юго-западная часть Карского моря, возраст льда, дрейфующий лед, припай.

ВВЕДЕНИЕ

Возрастной состав ледяного покрова является одним из важнейших элементов ледового режима арктических морей в зимний период. Пространственно-временные изменения возрастного состава во многом определяют ледовые условия моря. Общие сведения о зимнем ледовом режиме получены в период визуальных авиационных ледовых разведок, которые в зимние месяцы (с декабря по май) производились один раз в месяц по стандартным маршрутам с последующей интерполяцией ледовых характеристик по акваториям морей или их районов.

Спутниковые данные существенно изменили ситуацию в изучении ледового режима морей в летний и в зимний периоды. Регулярные данные ИСЗ позволили получать пространственное распределение ледовых характеристик, что существенно расширило представления об элементах зимнего ледового режима, таких как припай, заприпайные полыньи, возраст льда.

Юго-западная часть Карского моря является районом наиболее активного судоходства, которое осуществляется здесь как в летний, так и в зимний периоды года. Поэтому исследование режимных особенностей формирования возрастного состава ледяного покрова в этой части моря в зимний период имеет и прикладное значение. Тем более что возрастной состав льдов является одним из основных параметров для определения типа ледовых условий, которые используются Администрацией Северного Морского пути в разрешительной системе для плавания судов в арктических морях.

Для оценки количества льдов различного возраста в период осеннего формирования и зимнего нарастания ледяного покрова в юго-западной части Карского моря использованы электронные ледовые карты ААНИИ за 1997–2017 гг. и их последующий анализ с помощью ГИС-технологий.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

По климатическим и ледовым условиям юго-западная часть Карского моря значительно мягче, чем северо-восточная часть. В среднем за зимние месяцы температура воздуха в юго-западной части почти на 10° выше, чем в северо-восточной. Юго-западная часть значительно позже замерзает полностью и раньше очищается ото льда. Ледовый период здесь в среднем составляет 7–9 месяцев.

Ледообразование. Процессы ледообразования в юго-западной части Карского моря в среднем начинаются в первой декаде октября, когда «волна» ледообразования из северо-восточной части моря достигает района распресненных вод Обь-Енисейского района.

Вследствие большого теплозапаса вод и адвекции теплых вод из Баренцева моря ледообразование в юго-западной части моря происходит значительно медленнее, чем в других арктических морях, и только 20–25 ноября первичные формы льда появляются в проливе Карские Ворота. Характер распространения процессов устойчивого ледообразования в юго-западной части Карского моря отражает расположение изохрон, представленных на рис. 1.

Метеорологические и ледово-гидрологические условия летнего и осеннего периодов, от которых зависят условия ледообразования, испытывают значительные межгодовые изменения. Поэтому сроки устойчивого ледообразования конкретного года могут существенно отличаться от средних сроков. Изменчивость сроков устой-

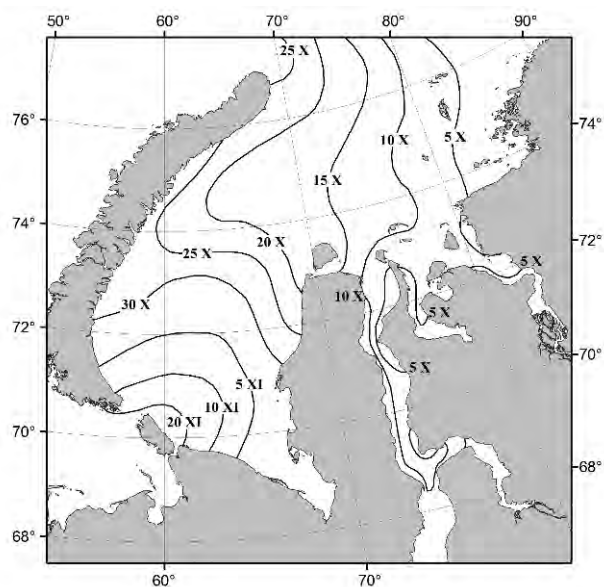


Рис. 1. Изохроны средних многолетних сроков устойчивого ледообразования в юго-западной части Карского моря.

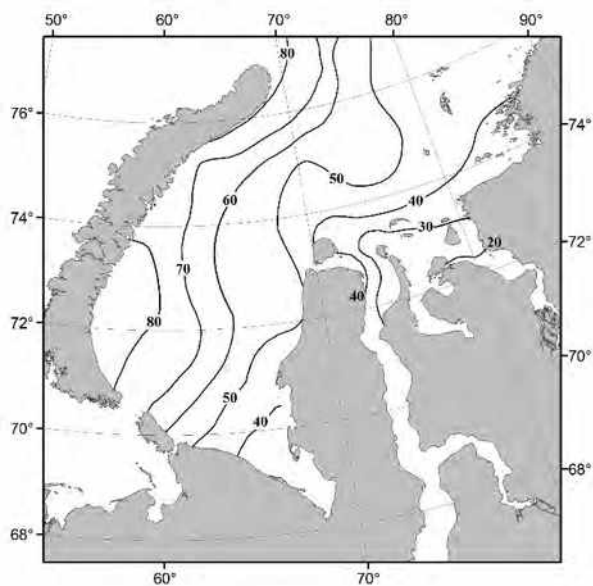


Рис. 2. Размах многолетних колебаний сроков устойчивого ледообразования в юго-западной части Карского моря, сутки.

чивого ледообразования в юго-западной части Карского моря можно охарактеризовать размахом их многолетних колебаний, показанных на рис. 2.

Пространственное распределение величины размаха в значительной степени отражает некоторые режимные особенности условий охлаждения вод, предшествующих замерзанию. В зоне наиболее сильного влияния речного стока, в Обь-Енисейском районе и в Байдаракской губе, размах колебаний сроков устойчивого ледообразования составляет 30–40 суток. В районах моря, подверженных влиянию адвекции тепла течениями из Баренцева моря, величина размаха составляет 70–80 суток.

Нарастание ледяного покрова. По мере распространения «волны» устойчивого ледообразования происходит нарастание толщины образовавшегося льда. Пространственное распространение льдов различных возрастных градаций и соответствующих им толщин (легенда), сформировавшихся в октябре–ноябре в юго-западной части Карского моря, представлено на рис. 3 (см. цвет. вклейку).

Карта на рис. 3 построена по данным Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ за 1933–1994 гг.

Толщины льдов различных возрастных градаций, приведенные на рис. 3 и далее в статье, соответствуют Международной номенклатуре морских льдов (Номенклатура..., 1984).

Из сравнения рисунков 1 и 3 можно видеть, что в районах юго-западной части Карского моря, в которых ледообразование происходило в октябре, к концу ноября сформировалась зона однолетних тонких льдов толщиной в пределах 30–70 см. Южнее этой зоны наблюдается зональное распределение молодых льдов серо-белых, серых и ниласов толщиной от 15–30 см до 5 см и менее вблизи пролива Карские Ворота.

Дрейфующий лед. Основу ледяного покрова юго-западной части Карского моря составляют дрейфующие льды, которые находятся в постоянном движении под влиянием динамических факторов, основными из которых являются ветер, а также

течения. В зимний период, в феврале–апреле, в юго-западной части Карского моря преобладают обширные ледяные поля ровного льда, а также поля сморозей размерами в среднем 3–5 км и до 10 км. С конца апреля – в мае усиливаются подвижки льдов, увеличивается их раздробленность, уменьшаются размеры ледяных полей, в ледяном покрове преобладают ледяные поля размерами 500–2000 м.

Толщина ледяных полей ровного однолетнего льда в марте–апреле в среднем достигает 1,4–1,6 м (Романов, 1991).

При постоянных подвижках ледяных полей на их стыках происходит торошение льда. Наибольшая торосистость наблюдается в апреле–мае и составляет на большей части акватории юго-западной части Карского моря 2 балла, а в южном районе моря — 3 балла, что соответствует 30 и 50 % покрытия площади акватории соответственно. Средняя высота торосов составляет 1,2–1,5 м, максимальная — 2,0–2,5 м (Романов, 1991).

Припай. Средняя площадь припая в юго-западной части Карского моря составляет 14 % от ее общей площади. В годы максимального развития припай занимает 26 % акватории района (Гудкович и др., 1972). Образование припая начинается в Обь-Енисейском районе в октябре, и только в первой-второй декадах ноября припай устанавливается вдоль Ямальского и Амдерминского побережий.

Наиболее значительные изменения в положении границ припая наблюдаются в Байдарацкой губе и к северу от устья Оби, где размах колебаний между минимальной и максимальной границами составляет 70–80 км. От 8 до 18 км изменяется многолетнее положение границы припая вдоль амдерминского побережья и в пределах 20–30 км — вдоль полуострова Ямал (Карелин, Карклин, 2012).

Толщина льда в припае юго-западной части Карского моря в период нарастания ледяного покрова достигает максимальных значений в мае. При этом в течение всех месяцев осенне-зимнего сезона толщина припайного льда в среднем увеличивается от Карских Ворот на север. Так, средняя толщина припайного льда в мае в Амдерме составляет 120, в Марре-Сале — 140 и в районе о. Диксон — 160 см.

Полыньи. Полыньи, протяженные зоны чистой воды или молодого льда (до 30 см), образуются за границей припая с момента его становления и до разрушения. В арктических морях заприпайные полыньи образуются под влиянием ветра. В отечественной научной литературе заприпайные полыньи получили названия по месту их образования. В юго-западной части Карского моря образуется пять полыней: Северная Новоземельская, Южная Новоземельская, Амдерминская, Ямальская и Обь-Енисейская (Карелин, Карклин, 2012).

Повторяемость полыней является основанием для их классификации по устойчивости. К стационарным полыням относятся полыньи с повторяемостью 75 % и более, к устойчивым — 50–74 %, к эпизодическим — менее 50 %. По этой классификации Амдерминская, Ямальская и Обь-Енисейская полыньи являются стационарными, Северная Новоземельская, Южная Новоземельская — устойчивыми.

Средняя ширина полыней за период ноябрь–июнь составляет 30–40 км. При максимальном развитии ширина Обь-Енисейской полыни может достигать 85 км, остальных полыней — 50–60 км. В зимний период полыньи активно используются для плавания судов и ледоколов в устье Оби и Енисея.

Формирование ледяного покрова в юго-западной части Карского моря завершается в конце апреля – мае. К этому времени ледяной покров в море достигает наибольшей толщины.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА (ТОЛЩИНЫ) ДРЕЙФУЮЩИХ И ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Следует отметить, что года с 1997 по 2017-й относятся к «теплому» климатическому периоду в арктической зоне, который начался во второй половине 1980-х гг. и продолжается в настоящее время (Фролов и др., 2007; Гудкович, Карклин и др., 2013). Этот период характеризуется пониженной ледовитостью в арктических морях, повышенной повторяемостью легких ледовых условий в летний период, поздними сроками устойчивого ледообразования в осеннее время и пониженными толщинами льда зимой. Выполненный анализ площадей дрейфующих и припайных льдов и их возрастного состава характеризует режимные особенности юго-западной части Карского моря в осенне-зимние месяцы в «теплый» климатический период. Результаты анализа представлены в табл. 1 и 2.

Возраст дрейфующих льдов. В октябре, когда процессы ледообразования распространяются на треть акватории в юго-западной части Карского моря, ледяной покров формируется из начальных и молодых льдов. Молодые льды преобладают в море до начала января. Их количество постепенно уменьшается от 72 % в конце октября до 50 % в начале января. С конца октября среди молодых льдов преобладают серо-белые льды, их максимальное количество наблюдается в ноябре и составляет около 50 % (табл. 1).

В конце октября в северных районах юго-западной части Карского моря серо-белые льды частично переходят в следующую возрастную градацию — появляются однолетние тонкие льды (табл. 1). Несмотря на постоянный переход серо-белых льдов в градацию однолетних тонких льдов, общее количество серо-белых льдов в море остается преобладающим до начала января (табл. 1). Причиной этому является значительная широтная протяженность юго-западной части Карского моря. Расстояние от условной границы моря мыс Желания – остров Диксон до пролива Карские Ворота составляет около 750 км. В то время как в северных районах моря серо-белые льды переходят в возрастную градацию однолетних тонких льдов, в центральных и южных его районах серо-белые льды продолжают формироваться.

Как можно видеть из табл. 1, максимальное количество однолетних тонких льдов наблюдается в середине января, после чего их содержание в ледяном покрове начинает сокращаться в связи с увеличением толщины льда и постепенным их перерастанием в следующую возрастную градацию однолетних средних льдов, которые начали формироваться с конца декабря.

К особенностям зимних ледовых условий в юго-западной части Карского моря последнего 20-летия следует отнести преобладание однолетних средних льдов с конца февраля и до конца периода нарастания ледяного покрова, в мае. Их максимум приходится на апрель и составляет в среднем 43 % от общей площади льдов в море. С конца апреля количество этих льдов начинает сокращаться, однако и в конце мая оно в среднем несколько превышает количество самых мощных однолетних льдов — толстых (табл. 1).

Начало формирования однолетних толстых льдов приходится на конец февраля. К концу мая количество этих льдов в юго-западной части Карского моря постепенно увеличивается и достигает 33 % от общей площади ледяного покрова (табл. 1).

Начиная с середины января однолетние льды составляют большую часть ледяного покрова. Их общая площадь увеличивается от 51 до 80 % в конце мая. Рис. 4

**Изменения возрастного состава (толщины) дрейфующих льдов
в период нарастания ледяного покрова в юго-западной части Карского моря
по данным за 1997–2017 гг., %**

Месяц	Декады	Начальные виды < 10 см	Молодые льды		Однолетние льды		
			Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)
X	1	38	38	0	0	0	0
	2	24	33	28	0	0	0
	3	13	26	46	5	0	0
XI	1	15	22	50	13	0	0
	2	12	18	48	19	0	0
	3	8	16	50	24	0	0
XII	1	8	13	48	26	0	0
	2	7	11	46	35	0	0
	3	4	10	46	37	2	0
I	1	5	9	41	38	6	0
	2	2	8	39	42	9	0
	3	3	5	34	41	17	0
II	1	2	5	31	35	26	0
	2	3	5	30	31	30	0
	3	2	5	27	27	34	4
III	1	2	3	26	27	37	4
	2	2	1	22	26	41	6
	3	2	2	20	23	42	9
IV	1	2	2	19	19	44	13
	2	2	1	19	17	43	18
	3	2	1	17	13	42	23
V	1	3	1	15	14	39	26
	2	1	2	14	13	39	28
	3	1	0	12	12	37	33

наглядно демонстрирует последовательный переход однолетних тонких льдов в средние льды, а средних — в толстые. Как видно из рисунка, все виды однолетних льдов присутствуют в ледяном покрове до конца его формирования. Так же, как и однолетние льды, в ледяном покрове юго-западной части Карского моря в течение всего зимнего периода наблюдаются начальные и молодые льды, которые образуются в районах формирования заприпайных полыней, а также в разводах и трещинах среди ледяного покрова (табл. 1).

Согласно работам (Гудкович и др., 1972; Бородачев, 1998), в которых анализировались данные наблюдений 1950–1990 гг., в конце периода нарастания ледяного покрова, в мае, в юго-западной части Карского моря в среднем наблюдалось около 60 % однолетних толстых льдов. Из анализа электронных ледовых карт, результаты

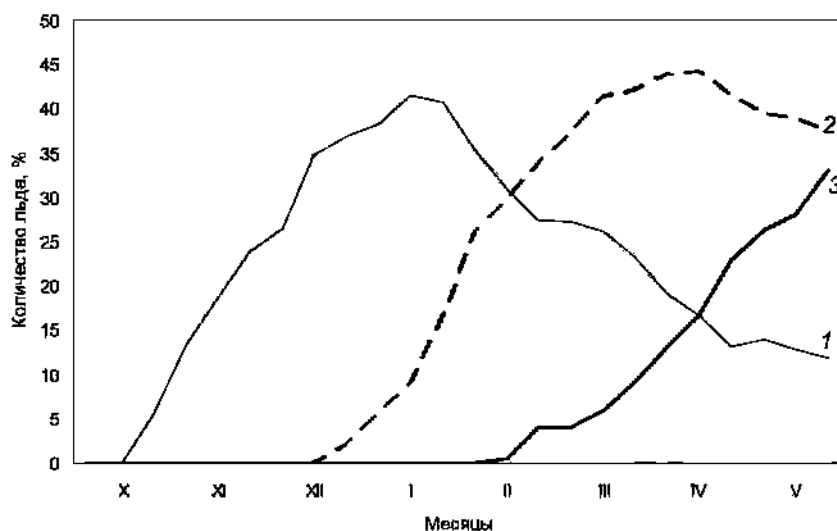


Рис. 4. Изменения количества дрейфующих однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в период нарастания ледяного покрова в юго-западной части Карского моря по данным за 1997–2017 гг., %.

которого приведены в табл. 1, следует, что в среднем за период 1998–2017 гг. количество однолетних толстых льдов в это время составляло 33 %.

Данные, приводимые в более ранних работах, относятся к «холодному» периоду, для которого характерна повышенная повторяемость суровых зим. Как уже упоминалось выше, годы 1998–2017 относятся к периоду «потепления» в Арктике, с повышенной повторяемостью сравнительно мягких зим, чем и объясняется пониженное количество наиболее мощных — однолетних толстых льдов. Однако в течение анализируемого периода количество этих льдов в конце мая существенно колебалось и в некоторые годы превышало 60 %, что можно видеть на рис. 5.

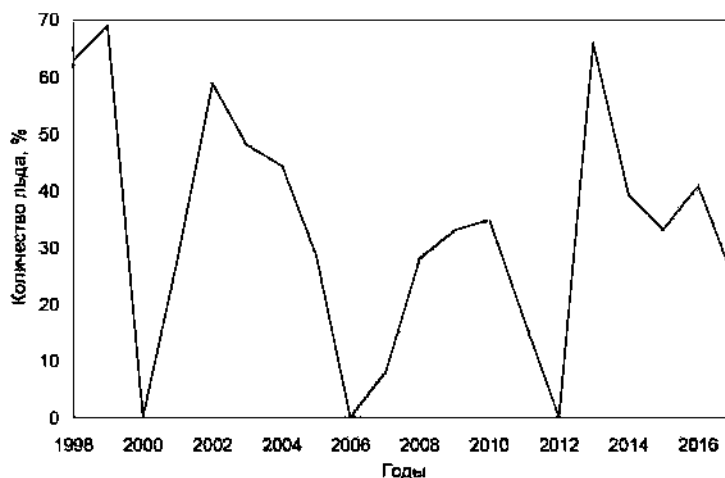


Рис. 5. Межгодовые колебания количества однолетних толстых льдов в юго-западной части Карского моря в конце периода нарастания ледяного покрова по данным за 1998–2017 гг.

В течение трех зимних сезонов 1999–2000, 2005–2006 и 2011–2012 гг. однолетние толстые льды среди дрейфующих льдов отсутствовали (рис. 5). Как показал анализ температурных условий по данным трех полярных станций моря (о. Диксон, о. Белый и Марре-Сале), эти сезоны в юго-западной части Карского моря характеризовались крупными отрицательными аномалиями сумм градусо-дней мороза.

Возраст припайных льдов. Как уже отмечалось выше, формирование припая в юго-западной части Карского моря начинается в октябре в Обь-Енисейском районе. В это время площадь припая в среднем составляет около 1 % от площади моря. К концу октября припайный лед состоит в основном из молодых льдов, превышающих 80 % от возрастного состава льда, из них 73 % приходится на серо-белые льды. В конце октября в припаях появляется незначительное количество однолетних тонких льдов (табл. 2).

Таблица 2

**Изменения возрастного состава (толщины) льдов
в припаях в осенне-зимний период
в юго-западной части Карского моря за период 1997–2017 гг., %**

Месяц	Декады	Начальные виды < 10 см	Молодые льды		Однолетние льды		
			Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (≥ 120 см)
X	1	0	0	0	0	0	0
	2	0	0	0	0	0	0
	3	0	10	73	16	0	0
XI	1	0	5	40	51	4	0
	2	0	2	33	62	6	0
	3	0	1	32	62	7	0
XII	1	0	0	30	59	7	4
	2	0	0	13	56	13	5
	3	0	0	1	53	36	5
I	1	0	0	0	38	56	6
	2	0	0	0	19	73	8
	3	0	0	0	16	72	11
II	1	0	0	0	15	62	24
	2	0	0	0	12	53	36
	3	0	0	0	10	38	52
III	1	0	0	0	12	33	55
	2	0	0	0	9	32	60
	3	0	0	0	8	29	63
IV	1	0	0	0	8	25	65
	2	0	0	2	6	23	71
	3	0	0	4	7	17	72
V	1	0	0	2	11	15	72
	2	0	0	0	13	14	73
	3	0	0	0	13	13	74

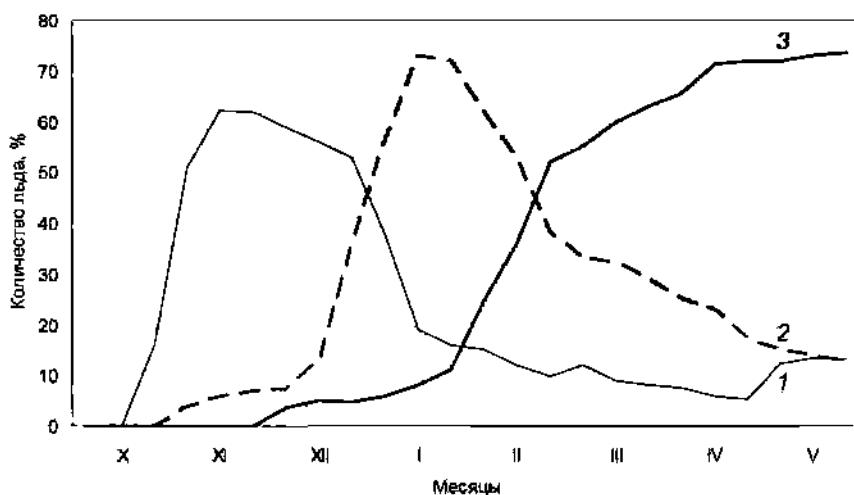


Рис. 6. Сезонные изменения количества однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в припаях в период его нарастания в юго-западной части Карского моря за период 1997–2017 гг., %.

В течение ноября более половины серо-белых льдов переходит в стадию однолетних тонких льдов. В этом месяце наблюдается сезонный максимум серо-белых льдов, которые, в свою очередь, с середины месяца по мере нарастания толщины льда начинают переходить в стадию однолетних средних льдов.

С начала января и до середины февраля однолетние средние преобладают в припайных льдах, максимальное их количество приходится на середину января и составляет 73 %.

С третьей декады февраля и до конца периода нарастания ледяного покрова (в мае) в припаях преобладают однолетние толстые льды, которые начали формироваться с первой декады декабря. В конце мая их количество достигает 74 % от возрастного состава льдов в припаях (табл. 2).

Как можно видеть из табл. 2, все возрастные виды однолетних льдов присутствуют в припаях юго-западной части Карского моря в течение всего периода формирования ледяного покрова. Изменения их сезонного количества представлены на рис. 6.

Вследствие сравнительной мелководности прибрежной зоны нарастание толщины льда в припаях происходит значительно быстрее, чем в дрейфующих льдах. Из сравнения табл. 1 и 2 можно видеть, что образование однолетних средних льдов в дрейфующих льдах происходит на 4 декады позже, а однолетних толстых льдов — на 8 декад.

Представленные в табл. 1 и 2 сезонные изменения количества льдов разного возраста определены относительно площадей дрейфующих и припайных льдов, которые в процессе формирования ледяного покрова изменяются, что можно видеть из табл. 3.

Таблица 3

Площади дрейфующих льдов и припая в юго-западной части Карского моря в конце каждого месяца периода формирования ледяного покрова по данным за 1997–2017 гг., %

Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Дрейфующий лед	32,2	71,5	87,5	93,3	93,2	92,1	90,5	85,7
Припай	0,9	2,4	4,0	5,6	6,6	7,9	9,0	7,9

В табл. 4 приведено общее количество льдов различного возраста в дрейфующих и припайных льдах в конце каждого месяца относительно площади юго-западной части Карского моря (335 тыс. км²). Поскольку площадь припая более чем в 10 раз меньше площади дрейфующих льдов (табл. 3), табл. 4 в основном отражает сезонную изменчивость возрастного состава дрейфующих льдов. Припай дополняет общее количество однолетних толстых льдов.

Таблица 4

**Площади дрейфующих льдов и припая в юго-западной части Карского моря
в конце каждого месяца периода формирования ледяного покрова
по данным за 1997–2017 гг., %**

Месяц	Начальные виды (< 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды		
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)
X	4	8	16	2	0	0
XI	6	12	36	19	0	0
XII	3	9	40	34	3	0
I	2	5	32	39	20	1
II	2	5	25	26	34	7
III	2	1	18	22	41	13
IV	2	1	16	13	39	27
V	1	0	10	11	33	34

ВЫВОДЫ

Выполненное исследование возрастного состава льда дополняет режимные характеристики ледяного покрова юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период его формирования.

В течение шести месяцев (с декабря по май) в припае юго-западной части Карского моря присутствуют все виды однолетних льдов: тонкие (30–70 см), средние (70–120 см) и толстые (более 120 см). В конце периода формирования припай на $\frac{3}{4}$ состоит из однолетних толстых льдов, в равных долях в припае присутствуют тонкие и средние льды.

Наряду с однолетними льдами в дрейфующих льдах в течение всего зимнего периода наблюдаются начальные и молодые льды. Образование однолетних средних льдов в дрейфующих льдах происходит на 4 декады позже, а однолетних толстых льдов — на 8 декад, чем в припайных льдах.

К режимной особенности возрастного состава дрейфующих льдов следует отнести преобладание однолетних средних льдов, количество которых превышает количество наиболее мощных однолетних толстых льдов.

Количество однолетних толстых льдов в ледяном покрове за период 1997–2017 гг. существенно колебалось от полного отсутствия в некоторые годы до 60–70 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородачев В.Е. Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.

Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.

Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М., Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007–2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90–102.

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

Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 56 с.

Романов И.П. Ледяной покров арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 212 с.

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

V.P. KARKLIN, S.V. HOTCHENKOV, A.V. YULIN, V.M. SMOLYANITSKY

FORMATION OF THE STAGES OF SEA ICE DEVELOPMENT COMPOSITION IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE KARA SEA DURING AUTUMN-WINTER SEASON

On a basis of the analysis of archived ice charts for 1997–2017 calculations of changes in the stages of sea ice development composition in southwest part of the Kara Sea during the autumn and winter period are executed. The obtained data allowed establishing the changes in quantity (area) and corresponding thicknesses with 10 days discretization for all stages of sea ice development and the periods of their prevalence from the beginning till the end of ice formation. The essential distinctions

between the stages of ice development composition for drifting and fast ice exhibiting in an earlier appearance and different relative quantity of the first year ice within the fast ice zone are revealed.

Such studies were not performed earlier. Its results supplement ice conditions characteristics southwest in the part of the Kara Sea during the “warm” climatic period.

Keywords: Southwest part of the Kara Sea, stage of ice development, drifting ice, fast ice.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ И АЭРОДРОМА СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ

Е.И. АЛЕКСАНДРОВ, А.Н. ПРАХОВ

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

Приводятся результаты сравнительного анализа среднемесячных величин средних, максимальных и минимальных значений температуры воздуха, влажности воздуха и скорости ветра, рассчитанных по ежедневным данным с минутной дискретностью за период с ноября 2006 г. по февраль 2012 г. в месяцы работы метеостанции на аэродроме станции Новолазаревская и непосредственно на станции Новолазаревская. Наблюдается высокая корреляция между этими климатическими характеристиками в двух точках наблюдений. Приведены оценки тенденций временных рядов климатических характеристик на станции Новолазаревская за период 1961–2015 гг.

Ключевые слова: климатические характеристики, Новолазаревская, температура, давление, влажность, ветер.

ВВЕДЕНИЕ

Станция Новолазаревская (далее — станция) расположена на крайней юго-восточной оконечности оазиса Ширмахера, примерно в 80 км от берега моря Лазарева (Дубровин, Петров, 1967). К северу от станции простирается шельфовый ледник со слабохолмистой поверхностью, упирающийся в ледниковый купол вблизи залива Ленинградский. С юга подходит склон материкового ледникового щита. Оазис представляет собой участок коренных пород, вытянутых узкой полосой длиной около 17 км и шириной около 3 км в направлении с запада-северо-запада на восток-юго-восток; его рельеф — типичный мелкосопочник с абсолютными отметками до 228 м. В оазисе насчитывается 180 озер. Ледяной покров озер, как правило, сохраняется и летом, но на некоторых озерах стаивает. В 15 км к югу от станции на поверхности ледника, на высоте 500 м над уровнем моря расположена снежно-ледовая взлетно-посадочная полоса аэродрома «Новолазаревская». В ноябре 2005 г. непосредственно на снежно-ледовом покрове в районе взлетно-посадочной полосы в 180 метрах от жилых модулей была установлена автоматизированная метеорологическая станция (АМС) «MILOS-500» фирмы «Vaisala Oy», высота станции «MILOS-500» над уровнем моря — 550 м. Эта станция аналогична АМС, установленной на станции Новолазаревская.

За последние годы накоплен массив данных по метеорологическим параметрам на аэродроме. Эти данные позволяют выполнить сравнительную оценку метеорологических величин с различной степенью осреднения на станции и аэродроме. Наблюдения на станции Новолазаревская проводятся уже более 50 лет, что позволяет оценить тренды климатических изменений в данном районе.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных величин использовались ежеминутные данные температуры воздуха, влажности воздуха и скорости ветра на аэродроме станции Новолазаревская и на самой станции с ноября 2006 г. по февраль 2012 г. в периоды работы аэродрома (табл. 1). Среднемесячные характеристики метеорологических параметров на станции Новолазаревская за весь период наблюдений использованы для расчета климатических параметров.

Таблица 1

Характеристики исходных данных на аэродроме станции Новолазаревская

Годы	Количество измерений за месяц и их дискретность				
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
2006/07	3674/10–13 мин	3692/11 мин	3687/10–12 мин	—	—
2007/08	—	—	—	—	—
2008/09	—	42015/1 мин	40684/1 мин	36592/1 мин	42620/1 мин
2009/10	41084/1 мин	42689/1 мин	41960/1 мин	38408/1 мин	42385/1 мин
2010/11	37783/1 мин	42676/1 мин	42685/1 мин	38559/1 мин	
2011/12	41235/1 мин	42410/1 мин	39097/1 мин	39113/1 мин	

СРАВНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Для сопоставления климатических характеристик в районе аэродрома и районе станции Новолазаревская проведено сравнение временных рядов среднемесячных значений температуры воздуха, влажности и скорости ветра.

Температура воздуха. Сравнение среднемесячных значений температуры воздуха в районе станции и аэродрома показало хорошее совпадение во временных изменениях температуры (табл. 2, рис. 1).

В рассматриваемые месяцы значения среднемесячной температуры воздуха на аэродроме ниже, чем в районе станции, в среднем на 4,3 °С. Временные изменения в обоих рядах повторяют друг друга с небольшими отклонениями, их коэффициенты корреляции в каждый из рассматриваемых месяцев — высоки.

Таблица 2

Среднемесячные температуры воздуха (°С) и коэффициенты корреляции (К) между среднесуточными, максимальными и минимальными температурами в районе аэродрома и на станции

Месяц, год	Температура воздуха			К		
	Аэродром	Станция	Разность	Средн.	Макс.	Мин.
Ноябрь 2006	–8,3	–5,3	–3,0	0,98	0,93	0,96
Декабрь 2006	–5,9	–2,0	–3,9	0,79	0,83	0,52
Январь 2007	–3,6	0,1	–3,7	0,88	0,62	0,69
Декабрь 2008	–5,4	–1,0	–4,4	0,61	0,75	0,43
Январь 2009	–5,8	–1,2	–4,6	0,88	0,65	0,77
Февраль 2009	–9,2	–4,2	–5,0	0,83	0,93	0,91
Март 2009	–12,6	–7,8	–4,8	0,90	0,88	0,81
Ноябрь 2009	–10,0	–5,7	–4,3	0,89	0,77	0,69
Декабрь 2009	–6,6	–1,8	–4,8	0,80	0,50	0,74
Январь 2010	–3,9	0,7	–4,6	0,81	0,70	0,84
Февраль 2010	–6,4	–2,2	–4,2	0,99	0,97	0,96
Март 2010	–11,6	–7,3	–4,3	0,98	0,93	0,95

Месяц, год	Температура воздуха			К		
	Аэродром	Станция	Разность	Средн.	Макс.	Мин.
Ноябрь 2010	-10,7	-5,7	-5,0	0,92	0,73	0,78
Декабрь 2010	-5,2	-1,2	-4,0	0,91	0,81	0,90
Январь 2011	-3,3	1,2	-4,5	0,84	0,82	0,63
Февраль 2011	-8,4	-3,8	-4,6	0,95	0,91	0,86
Ноябрь 2011	-9,2	-4,7	-4,5	0,92	0,87	0,70
Декабрь 2011	-7,7	-3,9	-3,8	0,96	0,81	0,87
Январь 2012	-6,2	-1,6	-4,6	0,85	0,88	0,34
Февраль 2012	-8,8	-4,7	-4,1	0,76	0,87	0,61
Среднее	—	—	-4,3	0,87	0,81	0,75
СКО	—	—	0,5	0,09	0,12	0,18

Относительно мало меняется и разность среднемесячных температур на аэродроме и станции, среднеквадратическое отклонение ряда разностей составляет 0,5 °С.

Наибольшие отличия между температурами в сравниваемых рядах обнаруживаются в последнем весеннем месяце, ноябре, и в последнем месяце лета, в феврале. В обоих случаях — около 5 °С.

Временные ряды экстремальных значений температуры воздуха, как и для среднемесячных температур, в районе аэродрома и станции схожи между собой (см. рис. 1). Небольшое отличие заключается в том, что значения минимальной температуры на

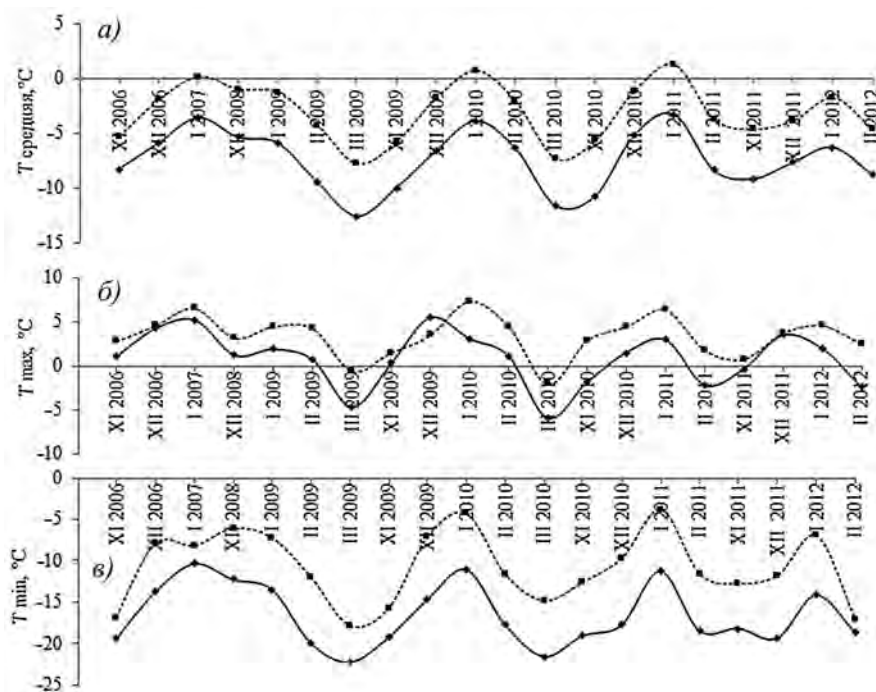


Рис. 1. Среднемесячная (а), максимальная (б) и минимальная (в) температура воздуха в районе аэродрома (сплошная линия) и станции (штриховая линия).

аэродроме безусловно ниже, чем на станции Новолазаревская. В случае максимальных температур наблюдались близкие значения или даже несколько более высокие температуры (например, декабрь 2009 г.) в районе аэродрома по сравнению со станцией.

Оценка степени связи изменений среднесуточной, суточной максимальной и суточной минимальной температур воздуха в районе аэродрома и станции выявила наиболее высокую степень связи во временных изменениях среднесуточной температуры, в среднем около 0,87. Степень связи максимальных и минимальных суточных температур на станции и аэродроме составляет соответственно в среднем около 0,81 и 0,75. Рассматривая пределы изменений степени связи, можно отметить, что наибольшая степень связи наблюдается в рядах среднесуточной температуры в ноябре и в марте, около 0,98, а наименьшая — в суточных рядах минимальной температуры.

Влажность воздуха. Представленные на рис. 2 среднемесячные значения влажности воздуха показывают достаточно высокую схожесть между ее значениями на станции и на аэродроме. Коэффициент корреляции при этом составляет 0,87.

Сравнивая ряды значений экстремальной влажности воздуха (см. рис. 2) в районе аэродрома и на станции, можно отметить слабую согласованность во временном ходе. Оценка степени связи между значениями двух рядов показывает уменьшение

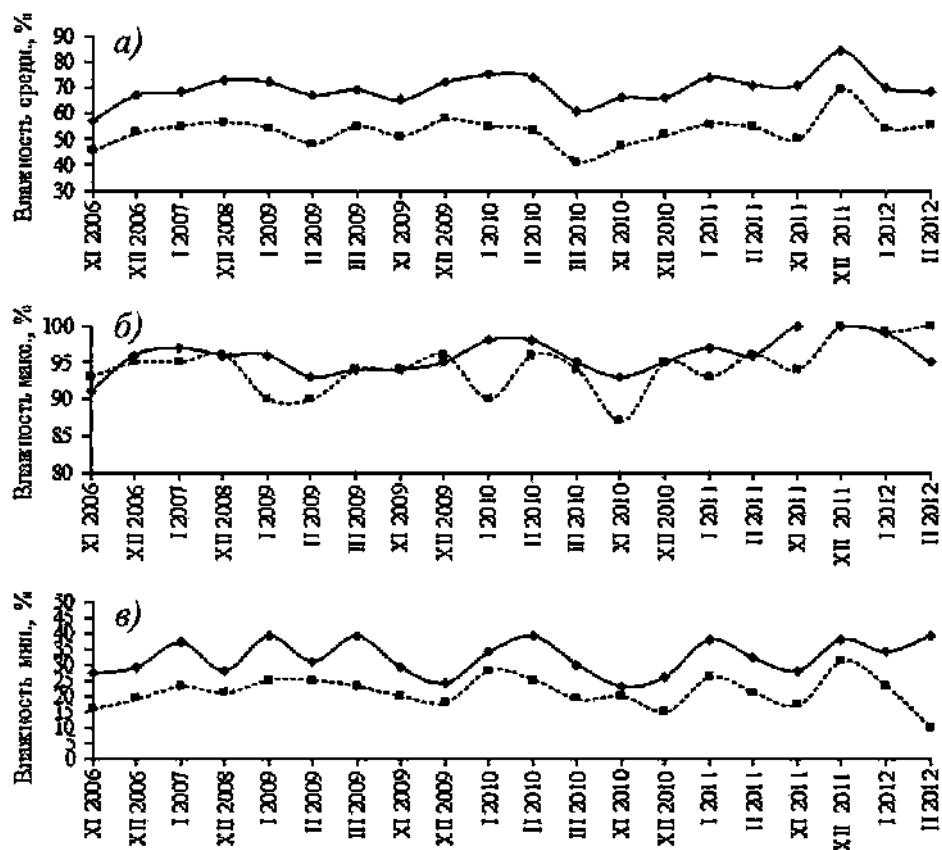


Рис. 2. Среднемесячная (а), максимальная (б) и минимальная (в) относительная влажность воздуха в районе аэродрома (сплошная линия) и станции (штриховая линия).

согласованности изменений. Коэффициент корреляции между рядами в случае максимальной влажности составляет около 0,43, а между рядами минимальной влажности 0,46. Как и для среднесуточных значений относительной влажности и суточных значений экстремальной влажности, влажность воздуха на станции всегда ниже, чем на аэродроме. Очевидно, что это связано с различием в подстилающей поверхности: на аэродроме — снежно-ледовая подстилающая поверхность, а на станции в рассматриваемые месяцы — каменистый грунт.

Скорость ветра. Временные ряды среднемесячной скорости ветра на станции и аэродроме мало чем отличаются, как по значениям, так и изменениям во времени (рис. 3). Теснота связи их изменений составляет 0,94. Можно также отметить, что в рассматриваемые месяцы скорость ветра на станции в среднем на 1 м/с меньше скорости ветра на аэродроме.

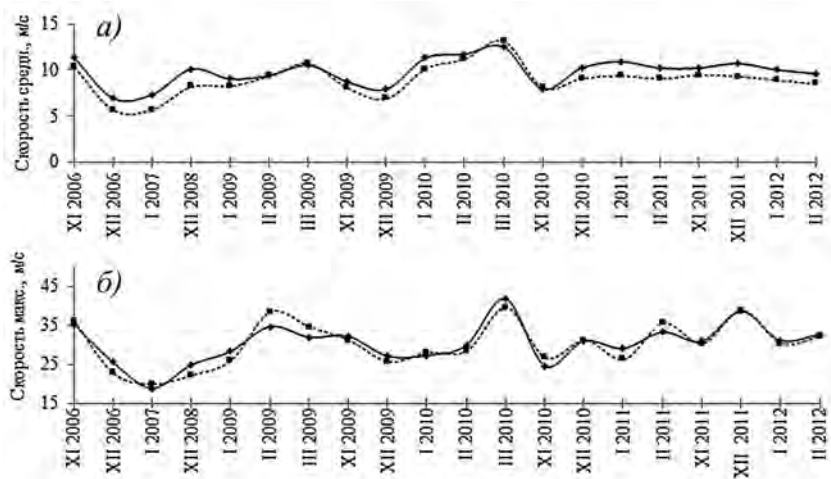


Рис. 3. Среднемесячная (а) и максимальная (б) скорость ветра в районе аэродрома (сплошная линия) и станции (штриховая линия).

Максимальная скорость ветра также совпадает по изменениям во времени (коэффициент корреляции составляет 0,93). Вместе с тем отклонения в максимальной скорости ветра на аэродроме и станции могут достигать около 2 м/с как в одну, так и в другую сторону.

Таким образом, сравнение характеристик метеорологического режима в районе станции Новолазаревская и в районе аэродрома показало почти их полное совпадение. Коэффициенты корреляции суточных значений температуры и влажности воздуха, скорости ветра показывают высокую степень связанности, в большинстве случаев коэффициент корреляции в среднем около 0,8 и выше.

ОЦЕНКА ТЕНДЕНЦИЙ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В РАЙОНЕ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ

Температура воздуха. Представление о температурных условиях района станции Новолазаревская может дать распределение по месяцам и за год средних многолетних значений температуры воздуха. Термический режим района характеризуется отрицательными значениями среднемесячной температуры воздуха на протяжении всего года и сравнительно небольшим ее годовым размахом — 18,9 °С (табл. 3). Из-

Средние за месяц и за год и их среднеквадратические отклонения (СКО) температуры воздуха за период с 1961 по 1990 г. на ст. Новолазаревская

Месяц	I	II	III	IV	V	VI
Среднее, °C	-0,4	-3,4	-7,8	-11,9	-13,5	-15,3
СКО, °C	1,0	0,9	1,1	1,8	2,2	2,4
Месяц	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Среднее, °C	-17,4	-18,5	-17,1	-12,7	-5,9	-1,0
СКО, °C	2,8	2,4	1,9	1,5	1,2	0,8

менения температуры от месяца к месяцу в «холодный» (май – сентябрь) период года невелики, около 1–2 °C. В переходные месяцы они возрастают. Наибольшая разность среднемесячных температур наблюдается от октября к ноябрю и составляет около 7 °C.

Представление об изменчивости температуры воздуха в течение года дают среднеквадратические отклонения значений средней месячной температуры воздуха. Как видно из табл. 3, в годовом ходе максимальная изменчивость наблюдается в «холодный» период (до 2,8 °C), а минимальная (около 1 °C) — в «теплый» период с декабря по февраль.

На рис. 4 представлен временной ряд аномалий (относительно нормы 1961–1990 гг.) среднегодовой температуры воздуха на станции Новолазаревская. Как видно из рис. 4, относительно низкие среднегодовые температуры на станции регистрировались с начала 1960-х до середины 1970-х гг. Этот период включает два наиболее холодных года — 1962 и 1976 гг. Отрицательные аномалии температуры в эти годы отмечались в течение всех сезонов. Особенно холодным был летне-осенний сезон с декабря 1961 по май 1962 г., аномалия температуры в котором достигла удвоенного стандартного отклонения и составила -1,6 °C. В дальнейшем до середины 1990-х гг. температура возрастала. В конце 1990-х гг. в районе станции возросла изменчивость среднегодовой температуры воздуха. В 2002 г. наблюдалась самая высокая за весь период наблюдений среднегодовая температура. Наиболее теплым был осенне-зимний сезон с аномалией температуры 2,9 °C (или 3,2 σ при $\sigma=0,9$ °C). В последующие годы началось постепенное снижение температуры.

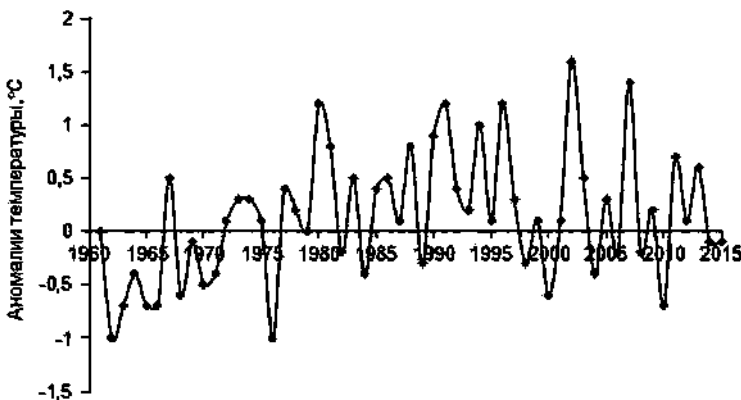


Рис. 4. Временной ряд аномалий среднегодовой температуры воздуха на станции Новолазаревская, °C.

Анализ распределения числа случаев крупных аномалий (значение аномалии более $2,0 \sigma$) температуры воздуха по десятилетним периодам показал, что в районе станции Новолазаревская самое большое число случаев крупных отрицательных аномалий наблюдалось в период 1961–1970 гг. Все эти отрицательные аномалии более $2,0 \sigma$ были отмечены в основном в зимне-весеннем сезоне. На период с 1981 по 2000 г. пришлось увеличение числа крупных аномалий обоих знаков. При этом они встречались почти одинаково часто в любом из сезонов. В дальнейшем к 2015 г. число крупных аномалий уменьшилось. Однако, как и в 1960-е гг., все они характерны для зимне-весеннего сезона.

Оценка направленных изменений температуры за период 1961–2015 гг. на станции показала довольно хорошее согласование с тенденцией общего потепления Южного полушария (Jones, 2016). За исключением мая знак тренда среднемесячной температуры во все месяцы и в целом за год положителен (табл. 4).

Таблица 4

**Оценки линейного тренда температуры воздуха за периоды
1961–2015, 1986–2015 и 2006–2015 гг., °C/10 лет**

Значения	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1961–2015 гг.													
°C/10 лет	0,08	0,04	0,04	0,10	–0,13	0,18	0,25	0,32	0,23	0,12	0,12	0,02	0,12
<i>D</i> , %	14,1	6,7	5,8	8,9	9,5	12,3	14,6	22,4	19,1	11,7	15,4	3,3	31,4
<i>P</i> , %	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	95
1986–2015 гг.													
°C/10 лет	–0,28	–0,46	–0,52	–0,15	0,06	0,04	–0,74	0,22	0,33	–0,24	0,14	–0,30	–0,16
<i>D</i> , %	29,0	42,4	42,7	8,0	2,6	1,7	23,4	9,8	14,6	11,5	10,5	22,7	23,4
<i>P</i> , %	–	95	95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2006–2015 гг.													
°C/10 лет	–0,05	0,57	–1,51	–0,90	–1,35	–1,38	–0,55	–1,89	0,50	2,61	–0,28	1,17	–0,27
<i>D</i> , %	1,5	24,1	55,0	18,1	25,0	16,5	5,6	22,2	7,5	40,1	8,3	31,2	13,9
<i>P</i> , %	–	–	90	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание: первая строка — коэффициент линейного тренда; D — значение дисперсии, учтенной линейным трендом; P — доверительная вероятность.

Если рассматривать изменения температуры по сезонам, то более теплым стал зимний сезон. Так, повышение температуры за 55 лет на станции в июне–августе составило $1,0\text{--}1,8$ °C. В то же время практически не изменилась температура осеннего сезона. Осенью лишь в мае отмечено уменьшение температуры на $-0,7$ °C за 55 лет. В целом же за год изменения средней годовой температуры составили $0,7$ °C за 55 лет.

В изменениях среднемесячной температуры за 30-летний период с 1986 по 2015 г. в ее годовом ходе преобладает отрицательный знак тренда. Наиболее сильно отрицательный линейный тренд среднемесячной температуры выражен в феврале и марте. В эти месяцы он оказался значим по критерию Стьюдента на 95 %-ном уровне. Понижение температуры по линейному тренду в эти месяцы составило около $-1,5$ °C за 30 лет. В целом же за год понижение среднегодовой температуры оставило около $-0,5$ °C за 30 лет.

В десятилетии 2006–2015 гг. отрицательный тренд изменения температуры был выражен сильнее, чем в тридцатилетнем интервале. Линейное уменьшение среднегодовой температуры составило $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет.

Таким образом, приведенные значения линейных трендов за разные периоды свидетельствуют о тенденции понижения среднегодовой температуры воздуха в районе станции Новолазаревская в последние годы на фоне ее роста в целом за весь период наблюдений.

Облачность. Анализ линейных трендов количества общей облачности для каждого месяца показывает, что наблюдается его рост в январе–октябре. Статистически значимые положительные линейные тренды отмечены в январе, июне и сентябре. Линейное увеличение количества облачности за эти месяцы составило около 1 балла за 55 лет (табл. 5, рис. 5). За те же 55 лет в среднем в ноябре и декабре количество общей облачности уменьшалось. Среднее за год количество общей облачности увеличилось на 0,4 балла за 55 лет, причем тренд в этом случае значим на 95 %-ном уровне.

Таблица 5

Оценки линейного тренда количества общей облачности за периоды 1961–2015, 1986–2015 и 2006–2015 гг., $^{\circ}\text{C}/10$ лет

Значения	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1961–2015 гг.													
Балл/10 лет	0,15	0,09	0,05	0,06	0,05	0,20	0,13	0,19	0,04	0,07	–0,13	–0,02	0,07
<i>D</i> , %	23,6	13,3	9,7	8,6	7,7	25,4	16,9	22,4	6,1	9,9	19,3	4,5	29,0
<i>P</i> , %	90	–	–	–	–	95	–	90	–	–	–	–	95
1986–2015 гг.													
Балл/10 лет	–0,22	–0,36	0,05	–0,11	0,06	0,37	0,10	0,36	–0,01	–0,01	–0,13	–0,15	–0,03
<i>D</i> , %	21,4	30,2	6,3	8,8	5,5	26,5	7,4	23,8	0,9	0,9	9,8	12,7	7,3
<i>P</i> , %	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2006–2015 гг.													
Балл/10 лет	0,15	–0,39	–0,32	–0,56	–1,39	–0,61	–0,41	–0,32	–0,84	–0,84	–0,12	0,66	–0,45
<i>D</i> , %	6,3	10,7	12,2	18,3	37,4	11,8	13,7	7,2	38,6	25,9	3,7	18,4	37,7
<i>P</i> , %	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание: первая строка — коэффициент линейного тренда; D — значение дисперсии, учтенной линейным трендом; P — доверительная вероятность.

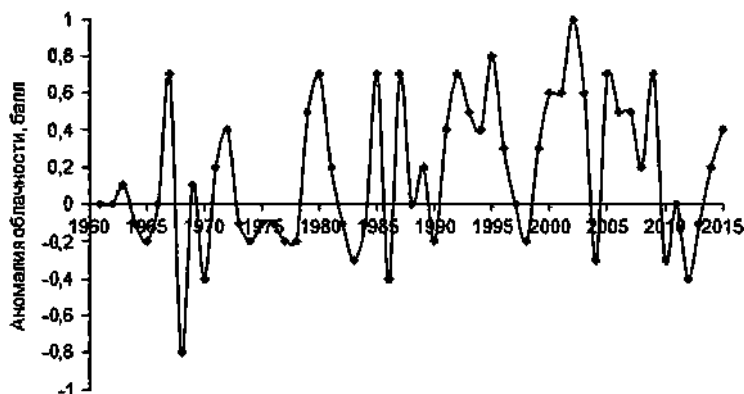


Рис. 5. Временной ряд аномалий количества общей облачности, балл.

В последние же тридцать лет прослеживается тенденция к уменьшению годового количества общей облачности. В период 1986–2015 гг. эта тенденция обнаружилась в весенне-летнем сезоне, а в последнем десятилетии, за исключением декабря–января, во все другие месяцы года. Наиболее высокие значения отрицательного линейного тренда в последнем десятилетии отмечены в весеннем сезоне: в сентябре–октябре — около $-0,8$ балла за 10 лет.

Атмосферное давление. Атмосферное давление в районе станции Новолазаревская определяется процессами общей циркуляции атмосферы Южного полушария. На рис. 6 приведен временной ряд аномалий (относительно нормы за 1961–1990 гг.) среднегодового атмосферного давления воздуха. Как видно, в среднегодовом давлении на станции в целом за весь период наблюдений имеется отчетливо выраженный отрицательный тренд. Однако на фоне общего понижения прослеживаются две ветви: безусловное понижение давления с начала периода наблюдений до конца 1990-х гг. и далее — его

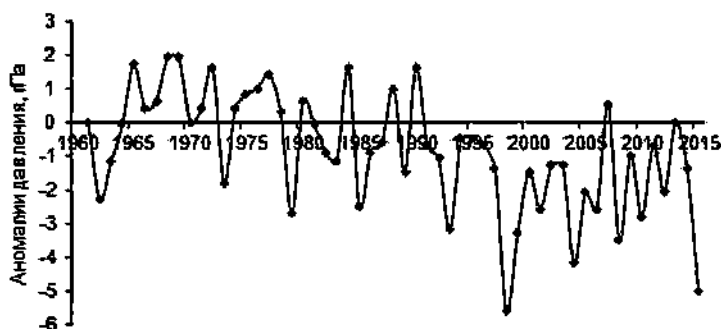


Рис. 6. Временной ряд аномалий атмосферного давления воздуха, гПа.

Таблица 6

**Оценки линейного тренда атмосферного давления воздуха
за периоды 1961–2015, 1986–2015 и 2006–2015 гг., гПа/10 лет**

Значения	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1961–2015 гг.													
гПа/10 лет	−1,11	−1,35	−0,53	−0,67	−0,64	−0,51	−1,02	−0,59	0,43	0,00	0,00	−1,14	−0,59
D, %	42,4	48,5	23,1	27,6	20,0	17,0	31,5	19,0	15,5	0,0	0,2	33,4	54,2
P, %	99	99	90	95	—	—	95	—	—	—	—	95	99
1986–2015 гг.													
гПа/10 лет	−1,66	−1,42	−0,87	−1,21	−0,79	−1,53	−1,06	−0,50	0,43	0,78	0,07	−0,85	−0,64
D, %	36,7	30,4	22,6	27,3	14,6	27,2	21,1	11,1	8,3	15,9	1,4	14,6	34,1
P, %	95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90
2006–2015 гг.													
гПа/10 лет	−1,00	−2,99	−5,28	−6,48	0,99	4,55	−8,00	−6,30	−1,23	7,02	−1,53	1,58	−1,13
D, %	7,6	30,3	47,6	85,9	5,9	29,6	43,7	45,9	9,0	76,2	12,0	11,5	20,3
P, %	—	—	—	99	—	—	—	—	—	99	—	—	—

Примечание: первая строка — коэффициент линейного тренда; D — значение дисперсии, учтенной линейным трендом; P — доверительная вероятность.

рост. В публикации (Состояние природной среды Антарктики, 2015) отмечалось, что период 1960–1970-х гг. характеризовался повышенной зональностью атмосферной циркуляции, сменившейся ее спадом до 1990-х гг., во время которого отмечалось усиление меридиональных форм циркуляции. В 2010 г. начался период современного усиления активности зональной циркуляции. Последнее нашло отражение в росте атмосферного давления на станции до 2013 г. В 2014–2015 гг. отмечается формирование тенденции к дальнейшему понижению среднегодового давления.

Характеристики линейных трендов среднемесячных и среднегодовой величин давления приводятся в табл. 6. В целом за весь период в многолетних изменениях среднегодового давления в районе станции прослеживается тренд на его понижение. К настоящему времени это уменьшение за 55 лет составило $-3,2$ гПа. В течение года атмосферное давление уменьшалось в летний, осенний и зимний сезоны. В весеннем сезоне за весь период наблюдений давление практически не изменилось, а в последнее тридцатилетие даже незначительно повысилось (около $0,4$ гПа за сезон за 30 лет).

Скорость ветра. Анализ временных рядов среднемесячной скорости ветра показал неоднозначный характер изменений скорости ветра в течение рассматриваемого периода. В многолетнем ходе среднегодовой скорости ветра четко прослеживается цикличность ее изменений (рис. 7). Ветви понижения скорости ветра в 1961–1978 и 1997–2010 гг. сменяются ветвями повышения в 1979–1996 и 2011–2015 гг. В целом же за весь период отмечается незначительное увеличение среднегодовой скорости ветра (около $0,2$ м/с за 55 лет) в основном за счет роста скорости ветра в летние месяцы (табл. 7). Причем в феврале увеличение скорости ветра статистически значимо на 90 %-ном уровне и составило $1,2$ м/с за 55 лет. В остальные месяцы тренд скорости ветра преимущественно отрицателен. В последнем 30-летнем периоде в среднегодовой скорости ветра появился статистически значимый на 90 %-ном уровне тренд на понижение скорости ветра (около $-0,5$ м/с за 30 лет).

Если рассматривать изменение скорости ветра в этом 30-летию по отношению к сезонам, то наиболее скорость ветра уменьшилась в осеннем (за сезон около $-1,1$ м/с за 30 лет). Последний 10-летний период находится на ветви повышения скорости ветра. Причем существенный вклад внесен ростом скорости ветра в весенний сезон, в котором увеличение скорости ветра в ноябре статистически значимо на 95 %-ном уровне.

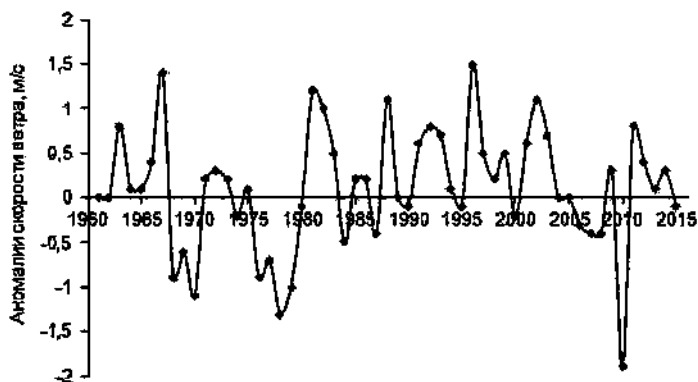


Рис. 7. Временной ход аномалий скорости ветра, м/с.

**Оценки линейного тренда скорости ветра
за периоды 1961–2015, 1986–2015 и 2006–2015 гг., м/с за 10 лет**

Значения	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1961–2015 гг.													
м·с ⁻¹ /10 лет	0,19	0,22	–0,13	0,22	–0,14	–0,11	–0,01	0,13	–0,14	–0,12	–0,01	0,09	0,03
D, %	21,5	24,1	12,4	20,4	9,9	8,4	0,6	8,5	12,5	13,2	1,3	10,0	7,7
P, %	–	90	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1986–2015 гг.													
м·с ⁻¹ /10 лет	–0,01	–0,32	–0,86	0,07	–0,39	–0,07	–0,32	0,42	–0,30	–0,45	0,10	–0,04	–0,18
D, %	0,7	19,9	40,8	3,7	16,1	3,3	12,0	13,6	15,7	27,1	5,4	2,5	24,9
P, %	–	–	95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	90
2006–2015 гг.													
м·с ⁻¹ /10 лет	–0,22	0,98	0,72	1,24	–1,54	–1,13	0,52	–1,36	1,77	2,38	3,87	1,50	0,74
D, %	3,8	27,4	9,9	21,9	24,9	19,8	6,7	9,7	38,3	52,6	63,1	38,9	30,4
P, %	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	95	–	–

Примечание: первая строка — коэффициент линейного тренда; D — значение дисперсии, учтенной линейным трендом; P — доверительная вероятность.

ВЫВОДЫ

Анализ характеристик метеорологического режима в районе станции Новолазаревская показал хорошее совпадение в изменениях основных метеорологических характеристик на самой станции и в районе аэродрома. Наблюдается высокая степень связи, характеризуемая величинами коэффициентов корреляции, K , метеорологических параметров в этих двух пунктах наблюдений: для среднесуточных значений температуры $K = 0,87$; влажности — $K = 0,87$; скорости ветра — $K = 0,94$.

Оценка тенденций климатических изменений метеорологических характеристик в районе станции Новолазаревская показала, что в целом за период наблюдений с 1961 до 2015 г. наблюдался рост среднегодовых значений температуры ($P = 0,95$), облачности ($P = 0,95$) и, не значимо, скорости ветра, но среднегодовое давление в эти же годы уменьшалось на уровне значимости $P = 0,99$. В последнее 30-летие наметилась тенденция уменьшения температуры воздуха, количества общей облачности и скорости ветра. Вероятной причиной этих изменений являются процессы, связанные с сокращением меридиональных и увеличением зональных форм общей циркуляции атмосферы.

Авторы благодарны сотрудникам Международного антарктического логистического центра (Antarctic Logistics Centre International – ALCI), предоставившим материалы метеорологических наблюдений на аэродроме станции Новолазаревская.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубровин Л.И., Петров В.Н. Научные станции в Антарктике. Л.: Гидрометеиздат, 1967. С. 185–191.
- Состояние природной среды Антарктики. Октябрь–декабрь 2015 г. № 4 (73). URL: <http://www.aari.aq/> [дата обращения 01.06.2017]
- Jones P.D., Parker D.E. Osborn T.J., Briffa K.R. Global and hemispheric temperature anomalies — land and marine instrumental records / A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide

E.I. ALEXANDROV, A.N. PRAKHOV

COMPARATIVE EVALUATION OF SOME CLIMATE REFERENCES OF NOVOLAZAREVSKAYA STATION AND NOVOLAZAREVSKAYA AIRFIELD

The results of a comparative analysis of the monthly mean of average, maximum and minimum values of air temperature, air humidity and wind speed calculated by daily data with one minute increment for the period from November 2006 to February 2012 during the months of operation of the meteorological station at the Novolazarevskaya airfield and directly at Novolazarevskaya station are given. The climatic parameters at two points of observation give high correlation index. The estimations of the trends in time series of climatic references at Novolazarevskaya station for the period 1961–2015 are also given.

Keywords: climatic references, Novolazarevskaya, temperature, pressure, humidity, wind.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГОДОВЫХ СУММ СУММАРНОЙ И ПОГЛОЩЕННОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АРКТИКЕ

В.Ф.РАДИОНОВ, Е.Н.РУСИНА, Е.Е.СИБИР

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

Исследована изменчивость суммарной (Q) и поглощенной ($Q-R$) радиации после 2000 г. по данным отдельных арктических станций в сравнении с многолетней изменчивостью этих характеристик с начала наблюдений и по 1992 г. В качестве оценочных параметров выбраны нормированные на многолетние средние за 1961–1990 гг. значения аномалий годовых сумм суммарной и поглощенной радиации. Проанализирована изменчивость общей облачности и интегральной оптической толщины, характеризующей прозрачность атмосферы, как факторов, оказывающих наибольшее влияние на поступление суммарной радиации. Интегральная оптическая толщина атмосферы в Арктике после 2000 г., скорее всего, определялась спецификой поступления загрязняющих веществ в арктическую атмосферу и существенно выше в западном арктическом районе, нежели в восточном. После 2000 г. практически на всех рассматриваемых станциях приход суммарной радиации оказался ниже многолетней нормы. Зафиксированы значительные по абсолютной величине, но неодинаковые по знаку изменения поглощенной радиации. Длительных периодов уменьшения и последующего увеличения приходящей солнечной радиации, наблюдавшихся на европейских станциях и названных глобальным помутнением и просветлением атмосферы (“global dimming and global brightening”), на российских арктических актинометрических станциях не обнаружено.

Ключевые слова: интегральная оптическая толщина, суммарная и поглощенная радиация, арктические станции, прозрачность атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг поступления солнечного излучения к земной поверхности является обязательным элементом наблюдательной системы на гидрометеорологической сети РФ, поскольку солнечная радиация представляет собой один из важнейших факторов, влияющих на формирование и изменения климата. В связи с этим большое внимание уделяется вариациям поступающей на земную поверхность солнечной радиации для различных временных интервалов (Weston et al., 2007; Wild et al., 2009). По данным отдельных европейских станций в 1930–1950-е гг. был зафиксирован рост поступления солнечной радиации (Ohmura, 2009). В 1960–1980 гг. он сменился ее снижением (Abakumova et al., 1996; Gilgen et al., 2009; Grimenes et al., 2006), которое получило название «глобальное помутнение» (“global dimming”). Вслед за этим вновь последовало многолетнее увеличение поступления солнечной радиации, обозначенное в научной литературе как прояснение/просветление (“brightening”) (Norris et al., 2007; Ohvri et al., 2009; Stjern et al., 2009; Wild et al., 2009). В статье (Самукова и др., 2014)

приведены результаты анализа рядов коротковолновой солнечной радиации на 180 актинометрических станциях Европы, где периоды уменьшения и увеличения суммарной солнечной радиации ограничены 1964–1989 и 1990–2010 гг. соответственно, причем подчеркивается, что эти тенденции особенно значимо проявляются в летний, весенний и осенний сезоны.

В работе (Stanhill, 1995) отмечалось, что в Арктике в 1950–1993 гг. наблюдался отрицательный тренд среднего за год потока приходящей солнечной радиации, составивший $-3,6 \text{ Вт/м}^2$ за 10 лет, что соответствует линейному уменьшению годовой суммы суммарной радиации на 500 МДж/м^2 за 44 года наблюдений. Это — существенное уменьшение, поскольку, по данным наблюдений на 14 российских актинометрических станциях в Арктике за период с начала наблюдений в 1940–1950-х гг. до 1992 г., максимальное из средних многолетних значений составило 3283 МДж/м^2 , среднеквадратическое отклонение годовых сумм приходящей к поверхности солнечной радиации от среднего многолетнего значения менялось в пределах от 130 до 267 МДж/м^2 , а коэффициенты вариации — от 5 до 10 % (Научно-прикладной справочник..., 1997).

Поскольку поступление на поверхность суммарной радиации зависит от количества и вида облачности, прозрачности атмосферы и, отчасти, от свойств подстилающей поверхности, то описывать изменения состояния атмосферы в терминах «помутнение» и «просветление», на наш взгляд, было бы более корректным, анализируя характеристики ее прозрачности. Ранее статистические характеристики и многолетний ход их вариаций в Арктике были получены при анализе многолетних рядов актинометрических наблюдений за прямой солнечной радиацией (Маршунова и др., 1988; Научно-прикладной справочник..., 1997). На российских арктических станциях не было выявлено длительных временных интервалов с увеличением и последующим уменьшением прозрачности, но наблюдалась устойчивая тенденция снижения прозрачности с начала наблюдений до 1980-х гг. Было показано, что на станциях Западной Арктики, прилегающих к Карскому морю — острова Визе, Диксон, Голомянный и мыс Челюскин — при воздушных массах, пришедших из Центральной Арктики, прозрачность атмосферы выше среднего многолетнего уровня. При поступлении воздушных масс из Европы, Северной Атлантики, Северного, Норвежского и Баренцева морей наблюдалась пониженная прозрачность. В отдельные дни она уменьшалась более чем на удвоенное среднеквадратическое отклонение от среднего многолетнего значения. Доля аэрозольного ослабления в общем ослаблении солнечной радиации в этих случаях возрастала на 30 % от среднего значения.

При общем уменьшении прозрачности в 1940–1982 гг. на станциях о. Уединения, о. Диксон, м. Челюскин (Западная Арктика) и в 1947–1982 гг. на станциях о. Муостах, м. Шмидта, о. Врангеля (Восточная Арктика) — характер ее изменений как внутри года, так и в целом за рассматриваемые интервалы времени был различным. Скорости линейного уменьшения прозрачности весной (март–май) превышали таковые летом (июль–август) почти в 5 раз на западных станциях и в 2 раза — на восточных («арктическая дымка»). Скорости изменения средних величин коэффициента интегральной прозрачности за каждый из весенних месяцев и за весну в целом в западной части Арктики были в 2 раза больше, чем в восточной. Эти различия в скоростях изменения прозрачности были вызваны степенью влияния антропогенных загрязнений на атмосферу, более сильно сказывавшихся в западной ее части (Маршунова и др., 1988). Позднее в работе (Радионых и др., 2007) показано, что за 50-летний период с 1956 по 2005 г.

в межгодовой изменчивости суммарной радиации не прослеживалось статистически значимых положительных или отрицательных трендов ее поступления, несмотря на устойчивый тренд понижения интегральной прозрачности. В то же время имеются определенные отличия в изменениях суммарной радиации на каждой станции.

В данной статье анализируется изменчивость суммарной (Q) и поглощенной ($Q - R$) радиации (где R — отраженная радиация) за последние 10–15 лет на отдельных арктических станциях в сравнении с многолетней изменчивостью этих характеристик за периоды с начала наблюдений и по 1992 г.

Годовые суммы суммарной и поглощенной радиации после 2000 г. сопоставляются с многолетними нормами этих характеристик, приведенными в (Научно-прикладной справочник..., 1997). Кроме того, на тех станциях, где ведутся соответствующие наблюдения, анализируются изменения прозрачности атмосферы, характеризующиеся интегральной оптической толщиной (ИОТ). Наличие информации об измеряемых актинометрических параметрах после 2000 г., а также координаты этих станций и месяцы проведения наблюдений указаны в табл. 1.

Таблица 1

Координаты станций, месяцы проведения наблюдений и наличие данных для расчета анализируемых в статье параметров ИОТ, Q , $Q - R$ после 2000 г.

Параметр	Годы															
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
о. Визе (79,49° с.ш., 76,98° в.д., период наблюдений — с февраля по октябрь)																
ИОТ																
Q		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
$Q - R$		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
о. Диксон (73,50° с.ш., 80,40° в.д., период наблюдений — с февраля по октябрь)																
ИОТ	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+
Q					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
$Q - R$					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
о. Голомянный (79,55° с.ш., 90,57° в.д., период наблюдений — с марта по октябрь)																
ИОТ																
Q		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
$Q - R$		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
м. Челюскин (77,72° с.ш., 104,30° в.д., период наблюдений — с февраля по октябрь)																
ИОТ	+		+	+		+	+	+	+	+	+			+	+	+
Q			+	+	+		+									
$Q - R$				+	+	+		+						+		
о. Врангеля (70,98° с.ш., 181,35° в.д., период наблюдений — с февраля по октябрь)																
ИОТ	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
Q	+					+	+	+		+		+				
$Q - R$	+		+			+	+	+			+					
Уэлен (66,15° с.ш., 190,17° в.д., период наблюдений — с января по декабрь)																
ИОТ				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Q				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	
$Q - R$				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	

После 1992 г. наблюдения на многих станциях прекратились, возобновились они лишь после 2000 г. К сожалению, восстановления актинометрических наблюдений в Арктике в том объеме, в котором они производились до 1992 г., не произошло. Сравнение данных, полученных за указанные периоды, оказалось возможным лишь на шести станциях из пятнадцати, представленных в (Научно-прикладной справочник..., 1997). Это станции на островах Визе, Врангеля, Голомянный и Диксон, а также станции м. Челюскин (обс. им. Е.К. Федорова) и Уэлен (см. табл. 1). При этом на двух из них (о. Визе и о. Голомянный) программа актинометрических наблюдений сокращена; с этих станций поступают лишь данные регистрации суммарной радиации. Следует отметить также, что актинометрические измерения на арктических станциях не проводятся во время полярной ночи.

Естественно, что отсутствие полной информации снижает уровень достоверности количественных оценок изменений анализируемых параметров, но оставляет возможность оценивать тенденции и качественные изменения радиационного режима различных районов Арктики. В качестве оценочных параметров используются нормированные на многолетние средние значения аномалий суммарной, Q , и поглощенной, $Q - R$, радиации.

ОБЛАЧНОСТЬ

Как отмечалось выше, облачность непосредственным образом влияет на поступление солнечной радиации к подстилающей поверхности, поэтому рассмотрим изменения общей облачности на каждой станции после 2000 г. по сравнению с многолетними данными (рис. 1) в светлое время года, когда возможны актинометрические наблюдения (см. табл. 1).

После 2000 г. на о. Визе в феврале, марте и с мая по сентябрь отмечено некоторое повышение облачности, а в октябре — незначительное ее снижение по сравнению с многолетними данными.

На о. Диксон после 2000 г. количество общей облачности в течение всего года меньше, чем в среднем в предшествующие десятилетия. Максимальное уменьшение общей облачности по сравнению с многолетними данными (на 11 %) зарегистрировано в июне.

На о. Голомянный после 2000 г. в марте, апреле и октябре количество общей облачности несколько превышает многолетние значения. В то же время с июня по сентябрь — оно меньше примерно на полбалла.

На м. Челюскин и о. Врангеля характер различий в годовом ходе общей облачности практически такой же, как и на станции о. Голомянный.

На ст. Уэлен на протяжении всего года облачность за последние 17 лет превышала средние многолетние значения.

Если исходить из того, что вариации годовых сумм суммарной солнечной радиации определяются преимущественно вариациями общей облачности, то, при прочих одинаковых условиях, можно было бы ожидать некоторого увеличения поступающей на поверхность солнечной радиации на о. Диксон. На островах Визе и Врангеля и станции Уэлен отмеченное увеличение количества облачности должно было бы привести к уменьшению приходящей к поверхности радиации. Из-за того, что на о. Голомянный и м. Челюскин отмечено увеличение количества облачности весной и ее уменьшение во второй половине года, в среднем за светлый период года возможно как увеличение, так и уменьшение приходящей радиации после 2000 г. по сравнению с предшествующим периодом наблюдений.

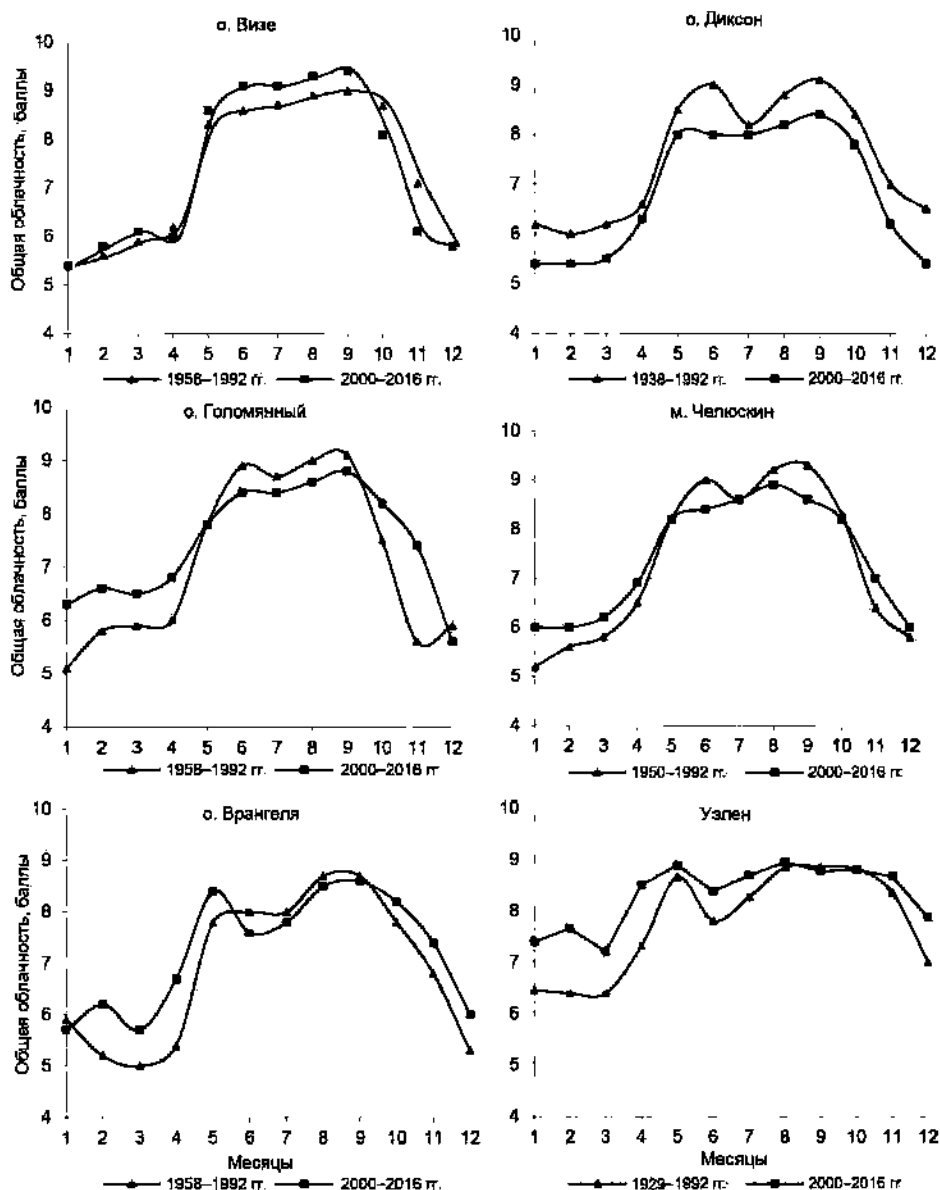


Рис. 1. Сравнение осредненных значений общей облачности на ряде арктических станций за многолетний период и после 2000 г.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА

Еще одним фактором, влияющим на приход солнечной радиации к поверхности, является прозрачность атмосферы. В актинометрии ее принято характеризовать коэффициентом интегральной прозрачности P_2 или интегральной оптической толщиной (ИОТ) атмосферы. ИОТ связана с P_2 соотношением

$$\text{ИОТ} = -\ln P_2 = -0,5 \ln(S_{p,30}/S_0) = -(\sinh + 0,204) \ln(S(h)/S_0)/1,41.$$

Здесь $S_{p,30}$ — величина измеренного потока прямой солнечной радиации в кВт/м², приведенная к среднему расстоянию от Земли до Солнца и оптической массе атмосферы $m = 2$; S_0 — величина потока радиации на верхней границе атмосферы; P_2 — коэффициент интегральной прозрачности атмосферы при $m = 2$.

Параметр ИОТ представляет собой оптическую толщину атмосферы для прямой солнечной радиации в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0,3 - 4$ мкм при оптической массе $m = 2$ (т.е. при высоте солнца 30°). Вариации величины ИОТ определяются вариациями молекулярного рассеяния, содержания аэрозоля и водяного пара в атмосфере, но наибольшая изменчивость характерна для аэрозольной составляющей.

Далее в качестве норм ИОТ использованы ее средние многолетние значения, рассчитанные по средним арифметическим значениям коэффициента прозрачности P_2 , приведенным в (Научно-прикладной справочник..., 1997) для указанных станций за весь период работы каждой станции до 1992 г.

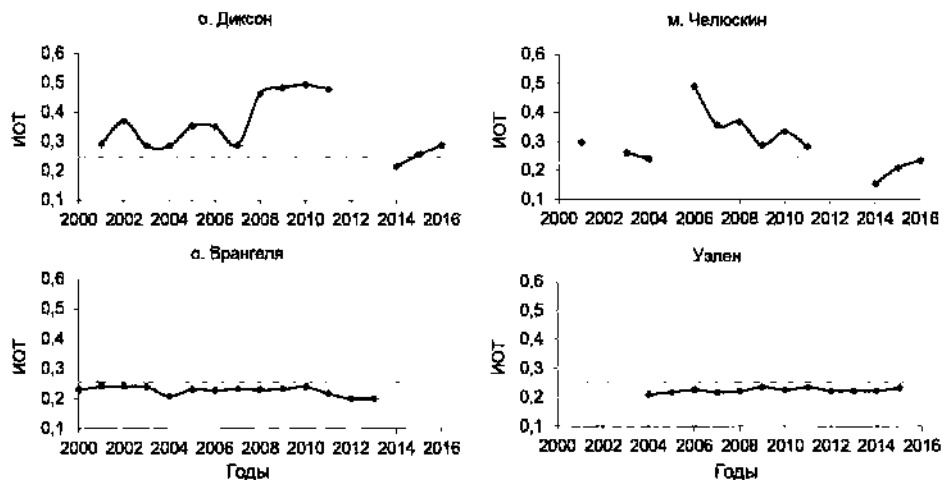


Рис. 2. Среднегодовые значения ИОТ на четырех арктических станциях и их средние многолетние значения (пунктир).

На рис. 2 приведены среднегодовые ИОТ после 2000 г. на рассматриваемых арктических станциях. Для каждой станции указана многолетняя норма ИОТ.

Из рисунка следует, что после 2000 г. на о. Диксон и м. Челюскин в Западной Арктике интегральная оптическая толщина до 2011 г. заметно превышала норму, в отдельные годы увеличиваясь более чем в 2 раза. Соответственно, прозрачность атмосферы была существенно снижена.

На станциях в Восточной Арктике (о. Врангеля и Уэлен) средние значения ИОТ были ниже многолетних норм, т.е. наблюдалась более высокая прозрачность атмосферы. Следует отметить, что по абсолютной величине на западных станциях — о. Диксон и м. Челюскин — после 2000 г. среднегодовые значения существенно превышают таковые на восточных станциях. К тому же восточные станции характеризуются гораздо меньшей межгодовой изменчивостью ИОТ. За весь рассматриваемый период среднегодовые значения на них варьировали в интервале 0,2–0,25 (Русина и др., 2013), в то время как на западных станциях этот интервал составлял 0,2–0,5, т.е. верхняя его граница сравнима с замутнением атмосферы в городских условиях (Климат..., 2010).

Таким образом, характер изменений интегральной оптической толщины и прозрачности атмосферы в Арктике после 2000 г., скорее всего, связан со спецификой поступления загрязняющих веществ в арктическую атмосферу. При этом выносы загрязняющих веществ в атмосферу оказывают гораздо большее влияние на уровни загрязнения в западном арктическом районе, нежели в восточном.

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ

На рис. 3 приведены для всех перечисленных станций аппроксимированные полиномом 6-й степени нормированные аномалии Q за весь период наблюдений и

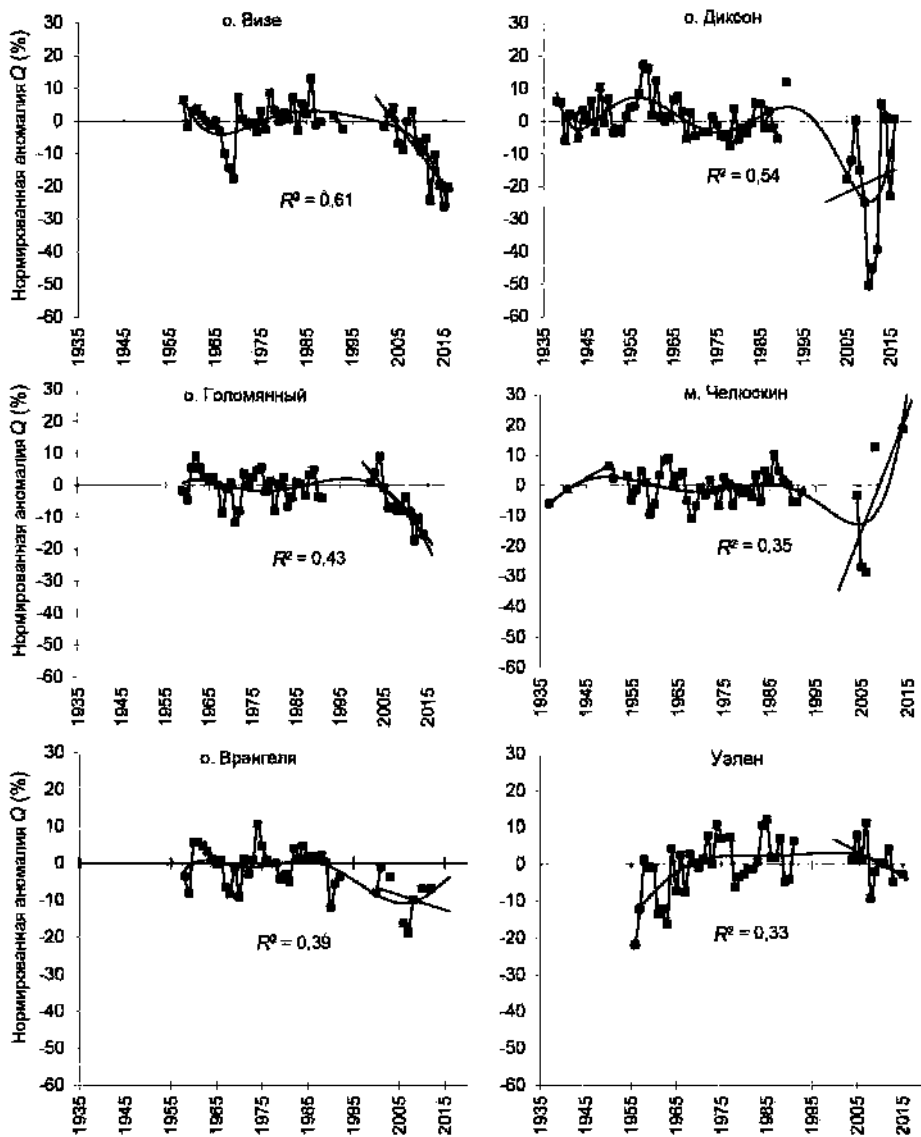


Рис. 3. Нормированные аномалии годовых сумм суммарной радиации Q на арктических станциях.

величина достоверности аппроксимации R^2 . В качестве многолетних норм для годовых сумм суммарной радиации Q были использованы средние многолетние годовые суммы Q (МДж/м²), рассчитанные для каждой из рассматриваемых станций за 1961–1990 гг.

Предложенное для европейских станций авторами (Самукова и др., 2014) деление на периоды уменьшения и увеличения суммарной солнечной радиации на выбранных нами арктических станциях, по-видимому, невозможно из-за не менее чем десятилетнего перерыва в наблюдениях после 1992 г. Как уже указывалось ранее, в межгодовой изменчивости Q до 1992 г. не отмечено значимых тенденций ее возрастания или уменьшения.

После возобновления наблюдений на всех станциях, кроме Уэлена, нормированные аномалии Q перешли в область отрицательных значений, т.е. приход суммарной радиации оказался ниже многолетней нормы. Особенно сильно это уменьшение проявилось на станциях западного сектора Арктики, где отрицательные аномалии Q после 2000 г. даже имеют тенденцию к увеличению по абсолютной величине. При этом на станциях о. Диксон и м. Челюскин, при крайней нестабильности годовых сумм Q , после 2005 г. прослеживается относительное увеличение суммарной радиации, хотя нормированные аномалии суммарной радиации на этих станциях все же в основном находятся в области отрицательных значений.

Упомянутое выше значительное уменьшение прозрачности атмосферы на станции о. Диксон после 2000 г. в определенной степени скомпенсировало потенциально возможный эффект увеличения поступления суммарной солнечной радиации за счет уменьшения облачности. На станции м. Челюскин при уменьшении облачности в летний период отмечено увеличение суммарной радиации, особенно в последние годы, даже с переходом к положительным аномалиям Q . В то же время на островах Визе и Голомянный увеличения прихода суммарной радиации пока не наблюдалось. На станции Уэлен в последние годы также отмечается уменьшение годовых сумм суммарной радиации с переходом нормированных аномалий в зону отрицательных значений.

После 2000 г. сильная связь между годовыми суммами суммарной радиации Q и средними значениями ИОТ, характеризуемая величинами коэффициентов корреляции, наблюдается только на западных станциях о. Диксон и м. Челюскин (см. табл. 2), где имели место значительные изменения интегральной прозрачности атмосферы.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции, K , средних за год величин Q и ИОТ

Станция	о. Диксон	м. Челюскин	о. Врангеля	Уэлен
K	–0,76	–0,69	0,16	–0,33

Таблица 3

Коэффициенты взаимной корреляции для суммарной радиации на исследуемых арктических станциях

Станция	о. Визе	о. Диксон	о. Голомянный	м. Челюскин	о. Врангеля	Уэлен
о. Визе	1,00	0,36	0,57	0,24	–0,25	0,02
о. Диксон		1	0,37	0,12	–0,70	–0,09
о. Голомянный			1	0,29	–0,31	–0,20
м. Челюскин				1	–0,09	–0,30
о. Врангеля					1	0,06

Мерой того, насколько связаны между собой изменения составляющих радиационного режима в различных районах Арктики и на отдельных станциях, могут служить величины коэффициентов взаимной корреляции. В табл. 3 приведены величины этих коэффициентов для годовых сумм приходящей суммарной радиации.

Из нее видно, что даже на станциях, расположенных в акватории Карского моря, величины Q не слишком сильно связаны между собой. Более тесная связь годовых сумм Q наблюдается только для островных станций в акватории Карского моря — островах Визе и Голомянный. Отрицательные значения коэффициентов взаимной корреляции значений Q на станциях в западной и восточной частях Арктики объясняются тем, что синоптические условия, формирующие радиационный режим, различны. Из этого следует, что на формирование радиационного режима даже в относительно небольшом, в масштабах Арктики, районе большее влияние оказывают местные особенности метеорологического режима конкретной территории, нежели средние для всего региона или отдельных его частей.

ПОГЛОЩЕННАЯ РАДИАЦИЯ $Q - R$

Данными о поглощенной радиации мы располагаем лишь по четырем из анализируемых станций — островам Диксон и Врангеля и станциям м. Челюскин и Уэлен. Нормированные аномалии поглощенной радиации для этих четырех станций приведены на рис. 4. Нормы для $Q - R$, как и в случае суммарной радиации, считались за 1961–1990 гг. На станциях о. Диксон и м. Челюскин в Западной Арктике до 1992 г.

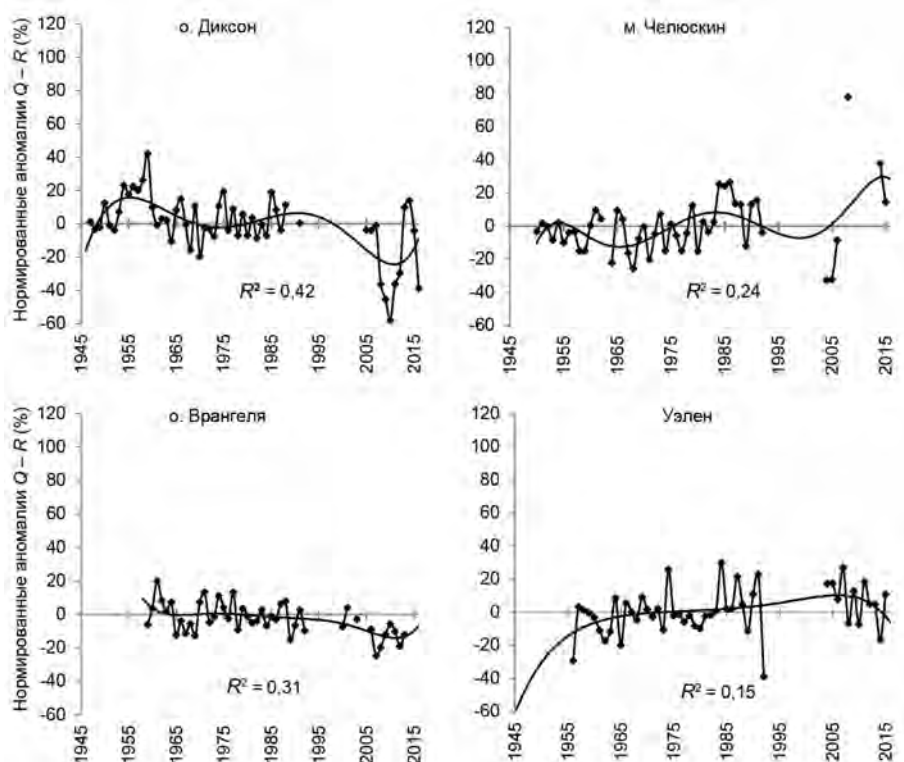


Рис. 4. Нормированные аномалии годовых сумм поглощенной радиации $Q - R$.

Коэффициенты корреляции годовых сумм суммарной, Q , и поглощенной, $Q - R$, радиации для всего периода наблюдений и после 2000 г.

Станция	Коэффициент корреляции/период	
о. Диксон	0,56/1944–2016	0,68/2005–2016
м. Челюскин	0,60/1950–2016	0,75/2004–2016
о. Врангеля	0,54/1958–2016	0,70/2000–2016
Уэлен	0,66/1956–2016	0,67/2004–2016

абсолютные величины нормированных аномалий изменялись от 20 до 40 %. После 2000 г. пределы их изменчивости существенно расширились: –60 % на о. Диксон в 2010 г. и +80 % на м. Челюскин в 2008 г.

На о. Врангеля до 1992 г. нормированные аномалии колеблются в обе стороны относительно нормы, а после 2000 г. также переходят в область отрицательных значений.

Подобная картина до 1992 г. наблюдается и на самой восточной станции Уэлен. Однако после 2004 г. Уэлен является единственной станцией, где прослеживается некоторое снижение нормированных аномалий, хотя при этом они остаются в основном, положительными.

Таким образом, с начала работы рассматриваемых станций и до 1992 г., когда поступление данных было прервано, значимых трендов поглощенной радиации зафиксировано не было. В начале нового века на исследуемых станциях наблюдаются значительные по абсолютной величине, но неодинаковые по знаку изменения поглощенной радиации.

В многолетнем же ходе $Q - R$ прослеживается тенденция уменьшения количества поглощенной солнечной радиации на островах Диксон и Врангеля, а на м. Челюскин и в Уэлене — тенденция увеличения.

В целом многолетний ход поглощенной радиации, как и можно было ожидать, повторяет ход суммарной радиации (см. рис. 3 и 4 и табл. 4).

ВЫВОДЫ

Характер изменений общей облачности после 2000 г. по сравнению с предыдущим периодом (до 1992 г.) различен в разных регионах Арктики, что оказывает существенное влияние на поступление суммарной радиации в этих районах.

Интегральная оптическая толщина арктической атмосферы существенно зависит от дальнего переноса загрязняющих веществ из умеренных широт Северного полушария. После 2000 г. специфика изменений прозрачности в Арктике, скорее всего, определялась направлением и интенсивностью поступления загрязняющих веществ в арктическую атмосферу, влияние которых в западном и центральном арктических районах оказалось существенно выше, чем в восточном.

После 2000 г. практически на всех анализируемых станциях нормированные аномалии Q перешли в область отрицательных значений, т.е. приход суммарной радиации оказался ниже многолетней нормы. На станциях западного сектора Арктики отмечено более значительное уменьшение суммарной радиации по сравнению с таковым на станциях в Восточной Арктике.

С начала работы рассматриваемых станций и до 1992 г. значимых трендов поглощенной радиации зафиксировано не было. В начале нового века на исследуемых

станциях наблюдаются значительные по абсолютной величине, но неодинаковые по знаку изменения этой составляющей радиационного баланса.

Длительных (в несколько десятилетий) периодов уменьшения и последующего увеличения приходящей солнечной радиации, наблюдавшихся на европейских станциях и названных глобальным помутнением и просветлением, на российских арктических актинометрических станциях не выявлено.

Авторы выражают глубокую благодарность Г.В. Алексееву за инициирование написания статьи и предоставление библиографических источников, данные из которых использованы в статье; А.А. Мишину за систематизацию и критический контроль сетевых актинометрических данных; Е.И. Александрову за предоставление информации по облачности в Арктическом регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Климат Санкт-Петербурга и его изменения / Под ред. В.П. Мелешко, А.В. Мещерской, Е.И. Хлебниковой. СПб.: ГГО, 2010. 256 с.

Маришнова М.С., Радионов В.Ф., Цветков А.В. Длиннопериодные изменения интегральной прозрачности атмосферы Арктики. Мониторинг климата Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 122–131.

Научно-прикладной справочник по климату России (Арктический регион). Солнечная радиация. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 230 с.

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

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

Самукова Е.А., Горбаренко Е.В., Ерохина А.Е. Многолетние изменения солнечной радиации на территории Европы // Метеорология и гидрология. 2014. № 8. С. 15–24.

Abakumova G.M., Feigelson E.M., Russak V.K., Stadnik V.V. Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union // J. of Climate. 1996. Vol. 9. P. 1319–1327.

Gilgen H., Roesch A., Wild M., Ohmura A. Decadal changes of shortwave irradiance at the surface in the period 1960 to 2000 estimated from Global Energy Balance Archive // J. of Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D00D08; doi:10.1007/s00704-009-0226-6.

Grinenes A.A., Thue-Hansen V. The reduction of global radiation in south-eastern Norway during the last 50 years // Theor. Appl. Climatol. 2006. Vol. 85. P. 37–40.

Norris J.R., Wild M. Trends of aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming” and solar “brightening” // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. D08214; doi: 10.1029/2006JD007794.

Ohmura A. Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes // J. of Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D00D05; doi: 10.1029/2008JD011290.

Ohvri H., et al. Global dimming/brightening versus atmospheric column transparency and volcanic activity // J. of Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D00D12; doi:10.1029/2008JD010644.

Stanhill G. Global irradiance, air pollution and temperature changes in the Arctic // Philos. Trans. R. Soc., Ser. A. 1995. Vol. 352. P. 247–258. doi: 10.1098/rsta.1995.0068.

Stjern C.W., Kristjansson J.E., Hansen A.W. Global dimming and brightening: An analysis of surface radiation and cloud cover data in northern Europe // *International J. of Climatology*, 2009. Vol. 29. P. 643–653; doi:10.1002/joc.1735.

Weston S.T., Bailey W.G., McArthur L.J.B. Hertzman O. Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic // *J. of Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. D10105; doi:10.1029/2006JD008000.

Wild M. Global dimming and brightening: A review // *J. of Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. D00D16; doi:10.1029/2008JD011470.

Wild M., Trüssel B., Ohmura A., Long C.N., Dutton E.G., Köning-Laango G., Tsvetkov A. Global dimming and brightening: And update beyond 2000 // *J. of Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. D00D13; doi:10.1029/2008JD011382.

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

LONG-TERM VARIABILITY OF ANNUAL SUMS OF TOTAL AND ABSORBED SOLAR RADIATION IN THE ARCTIC

Variability of total (Q) and absorbed ($Q - R$) radiation after the year 2000 at some Russian Arctic stations in comparison with the long-term variability of these characteristics since the beginning of observations and until 1992 was investigated. As estimating parameters, the normalized by multiyear averages for 1961–1990 of anomalies of annual sums of total and absorbed radiation were chosen. We have analyzed the variability of total cloudiness and integral optical thickness characterizing transparency of the atmosphere as the factors producing the largest influence on total radiation incoming to the land surface. The integral optical thickness of the atmosphere in the Arctic after 2000 was most likely determined by specifics of air pollutants coming to the Arctic atmosphere and was significantly higher in the western Arctic area, than in the eastern one. After 2000 practically at all stations considered, the income of total radiation appeared to be below the multiyear average. Significant by the absolute value, but different by the sign, changes of absorbed radiation were recorded. The long-term periods of decrease and the subsequent increase of the incoming solar radiation observed at the European stations and called as “global dimming and global brightening” were not revealed at the Russian Arctic actinometric stations.

Keywords: total optical depth, total and absorbed solar radiation, Arctic stations, atmospheric transparency.

ТЕНДЕНЦИИ МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ МОРЯ НА ПРИБРЕЖНЫХ СТАНЦИЯХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В.А. МЕРКУЛОВ, И.М. АШИК, Л.А. ТИМОХОВ

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

В результате анализа данных многолетних наблюдений за колебаниями уровня моря на станциях морей Северного Ледовитого океана получены новые оценки линейных трендов изменений положения уровенной поверхности. Практически на всех станциях, за исключением станции Баренцбург, наблюдается повышение уровня моря. В многолетнем ходе колебаний уровня выделены периоды, характеризующиеся различными значениями линейных трендов. Проанализированы причины изменчивости локальных линейных трендов уровня арктических морей от стадии 1950–1980 к стадии 1990–2015 гг. Показано, что наличие локальных трендов в ходе среднегодовых уровней на береговых станциях является следствием изменения климатических условий, отражающихся в изменениях атмосферных и гидросферных климатических индексов, а также пресноводном стоке рек.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, уровень моря, береговые станции, линейные тренды уровня, стадии многолетних колебаний уровня.

ВВЕДЕНИЕ

Уровенная поверхность океана формируется под воздействием как гидрометеорологических процессов, так и космогеофизических сил. Поэтому уровень океана является важнейшим индикатором состояния океанической системы и отражает в целом состояние климата. Роль геолого-геодинамических процессов в межгодовых изменениях уровня на масштабах десятилетий незначительна. В период быстрых изменений климата Арктики изучение тенденций изменчивости уровня моря на береговых станциях Северного Ледовитого океана и установление причин его многолетних колебаний является актуальной задачей, имеющей научное и практическое значение.

Установлено, что многолетняя изменчивость многих гидрометеорологических процессов в системе атмосфера — лед — океан имеет свои, отдельные для каждого параметра, тенденции. При этом нельзя отрицать, что изменчивость любой характеристики дает некоторое влияние на другие процессы, происходящие во всей этой системе. Рассматривая изменчивость атмосферных процессов в Арктике на протяжении всего периода исследований, можно увидеть, что в их изменениях есть четкая тенденция. Как показано в работе (Александров, Радионов, 2017), в течение 1936–2016 гг. наблюдается статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха для широтных зон 60–70 и 70–85° с.ш. и в целом для северной полярной области. Линейное (по тренду) повышение температуры

воздуха за 81 год составило 1,38, 1,46 и 1,38 °С соответственно. Значимый тренд среднегодовой температуры воздуха прослеживается для всех климатических районов, кроме Западно-Сибирского. В этой же работе приведены тренды многолетней изменчивости осадков над арктической зоной, которые также являются значимыми.

Если обратиться к другому источнику (Фролов, Гудкович, 2007), то можно обнаружить, что точно такие же значимые изменения, правда, с отрицательной тенденцией, претерпевают многолетние вариации ледовитости арктических морей. В Гренландском, Баренцевом и Карском морях величина линейного тренда для изменений площади ледяного покрова в период с 1900 по 2002 г. достигает –5,095 тыс. км²/год. В морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском величина тренда несколько ниже — –1,214 тыс. км²/год, но при этом тренд остается значимым.

Приняв во внимание тот факт, что перечисленные выше характеристики в течение многих лет претерпевали существенную линейную изменчивость, нужно понимать, что такие же изменения будут происходить и с уровенной поверхностью. Но здесь необходимо учесть, что многолетние тенденции изменения уровня моря, наблюдаемые на береговых станциях, в основном обусловлены двумя факторами: вертикальными движениями земной коры и климатическими изменениями состояния атмосферы и гидросферы (Ашик, 2011). Таким образом, средний уровень станций арктических морей будет не только повышаться за счет климатических изменений, но и претерпевать какие-либо изменения за счет вертикальных движений земной коры. И тут, в зависимости от скорости изостатических движений, этот фактор будет или не проявляться никак, или давать какой-то определенный вклад, или же полностью перекрывать влияние гидрометеорологических факторов. То есть, в зависимости от знака трендовой составляющей того или иного ряда данных уровня, можно говорить о вкладе геологической или климатической составляющей в изменчивость уровня.

Измерения уровня моря на прибрежных станциях евразийской части Северного Ледовитого океана выполняются с середины прошлого столетия по сегодняшний день. За это время были накоплены довольно большие ряды данных о колебаниях уровня моря в различных районах морей Северного Ледовитого океана. Наличие такого объема данных позволяет рассмотреть внутреннюю структуру имеющихся временных рядов уровня и проанализировать все найденные в них закономерности. Также, имея довольно большие ряды данных, есть смысл исследовать долгопериодную изменчивость многолетнего уровня, а точнее — его трендовую составляющую.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Станции, на которых имеются многолетние ряды наблюдений за колебаниями уровня моря, начиная с середины XX века до наших лет, отмечены на рис. 1. Как видно из рисунка, береговые станции уровенных наблюдений охватывают весь евразийский прибрежный и шельфовый бассейн Арктики, от скандинавского побережья (Олесунн) до Чукотского полуострова (п. Певек). На них в течение примерно 60 лет производились регулярные измерения уровня моря.

В табл. 1 указаны координаты станций и периоды наблюдений. Для анализа многолетней изменчивости уровня имеющиеся среднемесячные данные были приведены к среднегодовым значениям, полученным путем осреднения за соответствующий период. Непременным условием при этом является приведение этих наблюдений к одному горизонту путем вычитания из натурных данных среднемноголетнего значения уровня, отличного для каждой станции.

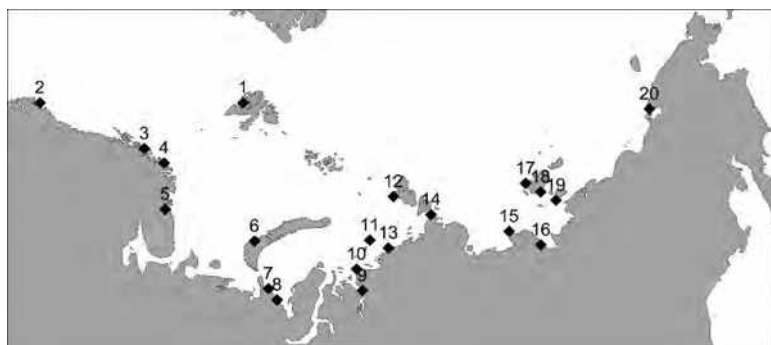


Рис. 1. Расположение береговых гидрометеорологических станций Северного Ледовитого океана, на которых выполняются уровенные наблюдения в период с начала 1950-х гг. до 2010–2015 гг.

Таблица 1

Станции, на которых ведутся регулярные измерения уровня моря с середины XX в. по 2010–2015 гг.

№	Станция	Район	Координаты	Период, годы
1	Баренцбург	Гренландское море	78,07° с.ш., 14,25° в.д.	1950–2015
2	Олесунн	Норвежское море	62,47° с.ш., 06,15° в.д.	1951–2015
3	Тромсё		69,65° с.ш., 18,96° в.д.	1952–2015
4	Хаммерфест		70,66° с.ш., 23,68° в.д.	1957–2015
5	Мурманск	Баренцево море	68,97° с.ш., 33,05° в.д.	1952–2015
6	Малые Кармакулы		72,37° с.ш., 52,70° в.д.	1950–2015
7	Амдерма	Карское море	69,75° с.ш., 61,70° в.д.	1950–2015
8	Усть-Кара		69,15° с.ш., 64,31° в.д.	1950–2015
9	Сопочная Карга		71,87° с.ш., 82,70° в.д.	1958–2015
10	О. Диксон		73,50° с.ш., 80,40° в.д.	1950–2015
11	О-ва Известий ЦИК		75,95° с.ш., 82,95° в.д.	1954–2015
12	О. Голомянный		79,55° с.ш., 90,67° в.д.	1955–2012
13	Мыс Стерлегова		75,42° с.ш., 88,90° в.д.	1950–2015
14	ГМО им. Е.К. Федорова (бывш. Мыс Челюскина)		77,72° с.ш., 104,30° в.д.	1950–2010
15	О-ва Дунай	Море Лаптевых	73,93° с.ш., 124,50° в.д.	1951–2011
16	Тикси		71,63° с.ш., 128,88° в.д.	1950–2010
17	О. Котельный		76,00° с.ш., 137,87° в.д.	1951–2015
18	Пр. Санникова		74,67° с.ш., 138,90° в.д.	1950–2015
19	М. Кигилях		73,33° с.ш., 139,87° в.д.	1951–2015
20	Певек	Восточно-Сибирское море	69,70° с.ш., 170,25° в.д.	1950–2011

В результате было получено 20 временных серий аномалий среднегодовых значений уровня для указанных станций. В качестве метода исследования привлекался статистический анализ.

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

В межгодовых колебаниях уровня моря на всех исследуемых станциях выделяются тенденции и межгодовые флуктуации уровня. В качестве характеристики тенденции изменения уровня нами использован линейный тренд временного ряда. Рассчитанные характеристики линейных трендов, приведенные в табл. 2, показали,

что на многих прибрежных станциях Арктического бассейна тенденция изменения уровня поверхности положительная и значимая. Величина тренда на этих станциях колеблется от 1,32 до 4,61 мм/год, а в среднем составляет 2,4 мм/год. В большинстве случаев подъем земной коры не имеет существенного влияния на изменчивость уровня в прибрежной зоне арктических морей. Но расчеты показывают, что присутствуют исключения: на всех станциях скандинавского побережья, а также на станциях Известий ЦИК, Голомянный и Кигилях в изменчивости уровня наблюдается практически нулевой линейный тренд (около 0,45 мм/год). Предположительно на этих станциях происходит наложение двух основных факторов друг на друга, и тем самым какой-либо явной изменчивости в характеристиках на протяжении многолетнего периода не происходит. Однако стоит отметить, что, по расчетам (Ашик, Павлов, 2008), на станциях скандинавского побережья в изменчивости уровня наблюдался отрицательный тренд. Эти расчеты проводились для рядов с периодом до 2004 г. То есть за десять лет знак трендовой составляющей уровня моря для станций скандинавского побережья изменился с отрицательного на положительный, и таким образом можно судить о том, что в последние годы влияние гидрометеорологических факторов на этих станциях несколько значительнее, чем геологических.

Отдельно стоит отметить изменения положения среднего уровня на станции Баренцбург. Здесь на протяжении всего периода измерений наблюдается довольно высокий отрицательный тренд (–2,79 мм/год). На архипелаге Шпицберген происходит очень быстрый подъем земной коры и невозможно проследить влияние гидрометеорологических факторов на долгопериодную составляющую. Причем отрицательный знак тренда здесь сохраняется на протяжении всего периода исследований. По расчетам (Ашик, Павлов, 2008), подобные результаты имеют место еще на нескольких станциях Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана: Буде, Нарвик, Эвенскьяер, им. Кренкеля и др. Такие же отрицательные тренды присутствуют и на некоторых сибирских станциях: мыс Желания, Косистый (Pavlov, 2001). Несколько другая картина наблюдается на станции Котельный: здесь, наоборот, происходит постоянный и довольно существенный подъем уровня с величиной тренда 4,61 мм/год. Дело в том, что в районе данной станции происходит разрушение берега с интенсивностью до 1,5 м в год, образуя уступные места галечной волноприбойной полосы с многочисленными прибрежными лагунами (Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек, 2015). Таким образом, именно геологический фактор дает основной вклад в многолетнюю изменчивость уровня на станции Котельный.

СТАДИИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

В работе (Ашик, 2011) было показано, что в большинстве районов арктических морей наблюдается различие уровня режима в периоды до 80-х гг. XX в. и после. Локальные линейные тренды, рассчитанные для этих двух периодов, демонстрируют для большинства станций различные тенденции. В настоящей работе на расширенной базе данных приводятся новые оценки величин локальных линейных трендов. Величина линейного тренда в период после 1985 г. выросла в среднем на 1–6 мм/год, по сравнению с периодом до 1985 г. И это не может являться какой-либо инструментальной ошибкой, так как данный феномен замечен практически на всех уровнях постах арктических морей, плюс подобная тенденция прослеживается и в изменчивости других гидрометеорологических характеристик, в частности — температуры воздуха (Александров, Радионов, 2017) и ледовитости морей (Фролов, Гудкович, 2007).

**Величина линейного тренда уровня для разных периодов
и характеристика стационарности рядов на арктических станциях**

Станция	Величина тренда за весь период, мм/год	Величина тренда до 1980-х гг., мм/год	Величина тренда после 1980-х гг., мм/год	Стационарность ряда*	Амплитуда средних значений уровня, см
Баренцбург	-2,79	-2,28	-2,08	нет	10,00
Олесунн	0,86	0,14	0,00	да	3,98
Тромсё	0,07	-1,77	-0,36	да	0,90
Хаммерфест	0,66	-0,88	-0,46	да	3,50
Мурманск	2,54	-3,19	2,68	нет	10,43
Малые Кармакулы	2,11	-1,27	3,09	нет	8,50
Амдерма	3,85	0,90	4,22	нет	15,71
Усть-Кара	2,18	0,00	4,03	нет	9,74
Сопочная Карга	2,29	-1,10	0,46	нет	9,45
О. Диксон	2,03	0,00	0,50	нет	9,32
О-ва Известий ЦИК	0,25	0,00	0,00	да	0,90
О. Голомянный	0,32	0,25	-1,31	да	1,65
Мыс Стерлегова	1,41	0,68	-2,84	нет	6,94
ГМО им. Е.К. Федорова (бывш. Мыс Челюскина)	1,86	1,09	-1,76	нет	9,26
О-ва Дунай	2,33	0,35	2,27	нет	9,14
Тикси	1,72	0,24	2,07	нет	7,00
О. Котельный	4,61	4,73	4,30	нет	15,56
Пр. Санникова	1,32	-0,33	0,20	нет	6,39
М. Кигилях	0,39	-0,85	-1,38	да	3,41
Певек	2,67	0,62	1,34	нет	11,60

Примечание: * — «да» — ряд стационарен; «нет» — ряд нестационарен (Гордеева, 2010).

К данному моменту накоплено достаточно данных, чтобы не только оценить трендовые составляющие рассматриваемых периодов, но и произвести проверку стационарности имеющихся рядов. Такие расчеты явно помогут произвести более полную и точную оценку многолетней изменчивости уровня. Все величины трендов, а также оценки стационарности рядов представлены в табл. 2.

Анализ результатов показывает, что на протяжении всего периода измерений изменчивость уровня моря в разных частях Арктического бассейна имела различный характер (см. рис. 2, 3). Причем здесь сложно произвести какое-либо четкое пространственное районирование по тому или иному типу изменчивости. В целом, опираясь на полученные данные, все станции можно разделить на 4 отдельные группы.

I группа

Сюда входят две станции, многолетняя изменчивость уровня на которых в полной мере зависит от геологического фактора. Это станции Баренцбург и о. Котельный, что уже отмечалось ранее в данной статье.

II группа

Это станции, на которых в рядах многолетней изменчивости уровня моря не наблюдается явной нестационарности. При этом тренды, как в первый, так и во второй период, могут вести себя различным образом. К этой группе относятся все станции скандинавского побережья, станции северной части Карского моря (о-ва Известий ЦИК, о. Голомянный), а также станция м. Кигилях. Рассматривая кусочные тренды для каждого периода на каждой из этих станций, можно заметить, что практически

на всех станциях они или отрицательные, или же нулевые. При этом общий тренд на каждой станции имеет положительный знак, пусть он и не значим. Таким образом, на данных станциях уровень изменяется за счет поднятия земной коры, правда не такого интенсивного, как в Баренцбурге. А общий положительный тренд наблюдается именно по той причине, что в 1980-е гг. здесь, как и на других станциях, произошел резкий подъем уровня, связанный с гидрометеорологическими факторами. Это подтверждается тем, что разность между средними значениями уровня во втором и первом периоде везде положительна и довольно высока: в среднем для станций в Норвежском море — 2,79 см, в Карском море — 1,28 см, на станции м. Кигилях — 3,41 см. Но подобная разница между средними значениями двух частей ряда, при имеющейся длине выборки, не позволяет называть эти ряды нестационарными.

III группа

Здесь представлены станции с отрицательным или с нулевым трендом уровня в первом периоде и с явным высоким положительным трендом во втором периоде. В среднем на этих станциях величина линейного тренда уровня в первый период

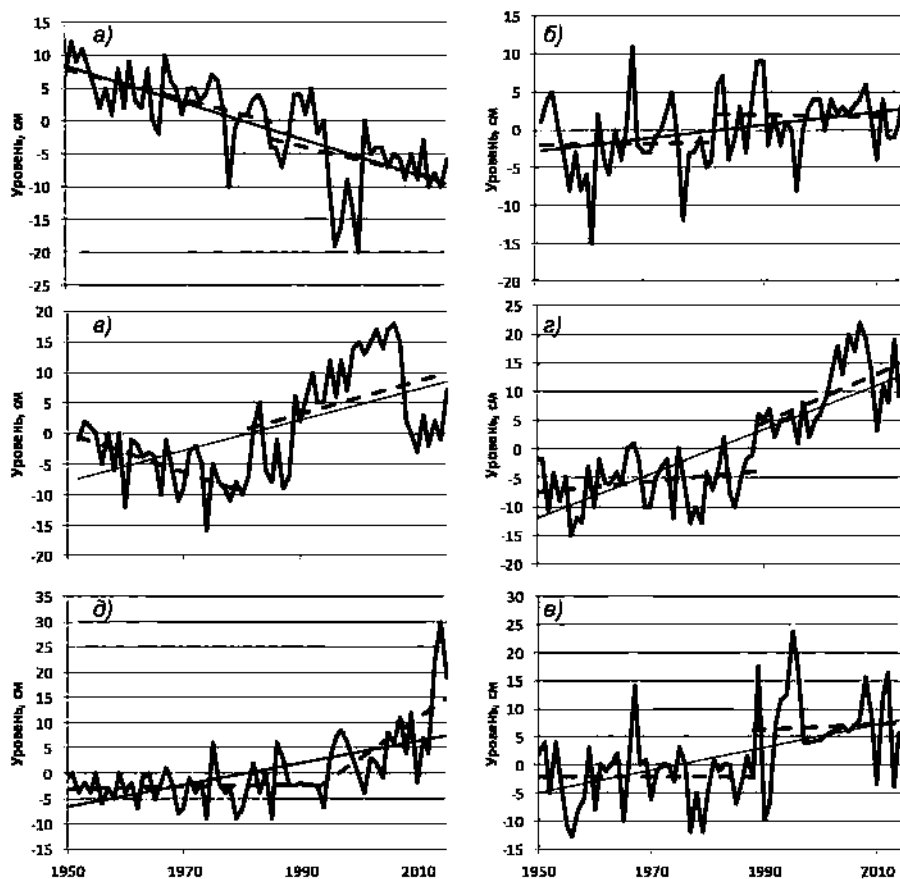


Рис. 2. Аномалии многолетнего хода уровня на станциях: а) — Баренцбург; б) — Олесунн; в) — Мурманск; г) — Амдерма; д) — Усть-Кара; е) — о. Диксон. Прямые линии представлены линейные тренды для разных периодов.

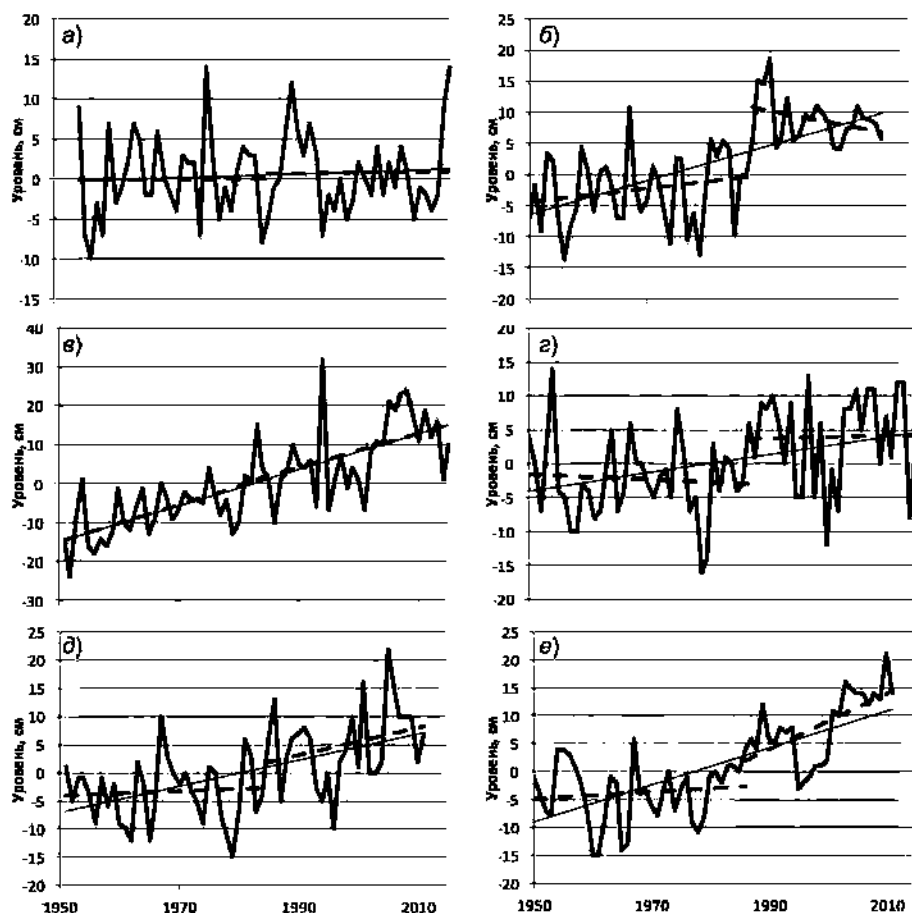


Рис. 3. Аномалии многолетнего хода уровня на станциях: а) — о-ва Известный ЦИК; б) — ГМО им. Е.К. Федорова (бывш. Мыс Челюскина); в) — о. Котельный; г) — пр. Санникова; д) — о-ва Дунай; е) — Певек. Прямыми линиями представлены линейные тренды для разных периодов.

равна $-0,34$ мм/год, во второй период она повысилась до $2,81$ мм/год. В эту группу входят станции Баренцева моря, станции юго-западной части Карского моря, а также о-ва Дунай, Тикси и Певек. На баренцевоморских станциях до 1980-х гг. наблюдались отрицательные тренды уровня, что, скорее всего, связано с геологическим фактором. Но после 1980-х гг. тенденция характеристики поменялась, и уровень практически постоянно повышался с интенсивностью $2,89$ мм/год. На юго-западе Карского моря, на станциях Амдерма и Усть-Кара, до переломного момента уровень менялся очень незначительно, но после величина тренда достигла в среднем $4,13$ мм/год. На станциях о-ва Дунай и Тикси величина трендов уровня в период после 1980-х гг. несколько ниже — $2,17$ мм/год, а в Певеке — $1,34$ мм/год. Стоит отметить, что на станциях этой группы наблюдается самая высокая разница между средними значениями уровня для двух периодов: в Баренцевом море в среднем — $9,47$ см, в Карском море — $12,73$ см, на станции о-ва Дунай — $9,14$ см, на станции Певек — $11,6$ см. И это вполне логично, ведь уровень здесь постоянно растет, повышая эту разницу год за годом.

IV группа

В этой группе находятся станции, на которых ряды изменчивости многолетнего уровня являются нестационарными, но, в отличие от станций III группы, на этих станциях после 1980-х гг. значительного роста уровня не наблюдается. Среднегого-летний уровень моря здесь повысился довольно резко в течение 1980-х гг., а затем он или же практически не изменялся, или же вовсе уменьшался. В эту группу входят все станции, расположенные на востоке Карского моря, а также станция пр. Санникова в море Лаптевых. Разница между средними значениями уровня для разных периодов здесь несколько ниже и составляет для Карского моря в среднем 8,74 см, для станции пр. Санникова — 6,39 см. Также важно отметить, что на станциях Мыс Стерлегова и Мыс Челюскина в период после 1980-х гг. наблюдаются довольно значимые отрицательные тренды.

Подытоживая все вышесказанное, можно с уверенностью сказать, что многолетний уровень в арктических морях за последние 60 лет изменялся различным образом. И как уже говорилось выше, сложно произвести какое-либо четкое пространственное районирование по тому или иному типу изменчивости уровня.

На станциях I и II группы долгопериодная изменчивость уровня частично или полностью зависит от геологических факторов. Все они находятся в районах, где в плейстоценский период находился ледниковый щит, который на современном этапе исчез (Монин, 1977). После таяния ледника земная кора медленно поднимается, изменяя уровень океана. Станции этих двух групп охватывают все скандинавское побережье Норвежского моря, северную часть Баренцева моря, включая сюда воды вокруг архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, далее идет северная часть Карского моря и моря Лаптевых. Станции III группы охватывают три района северного побережья России: юг Баренцева моря, юго-запад Карского моря, юг моря Лаптевых. Скорее всего, сюда можно включить и всю южную часть Восточно-Сибирского моря, но имеются данные только со станции Певек, и утверждать, что подобная изменчивость уровня присутствует по всему побережью моря, было бы неправильно. Станции IV группы расположены на востоке Карского моря.

Таким образом, главной особенностью структуры тенденции межгодовых изменений уровня арктических морей является присутствие или отсутствие излома локальных линейных трендов в период до 1980-х гг. и после.

ЧАСТОТНАЯ СТРУКТУРА КОЛЕБАНИЙ СРЕДНЕГОДОВЫХ ВЫСОТ УРОВНЯ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 60 ЛЕТ

Известно, что приливообразующие силы Луны и Солнца, свободные и вынужденные колебания полюсов Земли, неравномерные изменения скорости вращения Земли и другие астрономические факторы вызывают циклические и гармонические колебания уровня моря. В Северном Ледовитом океане наиболее часто проявляются гармонические колебания ледовых и океанических характеристик с периодом 7 лет (так называемый «полюсный прилив» (O'Connor, 1986)), 11-летняя цикличность, которую чаще всего связывают с циклом солнечной активности (Максимов, 1970), 19-летний деклинационный прилив (Royer, 1993) и 60-летняя цикличность, связанная с изменением орбитальных параметров Земли, ее положением в Солнечной системе (Максимов, 1970). Нами была выполнена проверка предположения о том, что комбинация циклических колебаний может образовать квантованный переход локального линейного тренда от временной стадии 50–80-е гг. XX в. к стадии после 1980-х гг.

лет до начала текущего столетия. Для этой цели нами была исследована частотная структура колебаний среднегодовых высот уровня на каждой станции арктических морей за период 55–67 лет.

Спектральный анализ (Гордеева, 2010) временных серий среднегодового уровня на береговых станциях показал, что в колебаниях уровня моря преобладают 7, 11 и 19-летние вариации. В табл. 3 приведены результаты расчетов характеристик основных мод колебаний. Амплитуда 7-летней цикличности находится в пределах 1–3,5 см, 11-летней гармонике колеблется от 1 до 4 см и 19-летней гармонике — в пределах от 1 до 3 см. Вклад цикличностей в общую дисперсию ряда составляют: 7-летней цикличности — от 1 до 14 %; 11-летней гармонике — от 1 до 12 % и 19-летней гармонике — от 1 до 10 %.

Региональные особенности частотной структуры колебаний уровня проявились в следующем. В морях Северо-Европейского бассейна исследуемые гармоники проявляются довольно слабо, в отличие от морей сибирского шельфа. По некоторым исследованиям (Сарухян, 1967) известно, что в морях с более замкнутым внутренним бассейном амплитуды рассматриваемых гармоник несколько выше, чем в открытых морях. По этой причине, вследствие наибольшей «открытости» западных морей, на

Таблица 3

Основные характеристики гармоник колебаний среднегодового уровня на станциях морей Северного Ледовитого океана

Станции	7 лет		11 лет		19 лет	
	<i>A</i>	<i>V</i>	<i>A</i>	<i>V</i>	<i>A</i>	<i>V</i>
Рейкьявик	1,945672	5,859203	1,225492	2,324451	1,775537	4,879313
Баренцбург	1,404772	4,345426	2,024011	9,020827	1,940959	8,295705
Олесунн	1,199077	3,094379	1,445889	4,499345	1,520718	4,977108
Тромсё	1,885027	9,33538	1,779815	8,322362	1,03485	2,813533
Хаммерфест	1,418105	4,42156	0,647621	0,922148	1,648816	5,977276
Мурманск	1,469175	1,528683	2,655336	4,993546	2,958344	6,198226
Малые Кармакулы	1,766018	2,283796	3,118324	7,120486	1,489291	1,624151
Амдерма	1,557674	1,38725	2,711035	4,202151	1,244554	0,885583
Усть-Кара	1,136222	1,292188	2,36594	5,60282	1,459141	2,131049
Сопочная Карга	2,036138	3,652339	2,58433	5,88373	1,967934	3,411755
Диксон	3,031972	7,494211	2,925406	6,976664	2,294291	4,291138
Стерлегова	3,584345	8,838209	3,630486	9,067221	3,574301	8,788747
Известий ЦИК	1,906924	6,643244	2,644108	12,77238	1,227537	2,752851
Голомянный	1,949914	7,121547	2,695562	13,60949	2,16928	8,814029
Челюскин	2,601534	6,160103	3,18758	9,248068	0,675266	0,41503
Дунай	1,304242	1,468266	0,871862	0,656121	2,418759	5,049789
Тикси	2,324897	7,152976	2,010114	5,347128	1,483007	2,910486
Котельный	2,749028	2,876313	2,59868	2,570298	3,079611	3,609688
Санникова	3,455552	11,82087	1,995822	3,943284	2,939051	8,55123
Кигилях	2,894377	13,70647	2,66529	11,62263	2,337061	8,936252
Певек	2,721895	5,635393	2,420691	4,457181	1,606076	1,962067

Примечание: *A* — амплитуда гармоник; *V* — вклад гармоник в общую дисперсию рядов.

западных станциях наблюдаются довольно малые величины амплитуд гармоник. Здесь стоит отметить 11 и 19-летние волны в Баренцевом море, амплитуда которых равна 2,89 и 2,22 см соответственно. В среднем же для североевропейского бассейна амплитуда 7-летней волны равна 1,58 см, при вкладе в дисперсию — 4,41 %, 11-летней — 1,84 см, при вкладе в дисперсию — 5,31 %, 19-летней — 1,77 см, при вкладе в дисперсию — 4,63 %.

В разных частях Карского моря исследуемые гармоники проявляют себя различно. 7-летняя гармоника на севере и юго-западе выражается значительно слабее, нежели на востоке моря. Здесь ее амплитуда достигает значения 2,88 см, а вклад в дисперсию составляет 6,66 %. В целом же по Карскому морю амплитуда 7-летней волны составляет 2,17 см, при вкладе в дисперсию — 5,20 %. Довольно велика амплитуда 11-летней волны во всех частях Карского моря, но вновь мы наблюдаем наиболее высокие значения на востоке — 3,05 см. В целом же здесь наблюдается 11-летняя волна с амплитудой 2,79 см, и вкладом в дисперсию 8,30 %. 19-летняя волна также наиболее выражена на востоке Карского моря. Ее амплитуда — 2,61 см. А в целом по морю амплитуда данной волны достигает 1,99 см с вкладом в дисперсию 4,43 %.

В море Лаптевых 7 и 11-летние волны проявляются довольно ярко. 7-летняя волна в среднем достигает амплитуды, равной 2,55 см, при вкладе в дисперсию 7,19 %, а 11-летняя — 2,22 см, при вкладе в дисперсию — 5,56 %. Довольно низки значения амплитуды 19-летней волны в море Лаптевых, особенно в восточной части, где амплитуда не достигает даже 1 см.

В Восточно-Сибирском море, а точнее на станции Певек, наиболее ярко проявляются волны с наименьшим периодом, амплитуды которых достигают 2,72 см и 2,42 см. Амплитуда 19-летней волны равна 1,60 см.

Анализ характеристик гармоник для каждой станции показывает, что даже в случае резонанса трех цикличностей, что может реализоваться в исключительно редком случае, вклад основных гармоник в общую дисперсию ряда не будет превосходить 20–25 %.

ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ТРЕНДОВ УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ОТ СТАДИИ 1950–1980 К СТАДИИ 1990–2012 гг.

Феномен излома локальных линейных трендов или отсутствие такового трудно объяснить влиянием космогеофизических сил, результат воздействия которых, как показано в предыдущем разделе, невелик. Учитывая циклический характер рассматриваемых колебаний, их совокупное действие вряд ли сформирует излом локальных линейных трендов. Роль геолого-геодинамических процессов на полувековом масштабе колебаний уровня моря также мала. Различие в характере колебаний уровня в периоды до 80-х гг. XX в. и после, по мнению авторов, следует связывать с влиянием гидрометеорологических факторов, воздействие которых на уровень океана могло существенно измениться в связи с изменением климата в Арктике от середины XX в. к концу XX — началу XXI в.

Для подтверждения этого тезиса было произведено сравнение состояния климатической системы арктической зоны в период 1950–1980 гг. с ее состоянием в 1990–2012 гг. Для характеристики климата Арктики нами были привлечены известные климатические индексы, информация о которых представлена для научной общественности на сайте (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>). Нами

использованы следующие метеорологические индексы, характеризующие особенности атмосферной циркуляции в области севернее широты 30°: Северо-Атлантическое колебание (North Atlantic oscillation, NAO), Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO), Тихоокеанский-Североамериканский индекс (Pacific North American index, PNA), Арктический диполь (Arctic Dipol, AD). Для характеристики теплового состояния использовалась средняя температура воздуха в области севернее широты 60° (Temperature of Atmosphere, Ta). Тепловое состояние Северной Атлантики, и тепловое состояние северной части Тихого океана также оказывают большое влияние на Северный Ледовитый океан (СЛО). Поэтому для характеристики состояния климатических стадий были использованы также океанические индексы: Атлантическое мультидекадное колебание (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO), Тихоокеанское декадное колебание (Pacific Decadel Oscillation, PDO).

Перечисленные индексы были осреднены за периоды 1950–1980 гг. и 1990–2012 гг. Затем аномалии этих индексов были отнесены к размаху изменения от стадии к стадии и получены доли развития каждого индекса отдельно в процентах, значения которых представлены в табл. 4. Индекс AMO был взят с запаздыванием на 3 года; это тот период, в течение которого тепловая аномалия Северной Атлантики достигает пролива Фрама и вторгается в Евразийский суббассейн Северного Ледовитого океана. Индекс PDO вошел в расчеты с запаздыванием на 1 год. Это составляет тот временной лаг, в течение которого аномалия PDO переносится к Берингову проливу и поступает в Чукотское море, а далее — в Американо-Азиатский суббассейн Северного Ледовитого океана.

Таблица 4

Относительная роль (%) климатического индекса (с учетом его знака) в формировании климатического состояния северной полярной области в периоды 1950–1980 и 1990–2012 гг.

Индексы	1950–1980 гг.	1990–2012 гг.
NAO	19	–81
AO	–65	35
PNA	–44	56
AD	–35	65
Ta	–37	63
AMO (–3)	–25	75
PDO (–1)	–97	3

Сравнение относительной роли индексов в формировании климатического состояния исследуемых двух периодов позволяет сделать следующие выводы. В 1950–1980 гг. доминировал антициклонический характер атмосферной циркуляции в Арктике (положительные значения NAO и отрицательные значения AO), а в 1990–2012 гг. — доминировал так называемый циклонический режим. Существенно изменилась роль особенностей атмосферной циркуляции, моделируемая индексами PNA и AD. Значительно изменилось тепловое состояние приземной атмосферы (индекс Ta) в сторону потепления последней климатической стадии. Во втором периоде экстремально выросла роль положительных значений индекса AMO в изменении состояния СЛО, что выразилось в известном потеплении вод атлантического происхождения в Арктическом бассейне (Polyakov et al., 2012). От первого периода ко второму поменялась также роль теплового влияния северной части Тихого океана

(PDO) на климатическое состояние Северного Ледовитого океана. Приведенные данные свидетельствуют о значительном отличии климатического состояния Арктики в последнее десятилетие 1990–2012 гг. от такового в 1950–1980 гг. Несомненно, что уровень моря, как компонента Арктической климатической системы, также изменил режим долгопериодных колебаний, что нашло отражение в различии локальных линейных трендов для выделенных двух климатических периодов.

Но как менялись сами климатические индексы в течение анализируемого периода 1950–2012 гг. и не наблюдалась ли в их изменчивости структура, которая индуцировала резкие переходы колебаний уровня от одной тенденции к другой? В межгодовых изменениях индексов атмосферной циркуляции NAO и AO (рис. 4) можно выделить линейные тренды для периода с 1950 по 1985 г., когда тенденции NAO и AO были близки к нулю, и для периода после 1985 г. по настоящее время, характеризующегося тенденцией значительного уменьшения этих индексов, что можно трактовать как формирование преобладающего циклонического режима приземной атмосферной циркуляции.

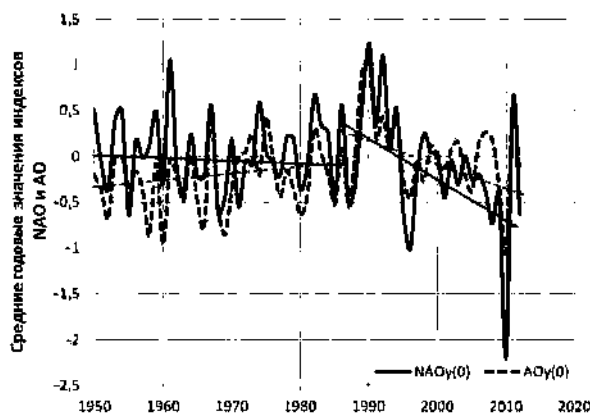


Рис. 4. Межгодовые изменения климатических индексов NAO и AO и их линейных трендов (тонкие линии: сплошная линия — NAO, пунктирная — AO) для периодов с 1950 по 1985 г. и с 1985 г. по настоящее время.

В изменениях климатических индексов PNA и AD отмечается слабый положительный линейный тренд без локальных линейных трендов (графики не приводятся). Температура воздуха в Арктике незначительно повышалась до 1980-х, а затем произошло значительное потепление, наблюдающееся и в настоящее время (Алексеев и др., 2015).

Структура межгодовых колебаний теплового состояния Северной Атлантики (индекс AMO) и северной части Тихого океана (индекс PDO) оказалась более сложной (рис. 5). В межгодовой изменчивости этих индексов можно формально выделить локальные линейные тренды. Для индекса PDO это период его увеличения с 1950-х до конца 1980-х, что сопрягается с генеральным уменьшением потока тихоокеанских вод через Берингов пролив в Арктический бассейн, и период уменьшения PDO с 1990-х по настоящее время, когда поток тихоокеанских вод стал увеличиваться, особенно в начале текущего столетия (Woodgate et al., 2012). Отметим, что аномалия тихоокеанских вод, пройдя Берингов пролив, достигает центральной части Канадской котловины через 2–3 года.

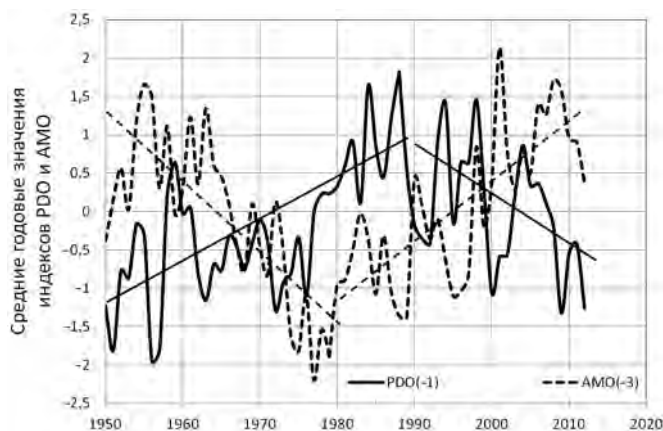


Рис. 5. Многолетние колебания среднегодовых индексов теплового состояния в северной части Тихого океана (индекс PDO со сдвигом в 1 год) и Северной Атлантики (индекс АМО со сдвигом в 3 года). Тонкими линиями отмечены линейные тренды (сплошная линия — PDO, пунктирная — АМО).

В изменениях климатического индекса АМО локальные линейные тренды противоположны таковым индекса PDO (рис. 5). В первом периоде до конца 1970-х наблюдалось уменьшение индекса, которое сопровождалось понижением температуры атлантических вод, поступающих в Северо-Европейский суббассейн через Фареро-Шетландский пролив и в Арктический бассейн через пролив Фрама и Баренцево море. Во втором периоде с 1980-х по настоящее время наблюдалось генеральное увеличение АМО, что сопровождалось увеличением потока теплых и соленых атлантических вод из Северной Атлантики в СЛО. Подчеркнем, что аномалия атлантических вод, входящая в Фареро-Шетландский пролив, через 1,5–2 года пересекает пролив Фрама и через 5–7 лет достигает района хребта Ломоносова, т.е. границы между Евразийским и Амеразийским суббассейнами СЛО. Указанные временные лаги распространения атлантических или тихоокеанских вод в СЛО, вероятно, также оказывают влияние на уровненный режим.

Таким образом, проведенное исследование подтверждает наш тезис, что изменения в тенденции колебаний уровня моря на прибрежных станциях являются следствием изменения климата в Арктике, проявившегося в значительных изменениях климатических характеристик.

Сравнительный анализ временных серий аномалии среднегодового уровня на станциях (рис. 2 и 3) и многолетних колебаний среднегодовых климатических индексов (рис. 4 и 5) указывает на их определенную сопряженность. Несомненно, что рельеф дна и конфигурация берега, специфика влияния каждого фактора в зависимости от географического положения пункта наблюдений за уровнем моря создают региональные особенности уровненного режима. Чтобы учесть интегральный эффект влияния всех климатических индексов на уровень моря, нами были получены уравнения множественной корреляции для среднегодового уровня на станциях Мурманск (H_Mur), Диксон (H_Dik), Тикси (H_Tik) и Певек (H_Pev), которые представляют различные регионы Арктики. При построении уравнений были использованы только те факторы, которые имели значимый коэффициент корреляции. В результате были получены следующие уравнения:

$$H_Mur = 2,6Ta(0) + 13,6AMO(-3) + 3,2AO(0) + 5,5AO(-1) + 6,0PNA(-1) + 40,2; \quad (1)$$

$$H_Dik = 15,5AO(0) - 6,1NAO(0) + 5,5AD(-1) + 19,3AMO(-6) + 9,1PNA(0) + 5,2PNA(-1) + 3,76; \quad (2)$$

$$H_Tik = 1,55Ta(0) + 8,4AO(0) - 3,38NAO(0) + 0,026RivEC(-3) + 17,41; \quad (3)$$

$$H_Pev = 2,31Ta(-1) + 15,9AO(0) - 7,36NAO(0) + 9,08PNA(0) + 11,0AMO(-6) - 5,19AD(0) + 37,15. \quad (4)$$

В правой части уравнений (1) – (4) среднегодовые значения индексов NAO, AO, PNA, AD вошли синхронно, показатель (0), или с опережением на 1 год, показатель (–1). Среднегодовой сток рек в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, RivEC, с опережением на 3 года вошел в уравнение (3). Среднегодовой индекс АМО вошел определяющей функцией с временным лагом (–3) для уровня на станции Мурманск (Баренцево море) и с лагом (–6) для уровня на станции Диксон (Карское море). Среднегодовая температура воздуха оказалась одним из определяющих факторов для трех станций. Общий коэффициент корреляции для каждого уравнения (1)–(4) равен соответственно 0,80; 0,76; 0,70 и 0,83. Столь высокая корреляция для многолетних изменений уровня моря свидетельствует о том, что вошедшие в уравнения (1)–(4) среднегодовые индексы описывают основную долю колебаний уровня моря.

Из структуры уравнений (1)–(4) видно, что индексы входят в уравнения в разном сочетании, но индекс АО входит в каждое, а NAO и Та входят в три уравнения. Принимая во внимание резкие изменения в тенденциях этих индексов (рис. 4), а также индекса АМО (рис. 5), заключаем, что локальные тренды среднегодовых уровней на береговых станциях являются проявлением климатических изменений, выражаемых изменениями прежде всего таких характеристик, как NAO, АО, PNA, AD, Та, АМО и пресноводный сток рек, в частности RivEC. Таким образом можно утверждать, что основной причиной текущих изменений положения уровенной поверхности в СЛО являются макроциркуляционные процессы в атмосфере и океане. Несомненно, что географическое положение береговой станции, рельеф прибрежной зоны и конфигурация береговой линии также вносят свои особенности в уровенный режим, но механизм и оценки этого влияния должны составить отдельное исследование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ расширенной базы данных уровенных наблюдений на береговых станциях арктического побережья позволил получить представления о многолетней тенденции изменения уровня моря. Новые оценки линейных трендов указывают на повышение уровня моря на всех станциях, для которых выполнялся анализ, за исключением станции Баренцбург, где наблюдается отрицательный линейный тренд уровня моря.

Установлены стадии многолетних колебаний уровня, проявившиеся в резких изменениях локальных линейных трендов. Таким образом, выяснено, что в различных частях Арктического бассейна эти изменения проявляются различным образом, но при этом стоит отметить две особенности: практически на всех станциях произошел резкий подъем уровенной поверхности, что подтверждается довольно большой разницей среднесуточных значений уровня для двух периодов; этот подъем начался в 80–90-е гг. XX столетия.

Выполнен анализ частотной структуры колебаний среднегодовых высот уровня в арктических морях за последние 60 лет, результаты которого показывают, что

космофизические факторы имеют совсем небольшое влияние на многолетнюю изменчивость уровня моря.

Отсюда можно утверждать, что именно гидрометеорологические факторы явились главными причинами в резких изменениях локальных линейных трендов уровня арктических морей.

Проанализированы причины изменчивости локальных линейных трендов уровня арктических морей от стадии 1950–1980 гг. к стадии 1990–2012 гг. Локальные тренды среднегодовых уровней на береговых станциях являются следствием изменения прежде всего таких характеристик состояния климата, как индексы NAO, AO, PNA, AD, Ta, АМО и пресноводный сток рек, в частности RivEC.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров Е.И. Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области // Обзор гидрометеорологических процессов в Северной полярной области. 2017. СПб.: ААНИИ, 2017. С. 26–27.

Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 32–41.

Ашик И.М. Колебания уровня арктических морей в период МПГ // Океанография и морской лед. М.; СПб.: ООО «Паулсен», 2011. С. 269–270.

Ашик И.М., Павлов В.К. Сезонные и многолетние колебания уровня в морях северо-европейского бассейна Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 98–114.

Гордеева С.М. Практикум по дисциплине статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2010. 74 с.

Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек. Якутск: Якутское УГМС, 2016. 96 с.

Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометиздат, 1970. 445 с.

Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.

Сарухьян Э.И. «Полусный прилив» в Мировом океане: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ААНИИ, 1967. 13 с.

Фролов И.Е. и др. Научные исследования в Арктике. Т. 2: Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. С. 12–21.

O'Connor W. The 14 month wind stressed residual circulation (Pole tide) in the north sea // NASA Technical Memorandum 87800. Maryland, 1986. P. 23.

Pavlov V.K. Seasonal and long-term sea level variability in the marginal seas of the Arctic Ocean // Polar Research. Tromso, 2001. Vol. 20 (2). P. 153–160.

Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Timokhov L.A. Warming of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean in the 2000s // J. of Climate. 2012. Vol. 25. P. 8362–8370. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00266.1>

Royer T. High-Latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // J. of Geophys. Research. 1993. Vol. 98. № C3. P. 4639–4644.

Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R. Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. L24603, doi:10.1029/2012GL054092.

TENDENCIES OF MULTI-YEAR VARIABILITY OF THE SEA LEVEL AT THE COASTAL STATIONS OF THE ARCTIC OCEAN

New estimates of linear trends in the position of the level surface were obtained as a result of analysis of the data of long-term observations of sea level fluctuations at the stations of the seas of the Arctic Ocean. A rise in sea level is observed at almost all stations. In multi-year fluctuations of the level, periods characterized by different values of linear trends are identified. The reasons for the variability of local linear trends in the level of the Arctic seas from the 1950-1980 stage to the 1990-2015 period are analyzed. It is shown that the presence of local trends during the annual average levels at coast stations is a consequence of changes in climatic conditions reflected in changes in atmospheric and hydrosphere climatic indices, as well as in freshwater river runoff.

Keywords: Arctic ocean, sea level, coast stations, linear trends of sea level, stages of multi-year level fluctuations.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ НА ЛЕТНЕЕ ПОТЕПЛЕНИЕ В АРКТИКЕ

Г.В. АЛЕКСЕЕВ¹, С.И. КУЗЬМИНА², Л.П. БОБЫЛЕВ², А.В. УРАЗГИЛЬДЕЕВА¹,
Н.В. ГНАТЮК²

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

² — Фонд Нансен-центр, Санкт-Петербург, e-mail: leonid.bobylev@niersc.spb.ru

Существуют разные точки зрения на роль атмосферных притоков тепла и влаги в усилении летнего потепления в Арктике, которые часто основаны на анализе среднегодовых данных. В данной работе проведен анализ летних атмосферных переносов, их влияния на температуру воздуха и содержание водяного пара в атмосфере, тенденций многолетних изменений переносов, отмечена важная роль притоков влаги из Северного Ледовитого океана в летний сезон и их влияние на рост нисходящей длинноволновой радиации и усиление сокращения площади льда.

Ключевые слова: Арктика, летнее потепление, атмосферные переносы, водяной пар, морской лед.

ВВЕДЕНИЕ

Потепление в Арктике имеет ярко выраженный сезонный ход с максимумом осенью/зимой и минимумом летом (Алексеев и др., 2010; Bekryaev et al., 2010; Screen et al., 2012; Sejas et al., 2014) и сопровождается интенсификацией арктической ветви глобального гидрологического цикла (Rawlins et al., 2010; Bengtsson et al., 2011). Однако относительно причин и вклада разных факторов в современное усиление летнего потепления результаты исследований расходятся. Особенно противоречивы выводы о роли летних притоков тепла и влаги из низких широт в Арктику в усилении потепления и интенсификации гидрологического цикла. Увеличение атмосферного притока тепла и влаги зимой в 1979–2014 гг. и его влияние на потепление в Арктике было показано в работе (Алексеев и др., 2016).

Исследование гидрологического цикла в полярных районах при продолжающемся потеплении по данным реанализа ERA/Interim и моделирования на глобальной модели климата ECHAM5 современного и будущего климата (Bengtsson et al., 2011) показало, что осадки и горизонтальный перенос влаги в Арктику (севернее 60° с.ш.) максимальны в августе и сентябре, а испарение — в июне и июле. Наибольший приток влаги отмечается в районах основных путей циклонов в Арктику на востоке Северной Атлантики и Тихого океана, а в расчетах на модели по сценарию A1B перенос влаги в Арктику в конце XXI в. возрастает на 29 %.

Авторы работы (Bintanja, Selten, 2014) полагают, что значительное увеличение осадков в Арктике по проекциям глобальных моделей на конец XXI в., приписываемое росту притока влаги в Арктику, имеет причиной рост испарения с максимумом зимой

и, в меньшей степени, приток влаги из низких широт. Рост испарения происходит вследствие сокращения площади льда зимой. Ранее авторы работы (Boisvert et al., 2013), оценивая потоки влаги с поверхности по данным спутника NASA Aqua, нашли в средних по Арктике величинах значительные межгодовые колебания и статистически значимые отрицательные тренды потоков с поверхности в декабре, январе и феврале за 2003–2011 гг. вследствие увеличения удельной влажности на высоте 2 м, уменьшающей разность с влажностью у поверхности, а в работе (Serreze et al., 2012) установлен наибольший рост содержания влаги в атмосфере Арктики летом и в начале осени.

В работе (Dufour et al., 2016) предпринято исследование интенсификации гидрологического цикла в Арктике при потеплении с особым вниманием к поступлению водяного пара из низких широт с учетом сезонного цикла. Авторы пришли к выводу, что максимум поступления влаги из низких широт приходится на летний сезон. В межгодовой изменчивости средних за год притоков обнаружено десятилетнее снижение с 1989 г. и отсутствие значимых трендов за 1979–2013 гг. С другой стороны, содержание влаги в атмосфере нарастало, и в этом авторы видят аргумент против усиления притока водяного пара в Арктику извне при потеплении климата в пользу усиления роли испарения в интенсификации арктического гидрологического цикла. Дополнительный довод в пользу такого заключения они находят в отсутствии корреляции между содержанием водяного пара в нижней тропосфере и меридиональной составляющей ветра.

Авторы работы (Sejas et al., 2014) считают, что меньшее по сравнению с зимой потепление летом связано с противоположным характером обратной связи коротковолновой и длинноволновой радиации с облачностью и альбедо и с притоком тепла в океан. Осенью и зимой океан отдает летнее тепло, что вместе с положительной обратной связью длинноволновой радиации и облачности усиливает потепление. Однако в таком объяснении не учитывается вклад меридионального атмосферного переноса тепла в тепловой баланс Арктики.

В рассмотренных исследованиях высказываются разные точки зрения на роль атмосферных притоков тепла и влаги в Арктику в усилении потепления, которые часто основаны на анализе среднегодовых данных. В данной работе проведен сравнительный анализ зимних и летних атмосферных переносов, их влияния на температуру воздуха и содержание водяного пара в атмосфере, тенденций многолетних изменений переносов, отмечена важная роль притоков влаги с поверхности Северного Ледовитого океана в атмосферу летом и их влияние на рост нисходящей длинноволновой радиации и усиление сокращения площади льда.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования использованы данные реанализа ERA/Interim (Dee et al., 2011) за 1979–2016 гг., содержащие характеристики термодинамического состояния глобальной атмосферы с высоким разрешением по времени и пространству, а также интегральные (по вертикали от поверхности до уровня 10 мб) оценки переносов тепла и влаги в направлении полюсов. В работе использовались среднемесячные данные из области от 70 до 90° с.ш., включавшие среднемесячные значения температуры воздуха, содержания водяного пара, меридиональной составляющей скорости ветра в узлах регулярной сетки с разрешением 1° по долготе и 0,25° по широте на изобарических поверхностях от 1000 до 100 гПа с дискретностью 50 гПа. Также были использованы оценки интегральных (полных) меридиональных переносов тепла и влаги через

единичную вертикаль от поверхности до 10 гПа и интегральное от поверхности до 10 гПа содержание водяного пара в каждом узле сетки.

Данные о среднемесечной площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) взяты на сайте <http://www.aari.ru/datasets>, данные о среднемесечной площади морского льда в арктических морях подготовлены в отделе ледового режима и прогнозов ААНИИ.

Для количественной оценки взаимосвязи различных факторов и их влияния на температуру воздуха и содержание водяного пара использован многомерный взаимно-корреляционный анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Летние переносы тепла и влаги и их влияние на потепление будем рассматривать в сравнении с зимними процессами. На рис. 1 показаны вертикальные распределения средних за лето (июнь–август) и зиму (декабрь–февраль) температуры, содержания водяного пара в области 70–90° с.ш. и меридиональной составляющей скорости ветра на 70° с.ш., осредненной по всему широтному кругу (0–360°), по атлантической (0–80° в.д.) и тихоокеанской (200–230° в.д.) его частям. Эти части, названные атлантическими и тихоокеанскими «воротами» для притоков тепла и влаги в Арктику, были выделены в статье (Алексеев и др., 2016) для зимних переносов через 70° с.ш.

На рисунке хорошо видно летнее повышение температуры воздуха во всей толще тропосферы, 4–5-кратный рост содержания водяного пара в нижней ее части и перестройка полярной ячейки меридиональной циркуляции от зимы к лету с изменением направления переносов, более всего заметная в атлантической части. Летом меридиональная составляющая ветра направлена из Арктики в нижнем слое тропосферы до уровня 700 гПа в среднем по всему широтному кругу и через его атлантическую часть. Выше направление меняется на противоположное — в Арктику. Через тихоокеанскую часть 70° с.ш. меридиональная составляющая ветра направлена в Арктику практически во всей тропосфере за исключением приповерхностного слоя ниже 925 гПа.

Направление меридиональной составляющей среднего ветра определяет и направление переносов явного и скрытого (водяного пара) тепла (рис. 2).

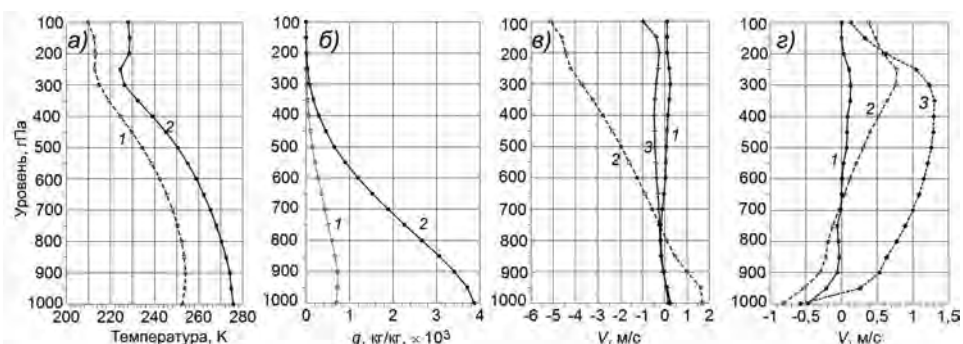


Рис. 1. Вертикальные профили температуры воздуха, содержания водяного пара и меридиональной составляющей скорости ветра в Арктике.

a — вертикальные профили температуры воздуха и *б* — содержания водяного пара, средние по области 70–90° с.ш. зимой (1) и летом (2); *в* — меридиональная составляющая ветра зимой, *г* — летом, осредненная вдоль 70° с.ш. (0–360°, (1)), (0–80° в.д., (2)), (200–230° в.д. (3)).

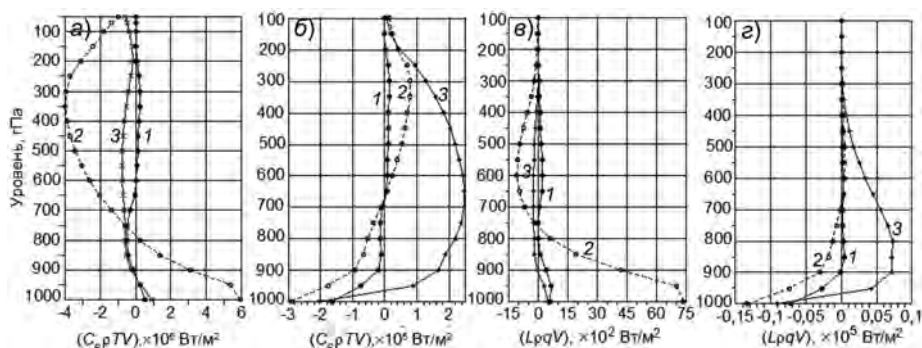


Рис. 2. Вертикальные профили средних меридиональных переносов явного и скрытого тепла через 70° с.ш.

1 — средний перенос через весь круг широты, 2 — перенос через атлантическую часть (0–80° в.д.), 3 — перенос через тихоокеанскую часть (200–230° в.д.); а, в — переносы зимой явного (а) и скрытого (в) тепла; б, з — переносы летом явного (б) и скрытого (з) тепла.

Из рисунка видно, что летом в нижнем слое тропосферы преобладает вынос явного тепла и скрытого (т.е. водяного пара) тепла из Арктики в целом через 70° с.ш. и, в большей степени, через ее атлантическую часть. Основной приток тепла и влаги в Арктику в этот период осуществляется через тихоокеанскую часть этого широтного круга во всей тропосфере за исключением приповерхностной части. Последнее согласуется с выводами работы (Lee et al., 2017), в которой рост атмосферного переноса

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между средними за лето притоками явного (C_pTV) и скрытого ($LpqV$) тепла через 70° с.ш. (0–360°), атлантические (0–80° в.д.), тихоокеанские (200–230° в.д.) «ворота» и средней температурой воздуха в области 70–90° с.ш. летом за период 1979–2014 гг.

Уровни, гПа	C_pTV			$LpqV$		
	0–360°	0–80°	200–230°	0–360°	0–80°	200–230°
1000	–0,05	–0,17	–0,27	–0,34	–0,26	–0,3
950	–0,03	–0,32	–0,19	–0,34	–0,38	–0,14
900	–0,26	–0,33	–0,3	–0,57	–0,35	–0,24
850	–0,13	–0,31	–0,36	–0,32	–0,32	–0,32
800	–0,06	–0,3	–0,38	–0,14	–0,31	–0,35
750	0,09	–0,26	–0,37	–0,06	–0,2	–0,34
700	0,15	–0,02	–0,15	–0,12	–0,05	–0,1
650	0,37	–0,16	–0,28	0,2	–0,16	–0,24
600	0,33	–0,13	–0,25	0,16	–0,14	–0,22
550	0,11	–0,11	–0,21	0,14	–0,12	–0,18
500	–0,02	–0,07	–0,17	0,13	–0,08	–0,15
450	0,08	–0,05	–0,16	0,2	–0,05	–0,15
400	0,23	–0,04	–0,14	0,27	–0,05	–0,13
350	0,10	–0,11	–0,1	0,3	–0,11	–0,1
300	0,30	–0,21	0,09	–0,01	–0,18	0,08
250	0,32	–0,15	0,25	–0,46	–0,15	0,24

Примечание. Жирным шрифтом выделены значимые (на 95-процентном уровне) коэффициенты.

влаги из северной части Тихого океана в Арктику с 2002 г. считается причиной увеличения влагосодержания в атмосфере, которое влияет на рост нисходящей длинноволновой радиации, способствующий сокращению площади льда. Рассмотрим влияние притоков тепла и влаги через 70° с.ш. на летние температуру воздуха и содержание водяного пара в области $70\text{--}90^\circ$ с.ш. В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции между притоками и средней температурой на разных уровнях тропосферы.

На основании данных в таблице можно сделать вывод об отсутствии значимого влияния летних атмосферных переносов явного тепла через 70° с.ш. на летнюю температуру практически во всей тропосфере области $70\text{--}90^\circ$ с.ш. Смена знака корреляции между средними по кругу широты переносами и температурой воздуха отражает смену направления переносов из Арктики на нижних уровнях до 750–700 гПа на противоположное в Арктику выше 750 гПа со значимым влиянием поступления явного тепла на температуру на уровне 650–600 гПа. Отрицательные значимые корреляции на нижних уровнях между переносами водяного пара и температурой (рис. 3), объясняются тем, что при повышении температуры воздуха в области $70\text{--}90^\circ$ с.ш. растет содержание водяного пара, выносимого направленной из Арктики меридиональной составляющей ветра, которая также увеличивается (рис. 4).

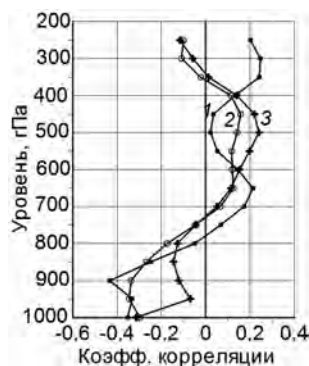


Рис. 3. Коэффициенты корреляции между переносами водяного пара через 70° с.ш. и средней температурой воздуха в области $70\text{--}90^\circ$ с.ш. на различных уровнях летом.

1 — средний перенос через полный круг широты, 2 — перенос через атлантические «ворота» ($0\text{--}80^\circ$ в.д.), 3 — через тихоокеанские «ворота» ($200\text{--}230^\circ$ в.д.). Уровень 95-процентной значимости коэффициентов $\pm 0,32$.

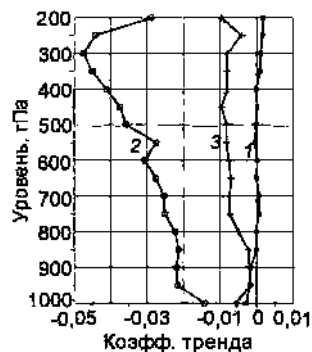


Рис. 4. Линейные тренды меридиональной составляющей ветра летом на разных уровнях на 70° с.ш.

1 — средняя по всему кругу ($0\text{--}360^\circ$), 2 — по атлантической части ($0\text{--}80^\circ$ в.д.), 3 — по тихоокеанской части ($200\text{--}230^\circ$ в.д.). Значимы тренды (2), за исключением уровней 1000 и 200 гПа. Коэффициенты тренда (1) на 95-процентном уровне значимы ниже 700 и выше 350 гПа, коэффициенты (2) значимы на всех уровнях, коэффициенты (3) не значимы.

Тренды многолетних изменений за 1979–2014 гг. меридиональной составляющей ветра на 70° с.ш. на рис. 4 указывают на значимый рост средней по всему широтному кругу составляющей, направленной из Арктики в нижнем слое до 700 гПа и направленной в Арктику выше 350 гПа. Средняя по атлантической части $0\text{--}80^\circ$ в.д. составляющая, направленная из Арктики во всем рассматриваемом слое тропосферы, значимо возрастает на всех уровнях, а средняя по тихоокеанской части $200\text{--}230^\circ$ в.д. составляющая, направленная в Арктику, убывает, но с незначимым коэффициентом тренда.

Распределение трендов переносов явного и скрытого тепла имеет подобный рис. 4 вид. Переносы явного и скрытого тепла через эти атлантические «ворота», направленные из Арктики на нижних уровнях (до 700 гПа), возрастают, а направленные в Арктику убывают. В среднем по кругу широты потоки из Арктики на нижних уровнях также растут, как и направленные в Арктику в верхнем слое выше 600 гПа. Направленные в Арктику переносы через 200–230° в.д. (тихоокеанские «ворота») по знаку трендов на всех уровнях убывают, что при положительных трендах температуры и определяет отрицательную корреляцию. Заметим, что за 2002–2014 гг. тренды переносов положительны, как и было найдено в работе (Leea et al., 2017). Средние за 1979–2014 гг. переносы через атлантические «ворота», направленные из Арктики, наоборот, возрастают, что согласуется с увеличением повторяемости прохладных и влажных летних сезонов в Европейской части России в последние годы. Основные притоки в Арктику согласно распределению меридиональной составляющей ветра в летний сезон (см. рис. 5 цвет. вклейки) направлены через 80–140° в.д., 180–220° в.д. и 300–340° в.д.

В связях между многолетними изменениями интегральных атмосферных переносов водяного пара через 70° с.ш., содержания водяного пара, приповерхностной температуры воздуха, облачности, осредненными в области 70–90° с.ш., прослеживается сезонность, за исключением связи между содержанием водяного пара и приповерхностной температурой воздуха (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что межгодовые колебания интегрального содержания водяного пара в атмосфере и приповерхностной температуры воздуха, осредненные в области 70–90° с.ш., тесно связаны во все месяцы года. При том, что приток водяного пара в эту область через 70° с.ш. значимо влияет на содержание водяного пара и на температуру воздуха лишь в холодную часть года. Это указывает на то, что летом действуют главным образом внутренние источники водяного пара — испарение с

Таблица 2

Корреляции между интегральными среднемесячными значениями содержания водяного пара (СВП), интегрального переноса водяного пара (ПВП) и явного тепла (ПЯТ) через 70° с.ш., приповерхностной температурой воздуха (ПТВ), параметрами облачности (облачность среднего яруса (ОСЯ), содержание замерзшей воды (СЗВ)) в области 70–90° с.ш. за 1979–2014 гг.

Месяцы	СВП/ПТВ	ПВП/СВП	ПВП/ПТВ	ПВП/ОСЯ	ПВП/СЗВ	ПВП/ПЯТ
Январь	0,89	0,65	0,58	0,67	0,73	0,74
Февраль	0,90	0,66	0,58	0,67	0,67	0,55
Март	0,81	0,55	0,45	0,70	0,62	0,67
Апрель	0,86	0,50	0,56	0,32	0,79	0,56
Май	0,90	0,27	0,34	0,67	0,57	0,44
Июнь	0,76	–0,07	–0,13	0,55	0,64	0,44
Июль	0,81	–0,28	–0,01	0,62	0,50	0,23
Август	0,82	–0,24	–0,10	0,43	0,52	0,29
Сентябрь	0,80	0,19	0,04	0,24	0,29	0,31
Октябрь	0,77	0,46	0,29	–0,31	0,49	0,60
Ноябрь	0,83	0,70	0,58	0,38	0,65	0,72
Декабрь	0,88	0,41	0,29	0,51	0,66	0,42

Примечание. Курсивом выделены незначимые (по 95-процентному критерию) коэффициенты.

поверхности тающих снега и льда и увеличивающихся пространств открытой воды. В то же время годовой ход интегрального переноса через 70°с.ш., как и содержание водяного пара, имеет максимум летом. Если содержание водяного пара летом растет в нижнем слое, то приток водяного пара летом происходит в верхних слоях, где водяной пар превращается в ледяные кристаллы, формирующие облака среднего яруса. Это подтверждается корреляциями между притоком водяного пара, облачностью, состоящей преимущественно из ледяных кристаллов. Поэтому летний перенос не влияет на интегральное содержание водяного пара и приповерхностную температуру воздуха.

Многолетние изменения общего содержания водяного пара в арктической атмосфере показывают рост во все месяцы года (табл. 3) с максимальным трендом в августе, в то время как перенос водяного пара через 70°с.ш. в летние месяцы не увеличивается. Значимый рост переноса отмечается лишь в ноябре–январе.

Таблица 3

Тренды интегрального содержания и переноса водяного пара (СВП, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$; ПВП, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{с}^{-1}\cdot\text{год}^{-1}$) в область 70–90°с.ш. и площади льда в Северном Ледовитом океане (ПМЛ, $10^3\text{км}^2\cdot\text{год}^{-1}$) за 1979–2014 гг.

Тренды	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
СВП	0,011	0,005	0,004	0,014	0,018	0,027
ПВП	0,022	–0,013	0,004	0,020	0,012	0,007
ПМЛ	–25,4	–23,45	–18,58	–17,84	–21,07	–39,34

Тренды	Месяцы						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
СВП	0,028	0,037	0,022	0,016	0,014	0,013	0,017
ПВП	–0,016	–0,001	–0,010	–0,002	0,046	0,021	0,009
ПМЛ	–64,3	–71,89	–84,87	–75,05	–42,46	–30,29	–42,88

Примечание. Значимые тренды выделены жирным шрифтом.

Таблица 4

Корреляция между среднемесячными значениями площади морского льда в Северном Ледовитом океане, интегрального содержания водяного пара (СВП) и нисходящей длинноволновой радиации у поверхности (ДВР) в области 70–90°с.ш. в разные месяцы за 1979–2014 гг.

Месяцы	СВП	ДВР
Январь	–0,60	–0,65
Февраль	–0,53	–0,59
Март	–0,28	–0,44
Апрель	–0,53	–0,62
Май	–0,47	–0,53
Июнь	–0,66	–0,57
Июль	–0,69	–0,82
Август	–0,63	–0,73
Сентябрь	–0,59	–0,82
Октябрь	–0,50	–0,75
Ноябрь	–0,49	–0,71
Декабрь	–0,68	–0,72

На летние месяцы приходится ускоренное сокращение площади морского льда, влияющее на увеличение содержания водяного пара в летние месяцы и, как следствие, нисходящей длинноволновой радиации (табл. 4).

Как отмечалось выше, переносы водяного пара через 70°с.ш. летом практически не влияют на содержание водяного пара и, следовательно, на нисходящую длинноволновую радиацию, которая тесно связана с содержанием водяного пара (табл. 5).

Таблица 5

Корреляция между интегральным содержанием водяного пара в атмосфере (СВП) и нисходящей длинноволновой радиацией (ДВР) на поверхности в области 70–90° с.ш. в летние месяцы

ДВР	СВП			
	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Июнь	0,88	0,57	0,49	0,32
Июль	0,70	0,77	0,60	0,59
Август	0,64	0,78	0,94	0,53
Сентябрь	0,63	0,69	0,72	0,89

Исходя из предположения, подтверждаемого данными табл. 4, что летнее сокращение площади льда ведет к росту содержания водяного пара и нисходящей длинноволновой радиации, можно оценить обратное влияние этого процесса на усиление сокращения площади льда по формуле, полученной в линейном приближении зависимостей между S , R , Q :

$$\Delta S_R = \rho_{SR} \frac{\sigma_S}{\sigma_R} \cdot \rho_{RQ} \frac{\sigma_R}{\sigma_Q} \cdot \rho_{QS} \frac{\sigma_Q}{\sigma_S} \Delta S,$$

откуда получаем

$$\frac{\Delta S_R}{\Delta S} = \rho_{SR} \cdot \rho_{QR} \cdot \rho_{SQ},$$

где ρ — коэффициенты корреляции между площадью льда S , нисходящей длинноволновой радиацией на поверхности R , осредненной по области 70–90°с.ш., интегральным содержанием водяного пара в столбе атмосферы Q , осредненным по области 70–90°с.ш. Значения коэффициентов ρ даны в табл. 4 и 5.

Формула получена в предположении, что источником водяного пара в атмосфере к северу от 70° с.ш. является открытая вода при повышающейся температуре воздуха. Приток водяного пара летом через 70°с.ш. или ее части, как следует из табл. 2, не влияет на интегральное содержание водяного пара и ДВР. Результаты расчетов по формуле приведены в табл. 6.

Таблица 6

Относительная часть аномалии площади льда в Северном Ледовитом океане, связанная с усилением/ослаблением сокращения площади за счет обратной связи «сокращение площади – рост содержания водяного пара – увеличение нисходящей ДВР – сокращение площади»

**в период таяния льда с июня по сентябрь
в Северном Ледовитом океане (СЛО) и в сибирских арктических морях
(САМ: Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское моря)**

Регион	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
СЛО	0,33	0,44	0,43	0,43
САМ	0,35	0,28	0,28	0,26

Данные таблицы показывают, что сокращение площади льда летом самоускоряет процесс летнего очищения СЛО от льда: при появлении пространств открытой воды растет содержание водяного пара, увеличивающего приток нисходящей длинноволновой радиации, в результате ускоряется таяние льда как в СЛО, так и в сибирских арктических морях.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Выполнен сравнительный анализ зимних и летних атмосферных переносов, их влияния на температуру воздуха и содержание водяного пара в атмосфере, тенденций многолетних изменений переносов, отмечена важная роль притоков влаги из Северного Ледовитого океана в летний сезон и их влияние на рост нисходящей длинноволновой радиации, приводящий к ускорению сокращения площади льда.

Отмечены летнее повышение температуры воздуха во всей толще тропосферы, 4–5-кратный рост содержания водяного пара в нижней ее части и перестройка полярной ячейки меридиональной циркуляции от зимы к лету с изменением направления переносов через 70° с.ш., более всего заметная в атлантической части широтного круга от 0 до 80° в.д. Летом меридиональная составляющая ветра направлена из Арктики в нижнем слое тропосферы до уровня 700 гПа в среднем по всему широтному кругу и через его атлантическую часть. Выше направление меняется на противоположное — в Арктику.

Направление меридиональной составляющей среднего ветра определяет и направление переносов явного и скрытого (водяного пара) тепла. Летом в нижнем слое тропосферы преобладает вынос явного тепла и скрытого (т.е. водяного пара) тепла из Арктики в целом через 70° с.ш. и, в большей степени, через ее атлантическую часть. Основной приток тепла и влаги в Арктику в этот период осуществляется через тихоокеанскую часть этого широтного круга во всей тропосфере за исключением приповерхностной части.

Установлено отсутствие значимого влияния летних атмосферных переносов явного тепла через 70° с.ш. на летнюю температуру практически во всей тропосфере области 70 – 90° с.ш. Смена знака корреляции между средними по кругу широты переносами и температурой воздуха отражает смену направления переносов из Арктики на нижних уровнях до 750 – 700 гПа на противоположное в Арктику выше 750 гПа.

Тренды многолетних изменений за 1979–2014 гг. меридиональной составляющей ветра на разных уровнях на 70° с.ш. указывают на значимый рост средней по всему широтному кругу составляющей, направленной из Арктики в нижнем слое до 700 гПа и направленной в Арктику выше 350 гПа. Средняя по атлантической части 0 – 80° в.д. составляющая, направленная из Арктики во всем рассматриваемом слое тропосферы, значимо возрастает на всех уровнях, а средняя по тихоокеанской части 200 – 230° в.д. составляющая, направленная в Арктику, убывает, но с незначимым коэффициентом тренда.

Переносы явного и скрытого тепла через атлантические «ворота», направленные из Арктики на нижних уровнях (до 700 гПа), возрастают, что согласуется с увеличением повторяемости прохладных и влажных летних сезонов в Европейской части России в последние годы. В среднем по 70° с.ш. потоки из Арктики на нижних уровнях также растут, как и направленные в Арктику в верхнем слое выше 600 гПа. Направленные в Арктику переносы через 200 – 230° в.д. (тихоокеанские «ворота») по знаку трендов на всех уровнях убывают, что при положительных трендах температуры и определяет отрицательную корреляцию между атмосферными переносами тепла и температурой.

В связях между многолетними изменениями интегральных атмосферных переносов водяного пара через 70° с.ш., содержания водяного пара, приповерхностной температуры воздуха, облачности, осредненными в области 70–90° с.ш., проявляется сезонность. Однако межгодовые колебания интегрального содержания водяного пара в атмосфере и приповерхностной температуры воздуха, осредненные в области 70–90° с.ш., тесно связаны во все месяцы года. При том, что приток водяного пара в эту область через 70° с.ш. значимо влияет на содержание водяного пара и на температуру воздуха лишь в холодную часть года. Летом содержание водяного пара растет в нижнем слое тропосферы, а приток водяного пара происходит в верхних слоях, где водяной пар превращается в замерзшую воду, которая формирует облака среднего яруса, что подтверждается корреляциями между притоком, облачностью среднего яруса и количеством замерзшей воды.

Многолетние изменения общего содержания водяного пара в арктической атмосфере показывают рост во все месяцы года с максимальным трендом в августе, в то время как перенос водяного пара через 70° с.ш. в летние месяцы не увеличивается, что ранее найдено и в работе (Dufour et al., 2016).

Поскольку летнее сокращение площади льда ведет к росту содержания водяного пара и нисходящей длинноволновой радиации, то оценено обратное влияние этого процесса на усиление сокращения площади льда. Получено, что относительная часть аномалии площади льда в Северном Ледовитом океане, связанная с усилением/ослаблением сокращения площади за счет обратной связи «сокращение площади — рост содержания водяного пара — увеличение нисходящей ДВР — сокращение площади», составляет в летние месяцы (июнь–сентябрь) до 40 %, а в сибирских арктических морях до 30 %. Эти оценки согласуются с полученным ранее в работе (Francis et al., 2005) выводом, что до 40 % межгодовой изменчивости летней площади льда в арктических морях обусловлено влиянием аномалий нисходящей длинноволновой радиации.

Статья подготовлена по результатам проекта РФФИ 15–05–03512. Авторы благодарят В.М. Смоляницкого, А.В. Юлина, Л.П. Мочнову за предоставление данных о площади морских льдов Северного Ледовитого океана и сибирских арктических морей и признательны рецензенту за замечания, способствовавшие устранению неясностей в тексте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г. В., Радионов В. Ф., Александров Е. И., Иванов Н. Е., Харланенкова Н. Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 67–80.

Алексеев Г. В., Кузмина С. И., Уразильдеева А. В., Бобылев Л. П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–63.

Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // Journal of Climate. 2010. Vol. 23. №. 14. P. 3888–3906.

Bengtsson L., Hodges K. I., Koumoutsaris S., Zahn M., Keenlyside N. The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate // Tellus A. 2011. Vol. 63. №. 5. P. 907–920.

Bintanja R., Selten F. Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat // Nature. 2014. Vol. 509. № 7501. P. 479–482.

Boisvert L.N., Markus T., Vihma T. Moisture flux changes and trends for the entire Arctic in 2003–2011 derived from EOS Aqua data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118. № 10. P. 5829–5843.

Dee D.P. et al. The ERA–Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the royal meteorological society*. 2011. Vol. 137. № 656. P. 553–597.

Dufour A., Zolina O., Gulev S.K. Atmospheric moisture transport to the Arctic: Assessment of reanalyses and analysis of transport components // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29. № 14. P. 5061–5081.

Francis J.A., Hunter E., Key J., Wang X. Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. № 21. doi:10.1029/2005GL024376.

Leea H.J., Kwon M.O., Yeh S.W., Kwon Y.O., Park W., Park J.-H., Kim Y.H., Alexander M.A. Impact of poleward moisture transport from the North Pacific on the acceleration of sea-ice loss in the Arctic since 2002 // *Journal of Climate*. 2017. Vol. 30 (17). P. 6757–6769.

Rawlins M.A. et al. Analysis of the Arctic system for freshwater cycle intensification: Observations and expectations // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. № 21. P. 5715–5737.

Screen J.A., Deser C., Simmonds I. Local and remote controls on observed Arctic warming // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39. № 10. L10709, doi:10.1029/2012GL051598.

Sejas S.A., Cai M., Hu A., Meehl G.A., Washington W., Taylor P.C. Individual feedback contributions to the seasonality of surface warming // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27. № 14. P. 5653–5669.

Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J. Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. Vol. 117. № D10. doi:10.1029/2011JD017421

G.V. ALEKSEEV, S.I. KUZMINA, L.P. BOBILEV, A.V. URAZGILDEEVA, N.V. GNATUK

INFLUENCE OF THE ATMOSPHERIC HEAT AND MOISTURE TRANSPORT ON SUMMER WARMING IN THE ARCTIC

There are different points of view on the role of the atmospheric heat and moisture transport in increasing summer warming in the Arctic, which are often based on the analysis of average annual data. In this paper, the analysis of summer atmospheric transport, their influence on air temperature and water vapor content in the atmosphere, trends in multi-year transport changes are fulfilled. It is noted the important role of moisture inflows from the Arctic Ocean in the summer season and their influence on the growth of long-wave radiation and amplification of sea ice shrinking.

Keywords: Arctic, summer warming, atmospheric transport, water vapor, sea ice.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДЕКАМЕТРОВЫХ РАДИОВОЛН В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ

Т.Д. БОРИСОВА, Н.Ф. БЛАГОВЕЩЕНСКАЯ, А.С. КАЛИШИН

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

Представлены результаты исследований закономерностей ионосферного распространения декаметровых радиоволн, основанных на результатах экспериментальных измерений характеристик распространения радиоволн методом наклонного зондирования ионосферы (НЗИ) и данных численного моделирования. Описан алгоритм численного моделирования траекторных и энергетических характеристик процессов распространения декаметровых радиоволн в рамках метода геометрической оптики. Продемонстрировано соответствие рассчитанных по модели разработанного КВ-радиоканала и измеренных экспериментально параметров распространения радиосигнала (например, значений максимально наблюдаемых частот). Предлагается использовать разработанную диагностическую модель КВ-радиоканала для целей прогнозирования в высокоширотных районах, не обеспеченных станциями НЗИ.

Ключевые слова: высокоширотная ионосфера, наклонное зондирование ионосферы, распространение декаметровых радиоволн, моделирование радиоканала, диагностика и прогнозирование КВ-радиоканала.

ВВЕДЕНИЕ

Диагностику и прогнозирование состояния ионосферных радиоканалов целесообразно осуществлять непосредственно по результатам мониторинга и анализа условий распространения декаметровых радиоволн на системе радиотрасс. Наклонное зондирование ионосферы (НЗИ) является одним из эффективных методов. Оно осуществляется в режиме плавной или дискретной перестройки частоты излучения в декаметровом диапазоне частот. Информация, получаемая методом НЗИ в виде ионограмм — дистанционно-частотных характеристик, отражает реальную картину условий распространения радиоволн на конкретной радиотрассе и дает возможность определить основные параметры распространения декаметровых радиосигналов, например: диапазон частот (максимальные и наименьшие наблюдаемые частоты, МНЧ и ННЧ), способы (моды) распространения, многолучевость, временные задержки между модами, аномальные механизмы распространения (отклонение радиоволн от дуги большого круга, распространение за счет отражающих свойств спорадических слоев Es и т.д.). На основе данных НЗИ могут успешно решаться прикладные задачи радиомониторинга, прогнозирования состояния радиоканалов и повышения надежности и качества КВ-радиосвязи. Система НЗИ позволяет наблюдать текущее состояние радиоканала, тенденцию развития его параметров, что является основой краткосрочного прогнозирования. Особое значение системы НЗИ приобретают в периоды магнитно-ионосферных возмущений. Наблюдения показали, что в такие

периоды существенно изменяется диапазон рабочих частот, особенно на высокоширотных радионаправлениях.

Целенаправленное изучение свойств радиоканалов в зависимости от гелиогеофизических условий с учетом разного типа возмущений (искусственных и естественных) в ионосфере имеет важное значение, связанное с решением ряда практических задач, основанных как на экспериментальных данных, так и на результатах численного моделирования процессов распространения декаметровых радиоволн.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В данной работе рассмотрены данные наклонного зондирования ионосферы НЗИ, полученные в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) на сети радиотрасс в арктическом регионе различной протяженности и ориентации. Схема расположения трасс НЗИ показана на рис. 1.

Прогнозирование условий распространения КВ-радиосигналов на трассах развивается в различных направлениях. Одним из основных методов массового радиопрогноза по-прежнему является модельный. Для реализации модельного прогноза на долгосрочной или краткосрочной основе необходимо знание параметров среды распространения (например, представление ее параметров в виде модели ионосферы) и модели распространения радиоволн. Результаты многочисленных исследований показали, что при модельном прогнозе основные ошибки прогнозирования обусловлены моделью ионосферы, которая неадекватно описывает пространственно-временные вариации состояния ионосферы. Поэтому для повышения точности радиопрогнозирования необходимо совершенствовать модели ионосферы (например, в качестве входного параметра модели использовать не только уровень солнечной активности W или $F10.7$, но и магнитной активности).

Наиболее перспективно осуществлять диагностику и прогнозирование условий распространения декаметровых радиоволн непосредственно по результатам мониторинга на сети трасс наклонного зондирования ионосферы. При этом следует учитывать, что время стационарности спокойной среднеширотной ионосферы порядка 1 часа, а для высокоширотной ионосферы — минуты. Поскольку данные НЗИ можно получать в реальном времени, то вести оперативный прогноз по ним можно с достаточно высокой эффективностью, используя уравнения линейной регрессии.

Использование данного метода диагностики и прогнозирования требует оснащения регионов контроля системами НЗИ, что, несмотря на высокую эффективность,

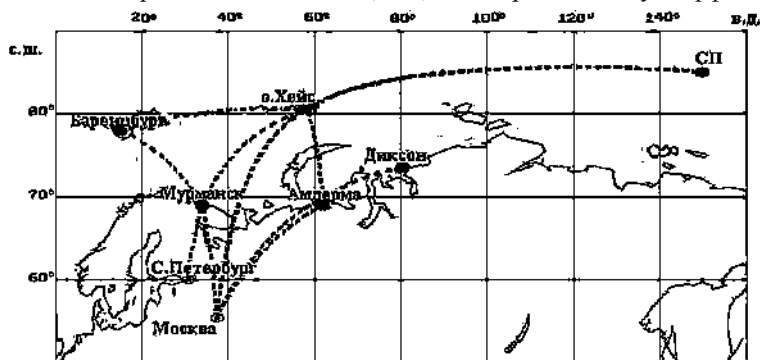


Рис. 1. Схема расположения радиотрасс наклонного зондирования ионосферы.

в реальных условиях не всегда выполнимо. Поэтому для целей краткосрочного прогнозирования условий распространения декаметровых радиоволн в регионах, не оснащенных станциями НЗИ, представляется целесообразным использовать модельный прогноз с коррекцией моделей ионосферы и декаметрового радиоканала по реальным данным наклонного зондирования ионосферы, выполняемого на однотипных радиотрассах, оснащенных системами НЗИ.

МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КВ РАДИОКАНАЛОВ

Постоянно совершенствуются методы диагностики и прогнозирования состояния радиоканалов по характеристикам распространения радиоволн декаметрового диапазона. Одним из путей решения этой задачи является создание диагностических моделей радиоканалов. Комплексное использование численного моделирования и результатов экспериментальных измерений параметров радиосигналов на нескольких радиотрассах (с привлечением гелиогеофизических данных о состоянии околоземного пространства) при получении удовлетворительного соответствия между ними создает возможность выявления основных закономерностей взаимосвязи параметров среды и радиосигнала, используемых в диагностике и прогнозировании состояния ионосферы. Особенно это относится к районам, в которых нет сети ионосферных станций.

Для изучения особенностей распространения радиоволн декаметрового диапазона в различных районах Земли в ААНИИ был разработан алгоритм численного моделирования канала распространения КВ-радиоволн. Для получения численных значений ряда характеристик декаметровых каналов связи разрабатывается программное обеспечение для расчета таких параметров радиосигналов, как: максимально применимая частота (МПЧ), диапазон оптимальных рабочих частот, углы места на приемной и передающей позициях, уровень напряженности электромагнитного поля приемного сигнала и т.д.

Физика распространения радиоволн КВ-диапазона основывается на ряде экспериментальных и теоретических работ (Ландау, Лифшиц, 1982; Альперт, 1972). Как правило, в теории распространения коротких радиоволн используют ряд упрощений, связанных с особенностями строения ионосферы. Отношение гирочастоты электронов ω_g к рабочей частоте сигнала f_p КВ-диапазона преимущественно $\omega_g/f_p \ll 1$. В этом случае в первом приближении эффектами магнитного поля Земли можно пренебречь и рассматривать ионосферу как изотропную плазму. Кроме того $v_e/2\pi f_p \ll 1$, где v_e — частота соударений электронов. С учетом вышесказанного показатель преломления среды n записывается в простой форме

$$n^2 = 1 - 4\pi e^2/mNe/f_p^2,$$

где e , m — заряд и масса электрона, Ne — концентрация электронов в ионосфере.

В электродинамике поведение электромагнитных волн в изотропной неоднородной среде (Ландау, 1982), в предположении, что волновое поле $U(t, r)$ — скалярное и монохроматическое, т.е. $U(t, r) = U(r)\exp(-i2\pi f_p \cdot t)$, описывается уравнением Гамильтона

$$\Delta U(r) + k_0^2 \cdot n^2(r) \cdot U(r) = 0,$$

где $k_0 = 2\pi f_p/c$ — волновое число в вакууме, r — радиус-вектор, направленный из центра Земли, $|r| = R_3 + h$.

При анализе волновых полей КВ-радиосигналов в неоднородных средах важную роль играет метод геометрической оптики (ГО). Согласно методу ГО распространение

волн характеризуется лучами и ортогональными им фронтами. Кроме того, в ГО лучи образуют лучевые трубки и энергия течет вдоль них. В работах (Дебай, 1931; Рытов, 1938) изложен переход от точных волновых уравнений к более простым уравнениям ГО, описывающим лучевые характеристики волны (уравнение эйконала) и перенос энергии вдоль лучевой трубки.

В произвольной двумерной или трехмерной неоднородной среде уравнения лучей не могут быть решены аналитически. В связи с этим стали интенсивно развиваться численные методы решения уравнения ГО, в том числе численные методы расчета лучевых траекторий. Прямой численный метод решения системы дифференциальных уравнений Гамильтона в произвольной трехмерно-неоднородной среде был предложен Дж. Хазельгровом (Хазельгров, 1980). Расчет параметров распространения радиоволн на (достаточно протяженных) трассах данным методом сопряжен с большим объемом вычислений, необходимых для численного интегрирования уравнений ГО.

Существенного расширения возможностей ГО удалось достичь применением приближенных методов решения лучевых уравнений. Многочисленность параметров, влияющих на распространение радиоволн, и недостаток информации об ионосфере затрудняют получение точного решения. Сопоставление данных экспериментов с расчетом оказывается затруднительным вследствие неоднозначности интерпретации. В таких условиях особую ценность приобретают приближенные методы, существенно огрубляющие физику распространения радиоволн и выделяющие взаимосвязь ионосферных параметров и характеристик сигналов.

На этом пути в настоящее время разработан ряд методик, в том числе метод адиабатического инварианта (Гуревич, Цедилина, 1979) и его дальнейшее развитие метод двухмасштабного разложения (Баранов и др., 1977; Баранов, Попов, 1975), метод параболического уравнения, метод нормальных волн.

Для моделирования КВ-радиоканалов применительно к условиям распространения радиоволн на трассах произвольной протяженности и ориентации в ААНИИ был поставлен и усовершенствован метод двухмасштабного разложения.

Учет горизонтальной неоднородности ионосферы в математической постановке задачи распространения радиоволн приводит к проблеме определения решения векторного волнового уравнения в трехмерной неоднородной среде. Учитывая малость продольных градиентов распределения электронной концентрации ионосферы — N_e по сравнению с высотными (радиальными) градиентами, можно использовать адиабатическое приближение. В данном методе предполагается, что лучевые траектории распространения радиоволн в реальном приземном волноводе являются следствием двух процессов: быстрых осцилляций и медленных эволюций параметров осцилляций. Наличие двух масштабов изменения электронной концентрации: быстрого по вертикали и сравнительно плавного по горизонтали — оправдывает применимость таких представлений для описания лучевых траекторий. В работах (Баранов и др., 1977; Баранов, Попов, 1975), асимптотическое решение волновых уравнений получено на основе метода двухмасштабного разложения и дано строгое обоснование использования адиабатического инварианта для построения лучевых характеристик. С помощью данного метода были получены явные формулы для горизонтальных проекций лучей и выражения для амплитуды поля, и таким образом можно рассчитывать многие траекторно-энергетические характеристики распространения КВ-радиосигналов.

На основе метода двухмасштабного разложения был разработан алгоритм, по которому можно рассчитывать характеристики лучевых траекторий сигналов в неоднородной вдоль направления распространения ионосфере, при условии сохранения фазового интеграла адиабатического инварианта луча

$$\int \frac{\sqrt{n^2 r^2 - V^2}}{r} dr = const,$$

где V — постоянная интегрирования.

За основу описания пространственно-временных изменений электронной концентрации ионосферы — среды распространения радиоволн взята глобальная модель ионосферы, построенная на основе объединения известных моделей отдельных ионосферных слоев E, F1, F2 и межслоевых долин (Чернышев, Васильева, 1975; Ануфриева, Шапиро, 1976; Rawer et al., 1978). Входным параметром совокупной модели ионосферы является предложенный в (Благовещенский, Борисова, 1989) эффективный аналог числа Вольфа. Он учитывает влияние на распределение $Ne(h)$ вдоль трассы не только солнечной, но также и магнитной активности, заданной планетарным индексом Kp .

В работах (Борисова и др., 1986; Borisova et al., 2002; Борисова, 2014) описан созданный алгоритм численного моделирования траекторных и энергетических характеристик процессов распространения декаметровых радиоволн в рамках приближения двухмасштабного разложения метода геометрической оптики, учитывающего плавные горизонтальные неоднородности ионосферы.

При вычислении характеристик распространения радиоволн в неоднородной ионосфере на конкретном шаге интегрирования параметры ионосферы считаются постоянными. Высотный профиль изменения электронной концентрации $Ne(h)$ в разработанном алгоритме представлен набором отрезков квазипарабол с непрерывными значениями как самих функций $Ne(h)$, так и первых ее производных $dNe(h)/dh$ в местах соединения. Параметры описания слоев E, F и межслоевой долины берутся по данным имеющейся теоретической модели ионосферы. Введенная квазипараболическая аппроксимация $Ne(h)$ -профиля допускает точное интегрирование уравнения эйконала.

Доплеровский сдвиг частоты КВ-радиосигнала по определению есть

$$f_d = \frac{dP}{dt} \cdot \frac{f_p}{C} \Big|_{D=const},$$

где f_p — рабочая частота сигнала, P — фазовый путь, C — скорость света, D — дальность трассы.

Расчеты по этой формуле требуют решения двухточечных задач для двух моментов времени с высокой точностью пристрелки ($< 0,01$ км), что приводит к значительному увеличению времени счета f_d .

В (Болдовская, 1977) предлагается рассчитывать f_d по формуле

$$f_d = \frac{f_p}{C} \cdot \frac{d(P - D \cos \beta)}{dt} \Big|_{\beta=const},$$

где β — угол выхода.

В данном приближении ищется решение двухточечной задачи для одного момента времени, а для второго момента времени P и D рассчитывают для найденного угла β . Формула справедлива при малых градиентах распределения ионосферной

ионизации. Ее использование позволяет сократить время вычислений f_d , однако для получения необходимой точности решения f_d не хуже 0,05 Гц точность решения двухточечной задачи должна быть лучше, чем 0,01 км.

Использование сплайна, состоящего из отрезков квазипарабол, для описания профиля ионизации ионосферы $Ne(h)$ позволяет найти точные интегралы вычисления f_d .

Для расчета параметров описания процесса распространения КВ-сигналов на произвольно ориентированных радиотрассах для различных гелиогеофизических условий были разработаны алгоритм вычислений непосредственных характеристик распространения и сервисные программы ввода начальных значений параметров и вывода результатов вычислений.

Управляющими параметрами алгоритма являются следующие: географические координаты конечных пунктов радиотрасс; дата и время суток; уровень солнечной активности, заданный в числах Вольфа (W); уровень магнитной активности, заданный индексом магнитной активности (Kp); рабочая частота; диаграммы направленности приемной и передающей антенн в вертикальной плоскости.

В модели радиоканала предусмотрены возможности коррекции распределения электронной ионизации ионосферы вдоль радиолинии, основанной на сравнении рассчитанных и экспериментальных параметров радиосигналов КВ-диапазона.

Возможности удовлетворительного описания экспериментально измеренных характеристик радиоволн с помощью метода двухмасштабного разложения продемонстрированы в ряде работ, например (Благовещенский, Борисова, 1989; Borisova et al., 2002; Благовещенская и др., 1991).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В качестве примера использования модели радиоканала на рис. 2 приведены результаты экспериментально измеренных методом наклонного зондирования значений максимально наблюдаемых частот (ФМНЧ) на трассе Москва — станция «Северный полюс» и рассчитанные значения ФМНЧ для этой же трассы по модели. Данные из-

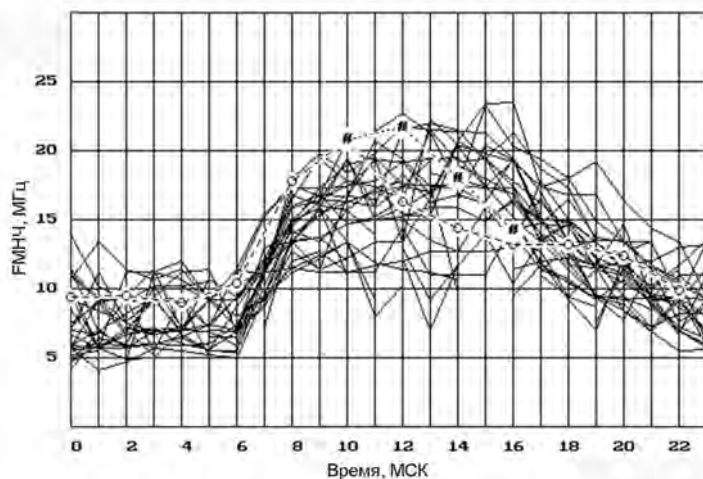


Рис. 2. Результаты экспериментально измеренных методом наклонного зондирования ионосферы (—) и рассчитанных по модели КВ-радиоканала (---, ·-·-) значений максимально наблюдаемых частот на трассе Москва — станция «Северный полюс», 15 октября 1975 г.

мерений представлены в виде отдельных суточных зависимостей $FMHЧ(t)$ за октябрь 1975 г. (тонкие линии). Моделирование временной зависимости $FMHЧ(t)$ на данной трассе проведено для 15 октября 1975 г. Входной параметр модели ионосферы $Wэ = 90$ (измеренные значения параметров описания геофизических условий составили: для солнечной активности — $W = 25$ и для магнитной активности — $Kp = 0+$ (среднее значение трехчасового индекса)). Результаты первичных расчетов $FMHЧ(t)$ нанесены линией --o--. Согласно модели распространение радиоволн МНЧ реализовывалось на трассе Москва — станция «Северный полюс» модом 2F2, что соответствует данным наклонного зондирования ионосферы.

Сравнительный анализ данных показал приемлемое соответствие рассчитанных и измеренных значений $FMHЧ$, за исключением времени с 12 до 17 часов. Как показали расчеты, в это время суток в области отражения второго скачка мода 2F2 располагается вечерний терминатор, а распределение электронной концентрации ионосферы вдоль радиолинии имеет существенный регулярный градиент, который способствует захвату волн в ионосферный волновой канал (ИВК) на регулярных продольных градиентах ионосферы. Можно предположить, что прием сигналов более высоких частот в период с 12 до 17 часов возможен только за счет вывода радиоволн из ИВК на ночной стороне. Сам механизм вывода из ИВК непосредственно обусловлен ионосферными неоднородностями в областях терминатора и полярной ионосферы. На рис. 2 показаны результаты моделирования $FMHЧ$ (линия ··#··), выполненные в предположении, что в районе терминатора в полярной ионосфере слоя F2 существуют очень сильные градиенты электронной ионизации. Как видно из сравнения данных, $FMHЧ$, рассчитанные при учете дополнительных градиентов лучше описывают ход измеренных $FMHЧ$.

По разработанному алгоритму проведены в качестве примеров численные расчеты характеристик КВ-сигналов для различных гелиогеофизических условий на выбранных трассах (заданной ориентации и протяженности). Приведены примеры моделирования углов места радиосигналов на трассе «Лондон — Север Норвегии» и «Лондон — Дуала (Африка)». Расчеты сделаны для интервала времени — сутки (15 марта), года средней солнечной активности ($Wэ = 100$) и рабочей частоты $f_p = 10$ МГц. На рис. 3а (см. цвет. вклейку) представлены численные зависимости углов места в течение суток и уровня поля в месте приема (в мкВ/м, логарифмический масштаб) как для отдельных модов (отмечены знаком «←»), так и для суммарного поля в месте приема (значок □). Расчеты показывают наличие мод при отражении от слоя E — 1E (обозначение 2) и слоя F2 (обозначение 1): 1F2(1), 2F2(11), 3F2(111) и 4F2 (1111). Для тех моментов времени, когда рабочая частота $f_p = 10$ МГц превышала значение максимально наблюдаемой частоты ($FMPC$) при вычислении, сделана отметка на графике ($> F_{max}$). На рис. 3б (см. цвет. вклейку) показан пример моделирования углов места радиосигналов для трассы «Лондон — Дуала (Африка)» для аналогичных гелиогеофизических условий. Отметим наличие модов распространения радиосигналов с отражением от ионосферного слоя F1 (обозначение 4). Как видно из расчетов, в период с 13 до 18 часов МДВ нет значений углов места для радиосигнала с частотой 10 МГц, т.к. заданная частота находится на нижнем краю рабочего диапазона частот для конкретных условий, что подтверждается рассчитанными, очень низкими значениями уровня поля приемного сигнала, приведенными на нижнем графике.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований показали, что численное моделирование процесса распространения радиоволн с использованием эмпирической корректируемой модели ионосферы позволит увеличить объем информации о состоянии радиоканалов распространения декаметровых радиоволн в районах, не обеспеченных станциями наклонного зондирования.

Полученное соответствие параметров распространения КВ-радиосигналов, рассчитанных по разработанной модели КВ-радиоканала и измеренных экспериментально методом НЗИ, допускает возможность использовать разработанную диагностическую модель КВ-радиоканала для целей прогнозирования в высокоширотных районах, не обеспеченных станциями НЗИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. М.: Наука, 1972. 564 с.
- Ануфриева Т.А., Шапиро Б.С. Геометрические параметры слоя F2 ионосферы. М.: Наука, 1976. 91 с.
- Баранов В.А., Егоров И.Б., Попов А.В. К расчету антиподной и кругосветной фокусировки в горизонтально-неоднородном ионосферном волноводе // Диффракционные эффекты декаметровых радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1977. С. 31–42.
- Баранов В.А., Попов А.В. Метод возмущений для лучей в почти слоистой среде / Распространение декаметровых радиоволн. М.: ИЗМИРАН, 1975. С. 12–20.
- Благовещенский Д.В., Борисова Т.Д. Коррекция модели радиоканала // Геомагнетизм и аэронавигация. 1989. Т. 29. № 4. С. 696.
- Благовещенская Н.Ф., Баранец А.Н., Борисова Т.Д., Бубнов В.А. Эффекты отклонения декаметровых радиоволн от дуги большого круга в высоких широтах // Известия ВУЗов. Радиофизика. 1991. Т. 34. № 2. С. 119–122.
- Болдовская И.Г. Математическое моделирование влияния нестационарных процессов в ионосфере на распространение декаметровых радиоволн // Диффракционные эффекты декаметровых радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1977. С. 151–160.
- Борисова Т.Д. Программное обеспечение для модернизации параметров КВ-радиоканала, учитывающее эффекты модификации высокоширотной ионосферы при воздействии мощных КВ радиоволн, представляющее модель КВ-радиоканала (CHATRASCА: TRASSA и CHANNEL). Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ №2014618249, 13 августа 2014. Реестр программ для ЭВМ.
- Борисова Т.Д., Баранец А.Н., Черкашин Ю.Н. Метод расчета траекторных и энергетических характеристик распространения декаметровых радиоволн на протяженных радиотрассах // Распространение радиоволн в ионосфере. М.: ИЗМИР АН. 1986. С. 12–18.
- Гуревич А.В., Цедилина Е.Е. Сверхдальнее распространение радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Дебай П. Полярные молекулы. М.; Л.: ГНТИ, 1931. 183 с.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Наука, 1982. 620 с.
- Рытов С.Н. О переходе от волновой к геометрической оптике // ДАН СССР. 1938. Т. 18. № 2. С. 262–270.
- Чернышев Д.В., Васильева Т.Н. Прогноз максимальных критических частот: W = 10, 50, 150, 200. М.: Наука, 1975. 54 с.

Хазельгров Дж. Лучевая теория и новый метод расчета траекторий. Лучевое приближение и вопросы распространения радиоволн. М.: Наука, 1980. 304 с.

Borisova T.D., Blagoveshchenskaya N. F., Moskvina I.V., Rietveld M.T., Kosch M.J., Thidé B. Doppler shift simulation of scattered HF signals during the Tromsø HF pumping experiment on 16 February, 1996 // Ann. Geophys. 2002. Vol. 20. P. 1479–1486.

Rawer K., Ramakrishnan S., Bilitza D. International Reference Ionosphere. International Union of Radio Science, URSI Special Report. Brussel. 1978. 78 p.

T.D. BORISOVA, N.F. BLAGOVESHCHENSKAYA, A.S. KALISHIN

FORECASTING THE CONDITIONS OF THE DECAMETER RADIO WAVE PROPAGATION IN THE ARCTIC REGION

In this paper we present the results of studies the distinctive features of the decameter radio wave propagation based on the results of experimental measurements of radio wave propagation characteristics by the ionospheric oblique sounding (IOS) method and numerical simulation. An algorithm for numerical modeling the trajectory and energetic characteristics of the decameter radio wave propagation in the framework of geometric optics is described. The agreement between the simulated and experimental radio propagation parameters (for example, the values of the maximum observed frequencies) is demonstrated. It is proposed to use the developed diagnostic model of the HF radio channel for the purposes of forecasting in areas not provided with IOS stations.

Keywords: high-latitude ionosphere, oblique ionospheric sounding, propagation of decameter radio waves, radio channel modeling, diagnostics and forecasting the HF radio channel.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДНЫХ МАСС В ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ВОД В ЗАЛИВЕ ПРЮДС

Н.Н. АНТИПОВ, А.В. КЛЕПИКОВ

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

В работе обсуждаются результаты экспедиционных исследований процессов формирования антарктической донной воды, проведенных в период с 2004 по 2016 г. в заливе Прюдс моря Содружества. Анализируются данные океанологических наблюдений на разрезе по 70° в.д., выполненном за указанный период девять раз и пересекающем шельф и материковый склон в районе, где в летний период 2004 г. экспедиция ААНИИ на НЭС «Академик Федоров» впервые зафиксировала факт формирования донных вод. Дальнейшее целенаправленное исследование структуры и характеристик водных масс на данном разрезе и в прилегающей акватории подтвердило регулярность этих процессов в летний период. При этом была обнаружена существенная межгодовая изменчивость структуры, характеристик, механизмов распространения основных водных масс на разрезе — шельфовых, глубинных и донных, анализу которой посвящена данная работа. Впервые полученная подробная информация о топографии дна океана в створе разреза и его окрестностях позволила экспериментально показать определяющую роль особенностей донной топографии в распространении вновь образованной донной воды по материковому склону. Выявлена тенденция к увеличению в последние годы объемов формирующейся летом в заливе Прюдс донной воды, что связывается с усилением интенсивности таяния нижней поверхности шельфового ледника, ведущего к увеличению объема формирования переохлажденной шельфовой воды — важнейшей компоненты при формировании донной воды.

Ключевые слова: Южный океан, Антарктида, антарктическая донная вода, донная вода залива Прюдс, циркулярная глубинная вода, антарктическая шельфовая вода, вода шельфовых ледников, залив Прюдс, антарктический склоновый фронт, материковый склон.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы, происходящие в Южном океане и прежде всего на шельфе и континентальном склоне, являются исключительно важными для понимания происходящих изменений и разработки сценариев возможных климатических изменений. Абиссальная циркуляция Мирового океана, обусловленная распространением антарктических донных вод (АДВ), может играть значительную роль в сменах ледниковых и межледниковых периодов.

Антарктическая донная вода распространяется в придонном слое на север вплоть до умеренных широт Северного полушария, оказывая существенное влияние на глобальную структуру и интенсивность меридиональной циркуляции вод Мирового океана. В Атлантическом океане поверх АДВ и навстречу ей движется североатлантическая глубинная вода, образующаяся в верхнем слое океана к юго-востоку от Гренландии. Двигаясь на юг, относительно теплые и соленые глубинные воды Северной Атлантики с глубин более 3000 м поднимаются до глубин 500–800 м

в области Антарктического полярного фронта и вовлекаются в Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). Перемещаясь вокруг Антарктиды в потоке АЦТ, североатлантическая глубинная вода посредством смешивания с окружающими водами (в частности, глубинными водами из Тихого и Индийского океанов) преобразуется в циркумполярную глубинную воду (ЦГВ). Под влиянием преобладающих над Южным океаном сильных западных ветров и под воздействием силы Кориолиса происходит отток поверхностных вод на север, что позволяет глубинным водам подниматься к поверхности вблизи континентального склона и шельфа.

Основой для всех протекающих в области материкового склона и шельфа процессов и формирующихся здесь типов водных масс является ЦГВ, поступление которой в эту область обеспечивается системой крупномасштабных циклонических круговоротов, южные ветви которых связаны с направленным на запад антарктическим прибрежным течением. Особенно хорошо круговороты выражены в морях Уэдделла, Росса и заливе Прюдс, которые глубоко вдаются в континент. Это приводит к образованию аномалий в морском ледяном покрове (областей тонкого и разреженного льда и даже полыней) из-за «подогрева» снизу, вызывает таяние оснований шельфовых ледников и способствует образованию донных вод путем смешивания ЦГВ с плотными холодными водами, образующимися на антарктическом шельфе. Район активного взаимодействия ЦГВ с водами шельфа, характеризующийся заметным обострением градиентов океанологических параметров, именуется антарктическим склоновым фронтом (Jacobs, 1991).

Главная составляющая антарктической донной воды — плотная антарктическая шельфовая вода (АШВ), которая формируется в первую очередь в период образования морского льда в осенне-зимний период и сопутствующего выброса соли, что продуцирует соленую воду с потенциальной температурой не выше $-1,85\text{ }^{\circ}\text{C}$, как точки замерзания при атмосферном давлении (Gill, 1973). Возникающая конвекция может достигать дна шельфа, формируя придонный слой АШВ. Этот процесс усиливается существованием прибрежных полыней, которые формируются и поддерживаются направленными от берега кatabатическими ветрами с континента, более сильными зимой. Часть этой плотной воды может быть модифицирована (стать холоднее и преснее, но в целом менее плотной) за счет таяния у нижней поверхности шельфовых ледников. В результате формируется водная масса, именуемая водой шельфовых ледников (ВШЛ), с температурой ниже $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (наблюдалась до примерно $-2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$), поскольку рост давления с глубиной понижает точку замерзания морской воды (Carmack, Foster, 1975; Foldvik et al., 1985).

Эти водные массы (обычно их смесь) могут накапливаться в депрессиях на шельфе и со временем переливаться через обычно существующий порог у бровки шельфа или находить путь вниз по депрессиям в пороге или по каньонам в сторону глубокого океана. В процессе перемещения (как по шельфу, так и по материковому склону) эта вода смешивается с более теплой окружающей водой, которая является в той или иной степени трансформированной ЦГВ — модифицированной циркумполярной водой (МЦГВ). На шельфе она имеет достаточно низкую температуру (до $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$), в области материкового склона — немного выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом собственно ЦГВ в непосредственной близости от бровки шельфа обычно имеет температуру около $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Carmack, 1977). Когда при перемещении по склону эта смесь делается равной по плотности окружающему океану, она покидает окрестности континентального

для формирования АДВ (Антипов, Клепиков, 2007). Кроме того, получена информация о процессах в области взаимодействия различных водных масс в районе бровки континентального шельфа, исследованы параметры вихревых и интрузионных образований в области Антарктического склонового фронта (АСФ). Возможность выполнить исследования тонкой структуры появилась, поскольку главной особенностью наблюдений в области бровки шельфа с борта НЭС «Академик Федоров» стало практически не обеспечивавшееся в предыдущих российских и зарубежных экспедициях высокое пространственное разрешение на разрезах. Это позволило обнаружить и определить параметры мезомасштабных образований, выполнить сравнение данных натурных наблюдений с результатами численных и лабораторных экспериментов и прийти к некоторым выводам фундаментального характера (Головин и др., 2011, 2013, 2016). Другой важной особенностью натурных исследований ААНИИ в заливе Прюдс является по возможности регулярное повторение некоторых разрезов с сохранением координат точек зондирования, направленное на изучение изменчивости процессов, определяющих режим вод залива.

Основным повторяемым разрезом стал разрез по 70° в.д. Результаты анализа данных наблюдений на нем позволили определить характеристики водной массы, названной донной водой залива Прюдс (ДВЗП), исследовать мезомасштабные структуры в области АСФ, сформулировать гипотезы, объясняющие установленную изменчивость (Антипов, Клепиков, 2007, 2011; Клепиков, Антипов, 2014).

Известно, что необходимым условием для формирования АДВ является образование в необходимых количествах АШВ (и ее модификации — ВШЛ). Экспедиционные исследования ААНИИ в регионе были направлены и на исследования особенностей формирования и распространения этих водных масс. С этой целью были выполнены разрезы вблизи фронта шельфового ледника Эймери, через котловину Эймери, в бухте Саннефьорд (рис. 1).

Важными для исследования процессов формирования АДВ явились данные о циркуляции и процессах образования ВШЛ под шельфовым ледником Эймери (Leffanue, Craven, 2004). Необходимость исследовать процессы в труднодоступных для судов районах и в наиболее холодный период года (поздняя осень – зима – ранняя весна) для составления представлений об их внутригодовой изменчивости привела к разработке и организации исследований по программе MEOP (Marine Mammals Exploring the Oceans Pole to Pole). Датчики для измерения температуры, электропроводности и давления устанавливались на морских слонах и тюленях в определенных местах Южного океана и в процессе их ныряния проводились измерения, которые затем через спутник передавались в центры данных.

Очень важный результат проекта MEOP заключается в получении данных о внутригодовой изменчивости структуры и характеристик вод антарктической зоны и в частности района залива Прюдс. Анализ показал, что в зимний, недоступный для наблюдений период (за исключением вынужденного дрейфа попавших в ледовый плен судов) структура и характеристики вод существенно отличаются от таковых для летнего периода. В частности, зимой хорошо выражено распространение по акватории залива МЦГВ, поставляющих соль для формирования АШВ, выявлена относительно высокая (по сравнению с летним периодом) соленость значительной части АШВ, связанная с существованием на акватории залива полыней (Williams et al., 2016). Важные результаты дал анализ данных наблюдений базы MEOP, спутниковой информации о состоянии ледяного покрова в течение года в регионе залива Прюдс, годовых серий наблюдений заякоренными придонными измерите-

лями течений, температуры и солёности, установленными в диапазоне долгот 64–69° в.д. на материковом склоне и вблизи его основания (глубины от 1500 до 3000 м). На основе этих данных группе японских, шведских и австралийских ученых удалось установить, что в течение года (в основном в зимний период) имеет место интенсивное ледообразование в полынье вблизи мыса Дарнли, приводящее к формированию больших объемов высокосолёной (более 34,8 ‰) шельфовой воды. Следствием этих процессов является зарегистрированное в зимний период формирование и опускание в абиссаль относительно солёной донной воды. В отличие от ранее идентифицированных источников АДВ, которые требуют наличия шельфового ледника и/или большой площади шельфовой области для накопления достаточного объема плотной шельфовой воды, донная вода, формирующаяся в полынье мыса Дарнли, в первую очередь обусловлена потоком соли, возникающим при образовании морского льда. Авторы считают, что примерно $(0,3–0,7) \cdot 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ плотной шельфовой воды, произведенной в полынье мыса Дарнли, трансформируется в АДВ. По оценкам авторов работы, эта водная масса, которую называли донной водой мыса Дарнли (ДВМД), составляет 6–13 % общего циркумполярного объема (Ohshima et al., 2013). При этом не отрицается возможности вклада шельфовой воды, формирующейся в полыньях залива Прюдс, в ДВМД. Однако вклад ДВЗП в донные воды, формирующиеся в этом регионе, оценивается как незначительный (Ohshima et al., 2013).

В то же время недавно опубликована работа, основанная на новых наблюдениях датчиками STD, установленными на морских млекопитающих, для периода 2011–2013 гг., которые представляют первую комплексную оценку формирования плотной шельфовой воды собственно в заливе Прюдс в зимний период. В ней показано, что после сложной эволюции, включающей формирование АШВ в трех полыньях и охлаждение и распреснение при взаимодействии с шельфовыми ледниками Эймери и Западным, плотная шельфовая вода выходит через канал Прюдс на материковый склон. Это рассматривается как прямой вклад в донную воду мыса Дарнли. Формированию плотной воды препятствует вток пресной воды от шельфовых ледников Эймери и Западного в круговорот залива Прюдс. Это исследование подчеркивает чувствительность формирующихся АДВ к увеличению притока пресной воды из-за усиления таяния шельфовых ледников и в конечном счете не исключает возможность заметного сокращения объема образуемых донных вод Антарктики в условиях потепления климата (Williams et al., 2016).

При этом заметим, что авторы данного исследования не располагают столь подробной информацией о реальной структуре вод в области материкового склона в этом регионе (в частности, на разрезе по 70° в.д.), показывающей достаточно заметный ежегодно наблюдаемый процесс опускания плотных вод по материковому склону в летний период. Наши оценки позволяют считать важным вклад ДВЗП, наблюдаемых на склоне в летний период, в формирование АДВ в этой области. Полученная нами оценочная величина вклада склонового каскадинга АШВ в вентиляцию глубинных и донных вод Южного океана 0,04–0,24 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$) на бровке шельфа протяженностью $\sim 70 \text{ км}$, где, по нашим данным, наблюдался каскадинг АШВ (Головин и др., 2011).

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ И ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДВЗП

Экспедиционные исследования ААНИИ в заливе Прюдс, направленные непосредственно на обнаружение факта и изучение процессов образования донных вод, были начаты в 2004 г. выполнением трех меридиональных разрезов (по 70, 71 и 72° в.д.), в районе депрессии в области бровки шельфа, представляющей наиболее вероятное место

выхода на материковый склон плотных АШВ. Выполнение этих разрезов представляло известные трудности, т.к. в основном, даже в летний период, здесь располагается пояс дрейфующих льдов сплоченностью до 10 баллов. Выбор оказался удачным, и уже в данной экспедиции был зафиксирован факт наличия на материковом склоне плотных холодных вод, названных нами донной водой залива Прюдс. При этом если на 72° в.д. ДВЗП на склоне отсутствовали, на 71° в.д. — обнаружены лишь в верхней части склона, то на 70° в.д. они практически заполняли область склона с наиболее низкой температурой (до –1 °С при солености 34,55–34,59 ‰) на глубине более 1500 м.

Последующее повторение разрезов подтвердило такое пространственное распределение ДВЗП в этом регионе и стало основанием для принятия решения о выборе разреза по 70° в.д. в качестве базового для исследования процессов формирования и перемещения ДВЗП, изучения их межгодовой изменчивости. В зависимости от выделенного времени, в конкретной экспедиции удавалось выполнить различное количество разрезов, положение которых выбиралось исходя из необходимости получения информации о пространственных особенностях распространения ДВЗП. При этом разрез по 70° в.д. выполнялся при каждой возможности. В результате за период с 2004 по 2017 г. в регионе между 62° и 72° в.д. был выполнен 21 меридионально ориентированный разрез. Из них по 70° в.д. было выполнено 9 реализаций разреза, всего 139 станций. Сведения о параметрах разрезов по 70° в.д. приведены в табл. 1. Там же указаны меридианы, вдоль которых в конкретной экспедиции выполнены параллельные разрезы. Как видно из таблицы, в большинстве случаев длина разреза составляла около 70 км, при этом северная станция разреза находилась в области глубин около 2000 м. В трех случаях длина составляла около 130 км и один раз — около 240 км. В этих случаях разрез достигал глубин около 2400 и 3000 м соответственно. Как показали результаты наблюдений на этих разрезах, во всех этих случаях глубже 2000 м в придонном слое наблюдалась вода, не имеющая очевидной связи с ДВЗП, а скорее происходящая из региона моря Уэдделла (температура около –0,20 °С и соленость около 34,66 ‰). Поэтому для исследования процессов формирования и рас-

Таблица 1

Характеристики разрезов по 70° в.д., выполненных НЭС «Академик Федоров» в сезонные периоды 49–61-й РАЭ в 2004–2016 гг.

№ РАЭ	Год	Период выполнения	Широта южной станции, град. ю.ш.	Широта северной станции, град. ю.ш.	Глубина южной станции, м	Глубина северной станции, м	Длина разреза, км	Количество станций на разрезе	Дополнительные разрезы, долготы (восточная)
49	2004	26–28.01	67,35	66,67	180	1717	76	7	71°, 72°
50	2005	14–15.01	67,13	66,50	315	2012	70,4	11	64°, 66°, 68°, 72°
51	2006	13–14.01	67,13	66,00	309	2443	126	14	64°
52	2007	17–19.01	67,13	65,00	311	2942	237	17	62°, 64°
56	2011	25–27.01	67,13	66,00	308	2425	126	18	
57	2012	22–23.01	67,13	66,00	300	2443	126	18	69°, 71°
58	2013	06–07.02	67,13	66,50	306	1976	70,4	18	
60	2015	26–27.01	67,13	66,50	303	1993	70,4	18	
61	2016	17–18.01	67,13	66,50	307	2011	70,4	18	70,05–71°

пространения ДВЗП и с учетом ограниченного времени, выделяемого для выполнения океанологических работ, в конечном счете склоновая часть разреза была ограничена с севера широтой 66,5° ю.ш. (района изобаты 2000), с увеличением плотности станций в районе бровки шельфа.

Для выполнения разрезов использовался зонд «SeaBird 911+», дающий возможность получить практически непрерывный профиль температуры, солёности и давления до глубин более 6000 м. Для отбора проб воды на заданных глубинах комплекс снабжен системой для крепления 24 батометров. Наблюдение за вертикальными профилями температуры и солёности на экране монитора в режиме реального времени позволяет оперативно уточнять глубины для отбора проб воды, учитывая реально наблюдаемые слои экстремумов температуры и солёности. Специальное устройство позволяет контролировать расстояние от прибора до дна в придонных слоях, что крайне важно при исследовании структуры вод на материковом склоне и шельфе, где придонные слои вод с высокой плотностью могут иметь небольшую толщину.

Зависимость характера циркуляции вод и распространения водных масс Южного океана от донной топографии хорошо известна. В 2016 г. удалось получить подробный эхолотный промер исследуемого участка шельфа и материкового склона в районе разреза по 70° в.д. Данные по рельефу дна позволяют объяснить некоторые особенности в распределении океанологических характеристик.

Анализ результатов наблюдений на разрезе по 70° в.д. для периода 2004–2013 гг. и некоторые научные выводы приведены в ряде работ (Антипов, Клепиков, 2007, 2011; Клепиков, Антипов, 2014). В них отражаются крупномасштабные особенности распределения свойств водных масс в конкретные годы, высказаны предположения о механизмах формирования и распространения АШВ, ЦГВ и ДВЗП. Кроме того, рассмотрены результаты анализа тонкой структуры, описаны особенности механизма каскадинга плотных вод на шельфе и материковом склоне, параметры и особенности интрузионного расслоения при взаимодействии водных масс в области АСФ, проблемы вихреобразования и другие вопросы, ответить на которые позволяет минимальное расстояние между точками зондирования на выполненных разрезах (Головин и др., 2011, 2013, 2016). Здесь мы исследуем особенности межгодовой изменчивости структуры вод на 70° в.д. путем сравнения особенностей распространения и параметров как исходных водных масс (АШВ, ВШЛ, ЦГВ, МЦГВ), так и свойств наблюдаемой в соответствующие годы ДВЗП. При этом в рассмотрение будут включены еще не публиковавшиеся результаты наблюдений на разрезе в 2015 и 2016 гг.

ВОДНЫЕ МАССЫ ЗАЛИВА ПРЮДС И ОСОБЕННОСТИ ИХ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ НА РАЗРЕЗЕ ПО 70° В.Д.

В соответствии с работой (Baines, Condie, 1998) формирование и распространение плотных водных масс имеет несколько стадий. Первая — формирование плотной воды за счет конвективных процессов, движимых поверхностным охлаждением и режекцией соли при формировании льда на континентальном шельфе, а затем возможная модификация за счет таяния шельфовых ледников. Плотная жидкость, продуцированная этими процессами, стремится аккумулироваться в топографических депрессиях.

Вторая стадия — геострофическая подстройка вновь сформированной водной массы при ее распространении на шельфе. Это ведет к возникновению пограничного фронта вблизи бровки шельфа, хотя в регионах значительной генерации плотной воды область этого приспособления может распространяться далее вниз по склону и

порождать значительное перемешивание с соседними водными массами. Бароклинная неустойчивость вдоль этого фронта и формирование вихрей являются важными процессами, которые могут вносить вклад в перенос плотных вод вниз по склону.

Возможная третья стадия — геострофический поток может так же быть направлен прямо вниз по склону подводными каньонами. Альтернативная третья стадия — перенос посредством гравитации и трения плотной воды вниз по склону в тонком слое у дна.

Очевидно, что наблюдаемая структура вод на склоне и шельфе в конкретный год зависит от многих факторов. Межгодовая изменчивость крупномасштабной циркуляции, в том числе изменение интенсивности поступления ЦГВ в район бровки шельфа, изменчивость процессов формирования и распространения холодных и плотных АШВ и ВШЛ, разнообразие и сочетание механизмов формирования и распространения ДВЗП от бровки шельфа вдоль материкового склона проявляются в значительной временной изменчивости структуры водных масс на разрезе, характеристик и объемов ДВЗП, наблюдаемых на разрезе по 70° в.д. в разные годы.

Основные особенности межгодовых изменений в структуре вод на разрезе по 70° в.д. могут быть прослежены путем сравнения некоторых параметров, характеризующих состояние основных водных масс, участвующих в процессах формирования донных вод и определяющих особенности процессов в области антарктического склонового фронта. Главными водными массами, взаимодействие которых и определяет особенности и интенсивность этих процессов, являются АШВ и ЦГВ.

В нашем исследовании для определения верхней границы донных вод на склоне (в нашем случае ДВЗП) используется плотностной параметр, известный как нейтральная плотность. Он широко применяется в океанологии и разработан в качестве альтернативы использованию набора отдельных поверхностей потенциальной плотности, отнесенных к различным уровням давления (McDougall, 1987; Jackett, McDougall, 1997). Нейтральная плотность полезна, если прослеживаемые водные массы при своем перемещении испытывают значительное изменение давления. Обычно этот параметр используется для анализа процессов перемешивания в TS -пространстве, проведения границ между водными массами, анализа распространения водных масс и их трансформации. В нашем исследовании мы используем предложенное в ряде работ в качестве верхней границы АДВ значение этого параметра $28,27 \text{ кг/м}^3$ (Orsi et al., 1999; Whitworth et al., 1998). Это позволяет выполнить сравнение наблюдаемых в разные годы ДВЗП как между собой, так и с результатами исследований других авторов.

Будучи самой соленой на шельфе (за исключением редких случаев, когда АШВ подстилается более теплой, но и более соленой МЦГВ), по мере приближения к бровке и далее вдоль дна она становится более соленой в принципе, но менее соленой, чем прилегающие воды (ЦГВ, АДВ, МЦГВ). Поскольку характер процессов в области АСФ в сильной степени зависит от величины градиентов между свойствами АШВ и ЦГВ, важное значение имеют объем и термохалинные свойства выходящей на бровку смеси АШВ и ВШЛ, которые, в свою очередь, зависят от объемов и параметров исходных АШВ и ВШЛ. Возможны такие параметры этой смеси в области бровки, которые обеспечат плотность, необходимую для опускания к основанию склона. При этом по наблюдениям на одиночном разрезе трудно утверждать, является ли обнаруженная на разрезе ДВЗП продуктом смешения ЦГВ с АШВ, наблюдаемым в створе разреза, или эти процессы имеют место за его пределами.

Важную роль играют и параметры ЦГВ — собственно температура и соленость, расстояние от бровки, глубина положения ядра. При этом характеристики ядра ЦГВ в створе разреза могут отличаться от этих параметров восточнее, где, возможно, происходят процессы смешивания ЦГВ и АШВ и начинается процесс опускания ДВЗП, которая затем пересекает створ разреза по 70° в.д.

Заметим, что одним из промежуточных результатов взаимодействия ЦГВ с АШВ, а также с антарктической поверхностной водой является модифицированная циркумполярная глубинная вода, которая проявляется на шельфе как слой относительного максимума температуры, формирование которого не связано с летним прогревом поверхности моря. В дальнейшем МЦГВ, взаимодействуя с АШВ, может формировать смеси, которые могут затем опускаться по материковому склону (ДВЗП) или распространяться в виде интрузий и вихревых образований (вентилиция слоя ЦГВ).

Выполненные с 2004 по 2016 г. девять реализаций разреза по 70° в.д. позволяют сопоставить свойства и структуру АШВ и ЦГВ с реально наблюдаемыми в каждой из реализаций характеристиками и структурой обнаруживаемых плотных ДВЗП и сделать предположения о причинах и последствиях наблюдаемых отличий.

Заметим, что структура вод на конкретном разрезе (в данном случае по 70° в.д.) определяется как процессами, протекающими непосредственно в его плоскости или ближайших окрестностях, так и потоками или мезомасштабными образованиями, пересекающим в том или ином направлении плоскость разреза в момент его выполнения. Адекватное описание взаимодействия и распространения вод можно получить только путем выполнения площадной съемки с расстояниями между станциями, меньшими, чем масштабы исследуемых процессов. Вместе с тем вихреразрешающая дискретность зондирования в области АСФ на одном конкретном разрезе позволяет получить некоторые важные характеристики мезомасштабных образований.

Как видно из представленной на рис. 1 схемы, южная станция разреза находится на шельфе в 30 км от его бровки. При этом на первых реализациях разреза расстояния между станциями в области, близкой к бровке шельфа, составляло примерно 3 минуты широты (около 5,5 км), а в последнее время (2011–2016 гг.) расстояния между станциями на протяжении 7 км южнее и 10 км мористее бровки шельфа составляли 1 минуту широты (около 1,8 км).

Вертикальная дискретность в результате осреднения составила 1 м, зондирования в основном завершались на расстоянии около 30 м от дна. Очевидно, что выводы о межгодовой изменчивости структуры вод на разрезе нужно делать с учетом различий в расстояниях между точками зондирования между конкретными реализациями. При этом начиная с 2005 г. и до настоящего времени расстояния между точками зондирования на участке склона с глубинами от 1300–1400 м до 2000 м не менялось (5,5–7,4 км), что делает сравнимыми параметры обнаруженных на этом участке разреза ДВЗП для всего периода наблюдений (исключая разрез 2004 г.).

На рис. 2 и 3 (см. цвет. вклейку) представлены распределения потенциальной температуры на совпадающих частях всех девяти реализаций разреза. На рис. 2 показана структура для реализаций, выполненных в 2005–2007 и 2011 гг., когда расстояние между станциями в области бровки шельфа было более значительным. На рис. 3 приведены разрезы, выполненные в период с 2012 по 2016 г., с более подробной картиной термической структуры в области бровки шельфа. На всех приводимых здесь схемах разрезов использован рельеф дна, полученный подробным эхолотным промером в экспедиции 2016 г.

На представленных рисунках штриховкой выделены области, отражающие распространение основных водных масс. На шельфе заштрихованы области внутри изотерм $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, определяющие положение АШВ. В придонном слое в области материкового склона выделены области, занимаемые водой с нейтральной плотностью более $28,27\text{ кг/м}^3$ и более $28,36\text{ кг/м}^3$, которые представляют собой модификации свежееобразованной ДВЗП.

Термическая структура на девяти реализациях разреза показывает ярко выраженную временную изменчивость структуры, характеристик, положения и объемов основных водных масс. Становится понятным, почему в некоторых районах антарктического шельфа и склона отдельно выполненный разрез может ввести в заблуждение относительно возможности или невозможности формирования и трансформации водных масс, в частности, формирования АДВ. На представленных схемах выражены случаи как полного отсутствия ДВЗП (январь 2006 г.), так и случаи их значительных объемов (наиболее значительные — 2015 и 2016 гг.). Особо выделяется структура вод в 2011 г., в которой наглядно выражен вклад вихревых образований в перенос плотной воды вниз по материковому склону. Подробное горизонтальное разрешение дает возможность обнаружить сложную структуру вод в области АСФ, расположенного мористее бровки шельфа над верхней частью материкового склона. Основные особенности изменчивости структуры и характеристик водных масс будут рассмотрены ниже.

Общее представление о водных массах и их свойствах для района разреза по 70° в.д. дает табл. 2, в которой приведены средние и экстремальные значения основных гидрологических и гидрохимических характеристик, рассчитанные по результатам всех девяти реализаций разреза.

Таблица 2

Средние и экстремальные значения характеристик основных водных масс на разрезе по 70° в.д. для периода 2004–2016 гг.

Характеристики		Водная масса						
		АПВ	АЗВ	АШВ	МЦГВ	ЦГВ	АДВ	ДВЗП
T, $^{\circ}\text{C}$	средн.	–0,72	–1,77	–1,80	–0,94	0,66	–0,20	–0,97
	макс.	1,22	–1,32	–1,68	–0,10	0,86	–0,01	–0,43
	мин.	–1,84	–1,83	–1,91	–1,64	0,31	–0,49	–1,49
S, ‰	средн.	33,45	34,28	34,51	34,49	34,67	34,66	34,58
	макс.	34,31	34,48	34,58	34,59	34,70	34,67	34,64
	мин.	32,32	33,85	34,43	34,25	34,64	34,63	34,52
O ₂ , мл/л	средн.	7,9	6,9	7,0	6,4	4,9	5,0	5,9
	макс.	9,1	8,0	7,3	7,3	5,6	5,6	6,7
	мин.	7,0	5,9	6,5	5,3	4,3	4,9	5,1
Si, мкг-ат/л	средн.	44	64	69	75	103	126	86
	макс.	69	88	82	89	120	137	108
	мин.	12	38	61	66	79	116	68
PO ₄ , мкг-ат/л	средн.	1,30	2,13	2,12	2,21	2,22		2,19
	макс.	1,92	2,26	2,17	2,37	2,22		2,32
	мин.	0,70	1,98	2,03	2,16	2,23		2,10

АНТАРКТИЧЕСКАЯ ШЕЛЬФОВАЯ ВОДА И ВОДА ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ

Антарктическая шельфовая вода выделяется на конкретной станции по низкой температуре и положению в нижней (в редких случаях средней) части колонки воды. Аналогичную низкую температуру может иметь только зимняя модификация антарктической поверхностной воды, легко идентифицируемая по приповерхностному положению, поэтому установление наличия в точке зондирования АШВ (или ВШЛ) и определение ее свойств не представляют трудности. Поскольку основной район формирования АШВ и ВШЛ, обнаруживаемых на разрезе по 70° в.д., расположен на расстоянии приблизительно 100 миль от разреза (ориентировочное расстояние до фронта ледника Эймери, при скорости течения 1 см/с вода пройдет этот путь примерно за 6–7 месяцев), в процессе перемещения в западной ветви циклонической циркуляции, существующей в заливе Прюдс (Григорьев, 1968; Антипов, Клепиков, 2003), происходит трансформация их свойств за счет перемешивания как между собой, так и с АПВ или МЦГВ. При этом температура остается главным параметром для идентификации этих водных масс.

Очевидно, чем больше вклад ВШЛ в смесь с АШВ, тем ниже температура смеси, которая на значительном расстоянии от района формирования по формальным признакам может быть отнесена к АШВ. В нашем исследовании к ВШЛ будем относить воду с температурой ниже $-1,9^{\circ}\text{C}$. Вода с температурой от $-1,8$ до $-1,9^{\circ}\text{C}$ будет рассматриваться как ядро АШВ, а границы распространения этой водной массы будем определять по изотерме $-1,7^{\circ}\text{C}$. Заметим, что низкую температуру может иметь и МЦГВ, при этом она может быть продуктом смешения ЦГВ и АШВ, а может быть продуктом смешения ЦГВ и АПВ (точнее АЗВ) (Carmack, 1977; Orsi et al., 1999). При характерных для шельфовой области температурах воды плотностная стратификация определяется распределением солености. Поэтому, за исключением особых случаев неустойчивости в области АСФ, стратификация всегда устойчива, т.е. значения солености возрастают в направлении дна.

На всех девяти реализациях обнаруживается АШВ, т.е. на всех разрезах присутствует вода с потенциальной температурой ниже $-1,8^{\circ}\text{C}$. Обобщение данных наблюдений над характеристиками АШВ приведено в табл. 3.

Видно, что ядро АШВ (т.е. наиболее низкие в конкретной реализации температуры АШВ) лишь в трех из девяти случаев расположено на южной станции разреза (2005, 2006 и 2013 гг.). Лишь в 2013 г. температура в ядре была ниже $-1,9^{\circ}\text{C}$, т.е. вода может быть идентифицирована как ВШЛ (или смесь АШВ и ВШЛ, содержащая более высокий процент ВШЛ, чем в другие годы). Во все остальные годы температура в ядре АШВ находилась в диапазоне от $-1,8$ до $-1,87^{\circ}\text{C}$. При этом соленость в ядре составляла в основном от 34,50 ‰ до 34,53 ‰, т.е. АШВ залива Прюдс может быть отнесена к низкосолёной модификации (Carmack, 1977). Обнаружение ядра АШВ севернее южной станции разреза отражает перемещение ее с востока, от направленного вдоль восточного склона котловины Эймери на север потока шельфовых вод (данных, отражающих поступление АШВ на 70° в.д. с запада, на сегодня не обнаружено, хотя исключать это нельзя). При этом обнаружение ядра АШВ на южной станции разреза не отменяет утверждения о перемещении АШВ на разрез с востока, с более ранним смещением потока АШВ к западу.

Заметим, что практически во всех случаях в плоскости разреза самая низкая температура в слое АШВ (как и самая высокая соленость) располагалась у дна. Ис-

Средние характеристики антарктической шельфовой воды

Характеристика		Год								
		2004	2005	2006	2007	2011	2012	2013	2015	2016
T, °C	средн.	–1,86	–1,88	–1,76	–1,83	–1,83	–1,81	–1,84	–1,75	–1,82
	макс.	–1,70	–1,86	–1,70	–1,79	–1,79	–1,79	–1,74	–1,68	–1,77
	мин.	–1,89	–1,90	–1,80	–1,87	–1,86	–1,84	–1,91	–1,83	–1,89
S, ‰	средн.	34,53	34,56	34,51	34,52	34,44	34,52	34,50	34,49	34,54
	макс.	34,58	34,65	34,53	34,52	34,49	34,52	34,48	34,49	34,55
	мин.	34,48	34,52	34,50	34,51	34,43	34,51	34,51	34,48	34,52
O ₂ , мл/л	средн.	7,05		7,28		6,68	7,0	6,6	7,0	7,1
	макс.	7,30		7,35		6,81	7,0	6,8	7,1	7,2
	мин.	6,60		7,21		6,54	7,0	6,5	7,0	7,0
Si, мкг-ат/л	средн.	68		78				63	68	67
	макс.	72		82				64	69	68
	мин.	63		75				61	66	65
PO ₄ , мкг-ат/л	средн.							2,09		2,14
	макс.							2,14		2,17
	мин.							2,03		2,10

ключение составляет разрез 2011 г., когда слой АШВ с ядром, расположенным на расстоянии 6 км от бровки шельфа (самое близкое к бровке шельфа из всех реализаций расположение ядра с потенциальной температурой –1,86 °C) подстилался достаточно тонким (70–100 м) слоем относительно теплой (выше –1,6 °C) МЦГВ, имевшей соленость 34,49 ‰. Соленость АШВ в данном случае была аномально низкая (в ядре 34,44 ‰). Поскольку соленость низкая, а температура, несмотря на наибольшее удаление из всех случаев от источника, близка к температуре замерзания, можно полагать повышенный (относительно других реализаций) вклад в эту воду ВШЛ. Кроме того, на данном разрезе за бровкой шельфа (глубина места более 800 м) присутствует холодный вихрь, содержащий практически нетрансформированную шельфовую воду (–1,86 °C, 34,45 ‰).

Изотерма –1,7 °C, принятая нами за границу АШВ, позволяет сравнить для всех реализаций степень приближения этих вод к бровке шельфа и соответственно области АСФ. Лишь в 2015 г. АШВ наблюдается непосредственно на бровке (температура придонного слоя –1,77 °C при солености 34,49 ‰). Очень близко к бровке, на расстоянии около 1 км, она располагалась в описанном выше аномальном 2011 г. В случаях обнаружения ядра на южной станции разреза изотерма –1,7 °C наблюдалась на наибольшем удалении от бровки шельфа (11–19 км). Даже в случае 2013 г., когда была обнаружена вода с температурой ниже –1,91 °C, изотерма –1,7 °C наблюдалась на расстоянии 17 км от бровки шельфа. Возможно, ширина смещающегося к западу потока АШВ в среднем сохраняется, но это смещение происходило на большем или меньшем удалении от бровки (или от источника).

Существует прямая зависимость между удаленностью ядра АШВ и удаленностью изотермы –1,7 °C (индикатора протяженности слоя АШВ в створе разреза) от бровки шельфа. Исключение наблюдалось в 2015 г., когда АШВ на разрезе наблюдалась в пределах всего шельфа (изотерма –1,7 °C достигала бровки шельфа),

тогда как ядро (минимальные температуры) наблюдалось в 18 км от бровки шельфа. Отметим, что в 2015 г. наблюдалась самая низкая температура придонного слоя на бровке шельфа (при солёности 34,48 ‰), когда в единственном случае АШВ достигла бровки шельфа. Более низкая солёность была наблюдаема и в ядре АШВ (34,49 ‰ при температуре $-1,83\text{ }^{\circ}\text{C}$), что отражает увеличенный вклад ВШЛ.

Таким образом, можно сделать следующие выводы о различиях в характеристиках и распространении АШВ за рассматриваемый период.

Выявлена изменчивость в пути поступления АШВ на разрез. Поступление с юга, когда наименее трансформированная вода наблюдается на южной станции разреза с дальнейшей трансформацией в плоскости разреза в сторону потепления. Поступление с востока, когда ядро наблюдалось на одной из промежуточных станций на шельфе. В основном близость ядра к бровке шельфа определяет и степень распространения АШВ к северу в плоскости разреза, и температуру придонного слоя в районе бровки шельфа.

Установлено, что при наблюдаемой относительно постоянной солёности (34,51–34,53 ‰) в ядре АШВ, расположенном обычно в придонном слое, имеют место и случаи пониженной солёности в ядре. В 2013 г. она составила 34,48 ‰ при самой низкой температуре за период наблюдений $-1,91\text{ }^{\circ}\text{C}$. В 2015 г. солёность ядра АШВ составляла 34,49 ‰ при температуре $-1,83\text{ }^{\circ}\text{C}$, при этом АШВ была распространена в пределах всей шельфовой области разреза с выходом на бровку шельфа. Ещё более низкая солёность (34,44 ‰) наблюдаема в ядре АШВ в 2011 г., когда слаботрансформированная АШВ обнаруживается в пределах практически всей шельфовой области с ядром вблизи бровки на промежуточных глубинах и подстилалась относительно тёплой МЦГВ. Указанные случаи пониженных значений температуры и солёности могут быть объяснены повышенным вкладом ВШЛ в наблюдаемую смесь (идентифицируемую нами как АШВ), причины чего могут лежать в крупномасштабных изменениях в характере и интенсивности циркуляции вод.

ЦИРКУМПОЛЯРНАЯ ГЛУБИННАЯ ВОДА И МОДИФИЦИРОВАННАЯ ГЛУБИННАЯ ВОДА

Ещё раз подчеркнем, что циркумполярная глубинная вода — определяющая водная масса для процессов в антарктической зоне Южного океана. Важными параметрами слоя ЦГВ с точки зрения ее участия в формировании ДВЗП являются как термохалинные характеристики, так и расстояние от бровки шельфа. Следствием их изменчивости будут и особенности структуры АСФ, и изменчивость процессов формирования ДВЗП. Результаты наблюдений показывают наличие межгодовой изменчивости свойств ЦГВ в данном регионе за исследуемый период.

Для анализа изменчивости потока ЦГВ были определены характеристики слоя температурного максимума ($T_{\text{макс}}$), обычно расположенного вблизи верхней границы ЦГВ, для станций, расположенных в 6, 12, 18 и 24 км от бровки шельфа в каждой реализации (см. табл. 4).

Отметим, что межгодовая изменчивость температуры слоя $T_{\text{макс}}$ для всех станций носила синхронный характер, т.е. понижение или повышение температуры слоя $T_{\text{макс}}$ в конкретный год происходило на всех станциях разреза. При этом изменения на ближайшей к бровке станции отличались большим разбросом (среднеквадратическое отклонение температуры составило 0,34), поскольку, особенно в 2006 и 2011 гг., слой $T_{\text{макс}}$ здесь был сильно трансформирован процессами взаимодействия с АШВ в области АСФ.

Характеристики слоя $T_{\text{макс}}$ ЦГВ на разрезе по 70° в.д. для периода 2004–2016 гг.

Год	Бровка шельфа		Характеристики ЦГВ на совпадающих станциях											
	Θ, °C	S, ‰	Станция 6 км от БШ			Станция 12 км от БШ			Станция 18 км от БШ			Станция 24 км от БШ		
			H, м	Θ, °C	S, ‰	H, м	Θ, °C	S, ‰	H, м	Θ, °C	S, ‰	H, м	Θ, °C	S, ‰
2004	–1,60	34,52	—	—	—	—	—	—	610	0,64	34,68	610	0,65	34,68
2005	–1,61	34,53	690	0,42	34,67	690	0,69	34,69	710	0,68	34,69	630	0,68	34,69
2006	–1,4	34,51	590	–0,14	34,59	680	0,64	34,68	750	0,6	34,68	750	0,61	34,68
2007	–1,22	34,53	520	0,72	34,66	570	0,81	34,68	560	0,77	34,68	590	0,77	34,69
2011	–1,48	34,51	780	0,02	34,64	700	0,64	34,68	720	0,64	34,64	720	0,65	34,68
2012	–0,22	34,62	670	0,7	34,68	705	0,71	34,69	715	0,72	34,69	690	0,71	34,69
2013	–0,78	34,57	660	0,5	34,66	650	0,65	34,67	680	0,64	34,68	700	0,63	34,68
2015	–1,77	34,48	660	0,63	34,67	750	0,66	34,67	710	0,7	34,67	650	0,65	34,67
2016	–1,27	34,57	520	0,56	34,67	640	0,62	34,66	570	0,66	34,67	560	0,68	34,68

Примечание. H — глубина, м; Θ — потенциальная температура, °C; S — соленость, ‰

На станциях северной части разреза, не подверженных непосредственному воздействию процессов на склоне, температура находилась в диапазоне 0,64–0,81 °C (среднее квадратическое отклонение 0,05–0,06, межгодовые изменения не выходили из диапазона 0,2 °C). Мала была и изменчивость солености (среднее квадратическое отклонение в каждой точке не превышало 0,01, значения солености слоя $T_{\text{макс}}$ находились в диапазоне 34,67–34,69 ‰). При этом лишь в 2007 г. наблюдалась температура выше 0,8 °C (на станции в 12 км от бровки шельфа).

Выше 0,7 °C температура слоя была в 2012 и 2015 гг. Наконец, во всех случаях максимальная температура была выше 0,6 °C. Мы использовали значение 0,5 °C в качестве индикатора для анализа положения потока ЦГВ относительно бровки шельфа.

В табл. 5 приведены средние и экстремальные значения температуры и солености слоев максимальной температуры ЦГВ и МЦГВ, осредненные по разрезу, а также удаленность изотермы 0,5 °C от бровки шельфа для каждой реализации. Наиболее близко к бровке изотерма 0,5 °C находилась в 2016 г., когда расстояние составило 2 км, в 2007, 2012, 2013 и 2015 гг. расстояние составляло 5 км. Около 10 км расстояние было в 2005, 2006 и 2011 гг. Годам с более высокой средней температурой ЦГВ на разрезе соответствовало в среднем наибольшее приближение потока ЦГВ к бровке шельфа.

Модифицированная ЦГВ обнаружена на каждой реализации разреза. В большинстве случаев наиболее теплая МЦГВ наблюдалась на станции вблизи бровки шельфа, а самая низкая — в районе южных станций разрезов. Однако были наблюдаемы случаи положения локальных максимумов в ядре МЦГВ в средней, а также в южной части разреза (2007, 2015 и 2016 гг.). Не исключая возможности поступления МЦГВ на шельф в створе разреза, кажется, что в основном проникновение МЦГВ на шельф происходит восточнее и в большинстве случаев МЦГВ на разрезе по 70° в.д. имеет адвективное происхождение. Это в принципе подтверждается отсутствием очевидной взаимосвязи между изменением температуры ЦГВ и МЦГВ (табл. 4). В любом случае, достаточно широкая распространенность МЦГВ в области шельфа предполагает ее заметный вклад в трансформацию АШВ по мере их приближения к бровке шельфа.

Средние и экстремальные значения характеристик ядер ЦГВ и МЦГВ по разрезам, ранжированные по средней температуре слоя $T_{\text{макс. ЦГВ}}$

Год	Расстояние (км) изотермы 0,5 °С до бровки шельфа	ЦГВ						МЦГВ	
		$\Theta_{\text{сред.}}^{\circ\text{C}}$	$\Theta_{\text{макс.}}^{\circ\text{C}}$	$\Theta_{\text{мин.}}^{\circ\text{C}}$	$S_{\text{сред.}}^{\text{‰}}$	$S_{\text{макс.}}^{\text{‰}}$	$S_{\text{мин.}}^{\text{‰}}$	$\Theta_{\text{сред.}}^{\circ\text{C}}$	$S_{\text{сред.}}^{\text{‰}}$
2006	10	0,43	0,64	-0,14	34,66	34,68	34,59	-1,15	34,48
2011	7	0,49	0,65	0,02	34,67	34,68	34,64	-1,28	34,46
2013	5	0,60	0,65	0,50	34,67	34,68	34,66	-0,46	34,55
2005	7	0,62	0,69	0,42	34,69	34,69	34,67	-0,95	34,52
2016	2	0,63	0,68	0,56	34,67	34,68	34,66	-0,60	34,53
2015	5	0,66	0,7	0,63	34,67	34,67	34,67	-1,42	34,41
2012	5	0,71	0,72	0,70	34,69	34,69	34,68	-0,45	34,56
2007	5	0,77	0,81	0,72	34,68	34,69	34,66	-1,16	34,47

Таким образом, температура в ядре ЦГВ (слое $T_{\text{макс.}}$) в межгодовом плане менялась синхронно на всех станциях, т.е. потепление или похолодание слоя относительно предыдущего года наблюдалось с одним знаком в пределах всего разреза. Средние по разрезу значения температуры ЦГВ, не включающие значения в интрузиях и вихрях, находятся в диапазоне от 0,62 °С до 0,78 °С. При этом в среднем более теплая ЦГВ наиболее приближена к бровке шельфа. Это может означать, что причиной приближения к бровке более теплой ЦГВ и, как следствие, обострения градиентов на фронте с последствиями, реализуемыми на разных масштабах, может быть усиление интенсивности собственно АЦТ или интенсификация субполярных круговоротов, ответственных за доставку ЦГВ в область материкового склона Антарктиды.

ДОННАЯ ВОДА ЗАЛИВА ПРЮДС

Как уже отмечено выше, в формировании АДВ участвуют АШВ, ВШЛ, МЦГВ и собственно ЦГВ. Возможны различные варианты процессов перемешивания этих водных масс (Whitworth et al., 1998; Middleton, Humphries, 1989; Jacobs et al., 1970). Отметим, что АШВ (в нашем случае смесь с ВШЛ) может иметь такую плотность, что будет способна опуститься по материковому склону в абиссаль без повышения плотности вследствие взаимодействия с другими водными массами (уплотнение при смешении).

Как показывают исследования, многие детали процессов формирования плотных вод на шельфе (АШВ, ВШЛ) и их перемещения вниз по склону являются до сих пор неясными, и эти детали, возможно, меняются от места к месту или во времени (Baines, Condie, 1998), что подтверждают и наши наблюдения.

Известно, что характер распространения плотных вод с шельфа к океанскому ложу в значительной степени зависит от топографии дна. Роль каньонов на склоне отмечена выше. Кроме того, важную роль играет уклон дна и характер его изменения. Однако существует мнение, что многие районы континентального склона Антарктиды имеют топографические особенности с размерами менее 10 км (типичные подводные каньоны имеют относительно крутые стороны и ширину в несколько км) и поэтому они адекватно не представлены на картах (Baines, Condie, 1998) и недостаточно отражены в массивах данных донной топографии. Мы располагаем подробным маршрутным промером, выполненным в 2016 г., и на представленных схемах хорошо выражены особенности топографии дна в створе разреза по 70° в.д., позволяющие соотнести их положение с распространением ДВЗП.

Выделение обнаруженных холодных и плотных вод в области склона в качестве ДВЗП проводилось путем расчета нейтральной плотности. В качестве границы, разделяющей ЦГВ и АДВ, в настоящее время принято использовать значение $28,27 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ (Orsi et al., 1999). При этом нужно отметить, что данная изоповерхность отражает и связь наблюдаемых ДВЗП с АШВ. Т.е., если АШВ на шельфе имеет такую или более нейтральную плотность на шельфе, она очевидно будет способна опуститься до уровня АДВ. Сразу отметим, что ни в одной реализации разреза по 70° в.д. не обнаружена АШВ с таким высоким значением нейтральной плотности. При этом практически на всех реализациях разреза в области материкового склона от глубин несколько глубже 1000 м обнаруживается вода более плотная, чем $28,27 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Кроме того, выделяют и более плотную модификацию АДВ со значениями нейтральной плотности $> 28,36 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ (Orsi et al., 1999), которая, как считается, не покидает антарктической зоны. ДВЗП, выделенная по этим значениям нейтральной плотности, показана на рис. 2 и 3 (см. цвет. вклейку) соответствующей штриховкой.

Как видно из рис. 2 и 3, форма и локализация верхней границы ДВЗП на разрезе позволяют предполагать, что во всех случаях эта водная масса пересекает створ разреза в западном направлении в виде или плюма (отделенного от источника объема плотной воды), или потока, связанного с источником на шельфе, расположенном восточнее разреза, и направляемого по склону донной топографией. Благодаря представленному на рисунках реальному подробному профилю дна последнее утверждение кажется достаточно очевидным. На расстоянии 39 км от начала разреза наблюдается первое заглабление рельефа дна, с его подъемом через 1 км на 70 м. Далее мористее начинается увеличение глубины с небольшими локальными нарушениями монотонности, через 10 км достигающее глубины 1670 м, после чего снова виден подъем дна на 40 м на расстоянии 2 км. Как видно из рисунков, к этим особенностям рельефа дна приурочены все наблюдаемые объемы ДВЗП. Ядро ДВЗП (станция с минимальной для разреза температурой ДВЗП) приурочено дважды к первому (южному) заглаблению, трижды — к северному (более глубокому), в одном случае смещено еще севернее. Характеристики ядра ДВЗП для каждого разреза приведены в табл. 6. Здесь же приведены некоторые характеристики для всего слоя ДВЗП. Приведена средняя толщина слоя ДВЗП на конкретном разрезе. Для приблизительного сравнения объемов рассчитаны протяженность по меридиану и оценка площади, занимаемой в створе разреза этой водной массой.

Отметим, что при расположении ядра ДВЗП в диапазоне глубин 1400–1800 м (табл. 6), южная граница области ДВЗП располагалась в районе глубин 1100–400 м, а северная граница наблюдалась в основном на глубинах 1900–2000 м. Протяженность слоя по меридиану в основном находилась в диапазоне 20–35 км. Исключение составил 2011 г., когда объем ДВЗП на склоне был крайне незначителен и протяженность в створе разреза была оценена в 11 км при минимальной средней толщине слоя 33 м. Как упоминалось выше, в этом году наблюдалась аномально низкая соленость АШВ (34,44 ‰), активное вихреобразование в области АСФ, одна из самых низких температур ЦГВ (табл. 5), и в створе разреза был обнаружен вихрь, содержащий плотную ДВЗП. Указанные особенности позволяют предположить, что в данном случае формирование ДВЗП шло менее активно, в основном за счет вихревого переноса вниз по склону, зато имела место более интенсивная трансформация ЦГВ, что подтверждает положение поверхностей нейтральной плотности на данной реализации разреза (рис. 3 цвет. вклейки).

Параметры ядра донной водой залива Прюдс

Год	Характеристики слоя ДВЗП			Характеристики ядра ДВЗП						
	Объем, км ³	Толщина средняя, м	Длина, км	№ ст. ядра	Толщина, м	Глубина, м	Нейтр. плотность, кг·м ⁻³	T, °C	S, ‰	O ₂ , мл/л
2004	0,6	84	8	27	91	1500	28,33	-1,13	34,56	—
2005	3,7	112	30	11	157	1800	28,39	-1,49	34,54	—
2007	2,3	69	28	10	180	1366	28,33	-1,18	34,56	—
2011	0,6	33	11	7	72	1561	28,29	-0,71	34,60	4,4
2012	3,4	186	20	7	244	1558	28,40	-1,60	34,54	5,6
2013	1,4	80	35	15	190	1395	28,36	-1,45	34,53	6,2
2015	4,2	118	35	11	175	1420	28,34	-1,30	34,54	6,5
2016	6,0	152	35	17	240	1571	28,36	-1,06	34,60	5,6

При указанных горизонтальных размерах средняя толщина слоя ДВЗП находилась в диапазоне 80–180 м, причем максимальную мощность слой имел в области ядра (160–240 м). Аномальными по толщине слоя стали 2012 и 2016 гг., когда в ядре значение этого параметра составляло 240 м. При этом 2016 г. выделяется по максимальной среди всех реализаций площади, занимаемой ДВЗП в створе разреза (6 км²), при относительно высоких значениях температуры и солёности в ядре (–1 °C, 34,60 ‰). В 2012 г. был наблюден самый плотный, холодный и относительно пресный объем ДВЗП (параметры ядра 28,40 кг·м⁻³, –1,6 °C, 34,54 ‰), выделяющийся своей компактностью (длина по меридиану 20 км) и полностью приуроченный к области описанных выше заглуплений в рельефе дна склона.

Показательны и интересны соотношения основных параметров южной и северной окраин и ядра слоя ДВЗП. Как уже отмечалось, максимальная мощность слоя приходится на район ядра (средняя по всем реализациям 200 м). Средняя толщина слоя ДВЗП на южном краю составила 50 м, а на северном — 70 м. Такое соотношение толщины северной и южной окраин слоя ДВЗП наблюдается не всегда. Среди реализаций примерно поровну случаев, когда северная оконечность тоньше, толще или равна южной. В основном температура и солёность южной оконечности ниже таковых для северной. Это характерно для всех случаев, за исключением реализации 2012 г., когда у компактного, мощного и очень холодного образования температура и солёность южной части составляли –0,58 °C и 34,60 ‰, а северной –1,26 °C и 34,56 ‰.

Таким образом, положение, структура и характеристики ДВЗП демонстрируют существенную изменчивость между наблюдаемыми реализациями разреза. Изложенные выше аспекты изменчивости характеристик ДВЗП, наблюдаемые на разрезе за прошедший период, могут объясняться лишь изменчивостью процессов различных масштабов, определяющих формирование и распространение основных водных масс, взаимодействие которых и определяет производство антарктической донной воды — АШВ, ВШЛ, МЦГВ и ЦГВ. Это может отражать как изменчивость вклада ЦГВ в смесь, так и изменение объемов производства АШВ и ВШЛ в конкретный период времени (в частности, тоже зависящее от объемов поступающих на шельф МЦГВ в предыдущий период). Достижение указанного эффекта возможно и за счет увеличения объема формирующихся ВШЛ (более пресных и холодных, чем АШВ),

и, как следствие, изменения характеристик результирующей смеси АШВ и ВШЛ, непосредственно участвующих в производстве ДВЗП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных в рамках полевых работ Российской антарктической экспедиции исследований удалось выявить основные особенности в структуре и характеристиках вод области «шельф — материковый склон» для района залива Прюдс. Обнаруженный нами ранее факт формирования АДВ в районе залива Прюдс в летний период нашел свое подтверждение в регулярно проводившихся наблюдениях на разрезе по 70° в.д. Выполненные за период с 2004 по 2016 г. наблюдения на разрезе и в его окрестностях (ряд меридиональных разрезов в диапазоне долгот $62\text{--}72^\circ$ в.д.) подтвердили удачный выбор положения разреза для отслеживания изменчивости в процессах формирования ДВЗП. Удалось установить, что плотные воды, в последующем вентилирующие ЦГВ или достигающие формы АДВ, пересекают бровку шельфа восточнее разреза по 70° и, в основном, западнее меридиана 72° в.д. При этом они, в соответствии с генеральным западным переносом вод Антарктическим склоновым течением, имеют в своем движении по склону северо-западное направление, с составляющей вниз по склону.

Как показали несколько реализаций разреза, продленные в сторону глубокого океана (до материкового подножия, т.е. до изобаты 3000 м), практически все свежееобразованные донные воды, а именно ДВЗП, пересекают створ разреза в диапазоне глубин 1000–2000 м, т.е. при каждом выполнении разреза мы фиксировали практически все ДВЗП, в данный момент опускавшиеся по материковому склону в створе разреза. В результате получена возможность оценить не только межгодовую изменчивость структуры ДВЗП и характеристик формирующих ее глубинных и шельфовых вод, но и получить оценку изменчивости объемов ДВЗП. Проведенный анализ позволяет предположить наличие тенденции к увеличению в последние годы объемов формирующейся летом ДВЗП. При этом, учитывая характеристики ДВЗП, наиболее вероятной причиной кажется увеличение вклада в этот процесс ВШЛ, что может свидетельствовать об активизации таяния шельфовых ледников со стороны их основания при контакте с относительно теплыми АШВ (или МЦГВ).

С другой стороны, для последних лет характерно большее приближение ЦГВ к бровке шельфа и в среднем ее более высокая температура. Это может говорить об интенсификации циркуляции в АЦТ или в области субполярных круговоротов, доставляющих ЦГВ к материковому склону. Следствием может быть не только изменение процессов взаимодействия ЦГВ с водами шельфа в области АСФ, но и более активное проникновение ЦГВ на шельф в восточной части залива с дальнейшим увеличением температуры вод, проникающих под шельфовый ледник и усиливающих его таяние.

Авторы выражают благодарность экипажу НЭС «Академик Федоров» за заинтересованное отношение к выполнению океанологических наблюдений в не всегда благоприятных метеорологических и ледовых условиях Антарктики. Авторы благодарят сотрудников Лаборатории Южного океана отдела океанологии ФГБУ АНИИИ С.В. Кашина и И.А. Чистякова за участие в проведении наблюдений и помощь в обработке данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Циклонические круговороты окраинных морей восточной Антарктиды // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. Вып. 2 (36). С. 126–148.

- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций ААНИИ. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 76. С. 36–48.
- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. О взаимодействии вод шельфа и глубокого океана над материковым склоном Антарктиды // Океанография и морской лед: Вклад России в Международный полярный год 2007/08 / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 291–305.
- Григорьев Ю.А. Циркуляция поверхностных вод в заливе Прюдс // Информ. бюл. САЭ. 1968. № 68. С. 44–48.
- Григорьев Ю.А. Гидрологические исследования в заливе Прюдс // Труды САЭ. 1971. Т. 54. С. 180–199.
- Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние на формирование донных вод Южного океана // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 393–408.
- Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Исследование устойчивости Антарктического склонового фронта в море Содружества // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 64–78.
- Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Интрузионное расслоение антарктического склонового фронта // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 514–528.
- Денисов А.С., Мызникова М.Н. Особенности гидрологического режима в заливе Прюдс (февраль 1973 г.) // Труды САЭ. 1978. Т. 68. С. 100–105.
- Зверев А.А. Аномалии температуры морской воды в заливе Прюдс // Информ. бюл. САЭ. 1959. № 6. С. 30–31.
- Клепиков А.В., Антипов Н.Н. Особенности формирования и распространения водных масс на шельфе и материковом склоне вокруг Антарктиды // Лед и снег. 2014. № 4 (128). С. 81–94.
- Саватюгин Л.М., Комова В.В. Гидрологическая характеристика залива Прюдс в феврале 1969 г. // Труды САЭ. 1971. Т. 57. С. 99–104.
- Baines, P.G., Condie S.A. Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review, in Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin // Antarctic Research series. 1998. Vol. 75. P. 29–49.
- Carmack E.C. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front // A Voyage of Discovery / Ed. M. Angel. New York: Pergamon Press, 1977. P. 15–42.
- Carmack E.C., Foster T.D. On the flow of water out of the Weddell Sea // J. Deep-Sea Res. 1975. Vol. 22. № 11. P. 711–724.
- Foldvik A., Gammelsrod T., Torresen T. Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. Oceanology of the Antarctic continental shelf // Antarctic Res. Ser. 1985. Vol. 43. P. 5–20.
- Gill A.E. Circulation and bottom water production in the Weddell Sea // J. Deep-Sea Res. 1973. Vol. 20. № 2. P. 111–140.
- Jackett D.R., McDougall T.J. A neutral density variable for the world's oceans // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27. P. 237–263.
- Jacobs S.S. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front // Marine Chemistry. 1991. Vol. 35. P. 9–24.
- Jacobs S.S., Amos A.F., Bruchhausen P.M. Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation // J. Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17. P. 935–962.
- Jacobs S.S., Georgi D.T. Observations on the southwest Indian Antarctic Ocean // J. Deep-Sea Res. 1977. Vol. 24. P. 43–84.
- Leffanue H., Craven M. Circulation and water masses from current meter and T/S measurements at the Amery Ice Shelf // FRISP Report, 2004. № 15. URL: <http://folk.uib.no/ngfls/frisp/Rep15/leffanue.pdf> [дата обращения 01.09.2017]
- McDougall T.J. Neutral surfaces // J. Phys. Oceanogr. 1987. Vol. 17. P. 1950–1964.

Ohshima, K. I., Fukamachi Y., Williams G.D., Nihashi S., Roquet F., Kitade Y., Tamura T., Hirano D., Herraiz-Borreguero L., Field L., Hindell M., Aoki S., Wakatsuchi M. Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya // *Nat. Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 235–240.

Orsi A. H., Johnson G. C., Bullister J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic bottom water // *Prog. Oceanogr.* 1999. Vol. 43. P. 55–109.

Whitworth III T., Orsi A.H., Kim S.-J., Nowlin W.D., Locarnini R.A. Water masses and mixing near Antarctic Slope Front // *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin.* Antarctic Res. Ser. 1998. Vol. 75. P. 1–27.

Williams G.D., Herraiz-Borreguero L., Roquet F., Tamura T., Ohshima K.I., Fukamachi Y., Fraser A.D., Gao L., Chen H., McMahon C.R., Harcourt R., Hindell M. The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay // *Nat. Commun.* 2016. Vol. 7. 12577. DOI: 10.1038/ncomms12577.

N.N. ANTIPOV, A.V. KLEPIKOV

INTERANNUAL VARIABILITY OF WATER MASSES IN THE AREA OF BOTTOM WATER FORMATION IN PRYDZ BAY

The results of field studies of the processes of Antarctic Bottom Water formation conducted in the period from 2004 to 2016 in the Prydz Bay of the Commonwealth Sea is discussed. During this period the oceanographic observations along the 70° E section, crossing the shelf and the continental slope, were repeated nine times. In this area in the austral summer of 2004 during the AARI expedition on the r/v “Akademik Fedorov” the process of formation of bottom water has been recorded for the first time. A further study of the structure and characteristics of water masses on this section and in the adjacent area confirmed the regularity of these processes during the summer period. At the same time, a significant interannual variability of the structure, characteristics, and mechanisms of distribution of the main water masses in the section - shelf, deep and bottom waters — was found. For the first time, detailed information on the bottom topography of the ocean in the vicinity of this section made it possible to show the determining role of bottom topography features in the distribution of newly formed bottom water along the continental slope. The tendency of increasing of the volume of bottom water formed in the Prydz Bay in recent years is revealed, which is associated with the intensification of the basal melting of the ice shelf leading to an increase in the volume of the formation of supercooled Shelf Water, the most important component in the formation of bottom water.

Keywords: Southern Ocean, Antarctica, Antarctic Bottom Water, Prydz Bay Bottom Water, Circumpolar Deep Water, Antarctic Shelf Water, Ice Shelf Water, Prydz Bay, Antarctic Slope Front, continental slope.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ДЕЛЬТЕ Р. ЛЕНЫ ВЕСНОЙ 2015 И 2016 гг.

*И.В. ФЕДОРОВА^{2,1}, А.А. ЧЕТВЕРОВА^{2,1}, Н.К. АЛЕКСЕЕВА^{3,1},
Т.В. СКОРОСПЕХОВА¹, С.Г. РОМАНОВ^{2,1}, Д.Ю. БОЛЬШИЯНОВ¹,
А.А. ШАДРИНА^{2,1}, М.А. МАКУШИН^{2,1}*

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

² — Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: a.chetverova@gmail.com, tanchiz@gmail.com, stipan06@ya.ru, chilly.che@gmail.com

³ — Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, Новосибирск, e-mail: natalya.msk15@gmail.com

Приведены результаты выполненных во время экспедиционных сезонов 2015–2016 гг. в летний (июль–август) и зимний (апрель) гидрологических и гидрохимических исследований на водных объектах — протоках и озерах дельты реки Лены. В работе представлены также результаты гидрохимических анализов, выполненных непосредственно в поле, сразу после отбора проб. Получены величины таких гидрохимических и гидрофизических показателей воды проток и озер, как электропроводность, водородный показатель pH, перманганатная окисляемость, концентрация растворенного органического углерода, цветность воды и абсорбция окрашенного растворенного органического вещества (CDOM), что существенно дополнило имеющиеся сведения о водоемах дельты в зимний период.

Ключевые слова: гидрология, гидрохимия, дельта реки Лены.

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследований являются водоемы и протоки дельты р. Лены — самой обширной в Российской Арктике. Общая площадь дельтового участка р. Лены по современным оценкам составляет 29 тыс. км² (Morgenstern et al., 2011) — 30 тыс. км² (Большаянов и др., 2013). В общей сложности дельта р. Лены включает в себя более 700 относительно крупных водотоков (Алексеевский и др., 2014), 30 тыс. озер (Большаянов и др., 2013) и 1000 островов. Территория дельты находится в зоне многолетней мерзлоты мощностью примерно 500–600 м (Schwamborn et al., 2002) и характеризуется разнообразием криогенных форм рельефа. В толще многолетнемерзлых пород встречаются жилы, линзы и большие скопления подземного льда, так называемого «ледового комплекса», мощностью 5 и более метров, под реками и протоками имеются талики. Широко развиты термокарстовые процессы.

С 1998 г. в рамках российско-германских проектов в дельте р. Лены осуществляется мониторинг гидрологических объектов: основных проток дельты, термокарстовых, полигональных и старичных озер. Крупнейшими протоками дельты являются Трофимовская, Быковская, Оленёкская и Туматская, на которые разделяется главное

русло реки. Исследования проводились преимущественно в летний период (Федорова и др., 2009). Однако открытие в 2012 г. новой научной станции на о. Самойловский, в центральной части дельты, позволило выполнять научные работы круглый год, что дало возможность существенно дополнить немногочисленные сведения о природных объектах и процессах, протекающих в зимний период.

В работе представлены результаты специальных гидрологических и гидрохимических измерений, выполненных в протоках и озерах дельты р. Лены за последние годы, в том числе в зимний период. Проведено сравнение полученных сведений с многолетними гидрологическими данными, полученными на гидрометеорологической станции пост Хабаров.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В летний период 2015 и 2016 гг. гидрометрические измерения на основных протоках дельты р. Лены проводились на стандартных гидрометрических створах, координаты которых представлены в табл. 1. Кроме того, были выполнены дополнительные исследования по длине Оленёкской протоки. Гидрологические работы в зимний период были проведены в апреле 2016 г., в результате были измерены зимние расходы воды главного русла р. Лены (створ 4,7 км выше о. Столб) и Оленёкской протоки в районе пос. Чай-Тумус. Для этого во льду бурились лунки и делались майны равномерно по всей ширине реки, измерялись глубина и толщина льда и снега на льду. Ширина проток в зимний период определялась на основе выполненных георадарных профилей. Измерения скоростей течения проводились гидрологическими вертушками ГР-21 и ИСП-1М. Для определения температуры снега использовался четырехканальный логгер U12008 с датчиками S-TMB-M006 (фирмы НОВО), устанавливаемыми на различной глубине снежного шурфа. Пробы воды отбирались батометром Нискина и батометром-бутылкой. Для определения мутности воды пробы фильтровались через прибор Куприна с бумажными фильтрами «белая лента», а для дальнейшего геохимического анализа взвешенных наносов — с помощью вакуумной установки с использованием стекловолоконных фильтров GF/F (Whatman) и поликарбонатных фильтров PC (Sartorius).

Определение гидрохимических показателей (электропроводность, pH, растворенный кислород) в полевых условиях производилось электрохимическими методами с помощью портативного мультипараметрического оборудования (модель WTW, Multi 340i). Измерения и расчет расходов воды и наносов проводились согласно утвержденным методикам, описанным в наставлениях гидрометстанциям и постам (Наставление..., 1978).

Для сравнения измеренных расходов воды использованы ряды многолетних данных из Гидрологических ежегодников за весь период наблюдений с начала открытия водомерного поста Хабаров (Столб, Сокол) в 1951 г. до 2004 г.

В озерах дельты выполнялись следующие зимние и летние наблюдения: отбор проб воды, измерения гидрохимических параметров непосредственно в поле, отбор проб верхнего слоя озерных донных отложений, измерение толщины льда и снега на льду.

Обработка компонентного состава проб воды, взвешенных наносов и донных отложений выполнена в аналитических лабораториях станции на о. Самойловский и в лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (ААНИИ, Санкт-Петербург).

Проведенное якутскими коллегами бурение таликов в районе о. Самойловский дало возможность получения ряда дополнительных гидрохимических наблюдений за водами таликов.

Таблица 1

Сравнение измеренных в 2015 и 2016 гг. расходов воды и наносов на протоках дельты р. Лены со средними многолетними значениями

Протока (створ)	Координаты		Измеренная площадь сечения, м ²	Измеренный расход воды, м ³ /с	Расход воды средний многолетний, м ³ /с/период	Измеренный расход наносов, кг/с	Расход наносов средний многолетний, (кг/с)/период
	северная широта	восточная долгота					
Апрель 2016 г.							
Главное русло*, створ 4,7 км выше о. Столб	72,37173	126,75941	23016	1384	1515/апрель, 1951–2004 гг.	6,17	7,76/апрель, 1966–1970, 1977, 1979–1980 гг.
Оленёкская, протока (пос. Чай-Тумус)	72,359	125,67117	–	не было течения	29,4/1977–1978, 1983–1986 гг.*	–	0,72/март, 1977–1980 гг.*
Июль 2016 г.							
Оленёкская протока** (гидроствор)	72,29613	126,09445	4928	3311	2886/июль, 1977–2004 гг.	50,24	89,53/июль, 1977–2004 гг.
Оленёкская протока (пос. Гусинка)	72,5058	125,28622	2497	2369	–	67,64	–
Оленёкская протока (ниже Гусинки)	72,65385	124,35847	6286	2259	–	65,96	–
Оленёкская протока (пос. Чай-Тумус)	72,359	125,67117	5598	2043	–	50,32	–
Быковская протока	72,4043	126,78283	7945	8922	10564/июль, 1951–2004 гг.	414,18	289,64/июль, 1968–2004 гг.
Трофимовская протока**	72,42705	126,6378	27944	24396	24767/июль, 1977–2004 гг.	622,29	1057,86/июль, 1977–2004 гг.
Туматская протока**	72,41663	126,46028	6522	3947	2812,9/июль, 1977–2004 гг.	190,19	138,46/июль, 1977–2004 гг.

Примечание. * — данные указаны для стандартного гидрометрического створа на Оленёкской протоке; ** — гидрометрические створы на протоках.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ПРОТОКАХ ДЕЛЬТЫ

В результате гидрологических измерений, проведенных в апреле 2016 г., было установлено, что максимальная глубина в главном русле р. Лены в 4,7 км выше о. Столб составляла 28 м, ширина русла — 1600 м, площадь живого сечения — 23016 м², максимальная скорость течения — 0,099 м/с, максимальная мутность — 8 мг/л. Измеренный расход воды в Главном русле р. Лены составил 1384 м³/с, что соответствует среднему многолетнему расходу в апреле за период 1951–2004 гг., равному 1515 м³/с (табл. 1). Расход наносов составил 6,17 кг/с и оказался так же близок среднему многолетнему значению (7,76 кг/с). Однако среднее значение в таблицах многолетних данных было взято только для нескольких лет измерений, по которым имеются стационарные (пост Хабаровова) наблюдения (см. табл. 1).

Для Оленёкской протоки измерение расходов зимой 2016 г. выполнялось на профиле недалеко от пос. Чай-Тумус, в 40 км ниже по течению от стандартного гидрометрического створа. Несмотря на существенные глубины на профиле (до 15 м), скорость течения в день измерений отсутствовала (или, возможно, была ниже порога чувствительности прибора), расход воды равнялся нулю. Это соответствует отмеченным средним многолетним значениям расхода воды Оленёкской протоки для апреля за период 1977–2004 гг.: средняя величина расхода воды 29,4 м³/с была получена по имеющимся в базе данных шести годам из тридцати, когда проводились стационарные измерения или наблюдался сток (см. табл. 1). Сток наносов для апреля на данном створе не оценивался в связи с отсутствием расхода воды, однако измеренная в апреле 2016 г. мутность воды в Оленёкской протоке не превышала 3 мг/л. Исходя из опубликованных кадастровых данных расход наносов в апреле в Оленёкской протоке (пос. Чай-Тумус) ни разу не был определен. По немногочисленным многолетним данным можно отметить, что средний многолетний расход наносов в марте составлял 0,72 кг/с, а в мае — 3,37 кг/с.

Отсутствие стока в Оленёкской протоке может быть вызвано следующими причинами: во-первых, подпором уровня воды со стороны моря в период приливов и нагонов, во-вторых, низким уровнем воды в главном русле и, соответственно, незначительным затоком вод во второстепенную Оленёкскую протоку; в-третьих, промерзанием Оленёкской протоки на перекатах в мелководной устьевой ее части. Однако эти предположения требуют дальнейших исследований. Так, влияние нагонов в безледный период на Оленёкской протоке по рассчитанным данным может распространяться на 210 км выше по течению протоки от морского края дельты, т.е. выше створа пос. Чай-Тумус (Федорова и др., 2016). Однако зимой частота и величина нагонов не так значительны из-за покрытия льдом устьевой области реки и устьевого взморья. Несмотря на примеры катастрофических нагонов в осенне-зимний период на крупных реках (Енисей, Нева и др.), для р. Лены ранее это не отмечалось, но нельзя устранить возможности наличия данного фактора при подпоре уровня подо льдом протоки.

Анализ многолетних данных измерений на станции Хабаровова показал, что на фоне увеличения среднего многолетнего стока воды по всем протокам дельты за период 1977–2004 гг. (от 0,20 до 0,55 % в год) (Федорова и др., 2009) для зимних расходов воды в дельте р. Лены отмечено увеличение стока в феврале и в зимнюю межень в целом (Магрицкий, 2015). Аналогичную картину с многолетними зимними расходами описывают и для бассейна р. Маккензи (Woo, 2014). Минимальный уровень воды в

русле р. Лены до 80-х гг. прошлого столетия чаще всего наблюдался в апреле–мае, с середины 80-х гг. — в ноябре–декабре. Отмечен тренд на уменьшение толщины льда и продолжительности ледостава на Быковской протоке по данным станции Хабаровова.

Толщина льда в главном русле реки в апреле 2016 г. изменялась от 120 до 155 см, в Оленёкской протоке она равнялась 2 м. Толщина льда на озерах о. Самойловский в апреле 2016 г. колебалась от 155 см до 214 см, в апреле 2015 г. была в среднем более значительной — от 180 до 208 см.

Толщина снега на льду проток имела небольшую величину — 40–75 см для главного русла и всего 5–10 см — на льду Оленёкской протоки. Температура снега на льду изменялась по глубине и зависела от мощности снежного покрова. Так, на льду главного русла при глубине снежного покрова 45 см его температура изменялась от $-6,5^{\circ}\text{C}$ до $-8,6^{\circ}\text{C}$, а при толщине снега 75 см амплитуда существенно возрастала — от $-2,7^{\circ}\text{C}$ (у льда) до $-13,8^{\circ}\text{C}$ в приповерхностном слое (при температуре воздуха -15°C). Для Оленёкской протоки толщина снега на льду была незначительной, температура снега практически равнялась приземной температуре воздуха и варьировала от $-10,1^{\circ}\text{C}$ до $-13,1^{\circ}\text{C}$ на дату измерения. Высота снега на льду озер в конце апреля 2016 г. не превышала 50 см, но в среднем составляла порядка 10–13 см.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОД ДЕЛЬТЫ

Гидрохимические особенности подледного периода для озер и проток дельты р. Лены можно охарактеризовать, используя проведенные в апреле 2015 и 2016 гг. измерения.

По результатам полевых измерений отмечено, что электропроводность воды в протоках в апреле 2016 г. имела довольно высокие значения по сравнению с летним периодом. Так, для зимы электропроводность составляла 494–581 $\mu\text{S}/\text{cm}$, или 311–368 мг/л в пересчете на минерализацию, в то время как для летнего периода эти значения колеблются в пределах 103–160 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Электропроводность воды в озерах острова Самойловский в апреле 2015 г. колебалась от 130 до 391 $\mu\text{S}/\text{cm}$. В апреле 2016 г. она имела схожие значения — от 140 до 277 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (или 92–198 мг/л).

Весной 2015 г. электропроводность таликовых вод изменялась от 944 до 1688 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Для проб, отобранных из скважины с глубины 6 м, пробуренной в апреле 2016 г. на обсохшей части дна Туматской протоки, значение общей минерализации, рассчитанной по сумме главных ионов, варьировало в пределах 333–828 (мг/л).

Содержание растворенного кислорода в озерах острова Самойловский составляло весной 2015 г. 2,68–7,58 мг/л, в апреле 2016 г. оно менялось от 6,34 мг/л (48 % насыщения) до 12,26 мг/л (93 % насыщения). Значение растворенного кислорода более 75 % насыщения считается нормальным для водных экосистем, поэтому отмеченные для озер о. Самойловский величины позволяют говорить о недостаточном кислородном обмене в водоемах, и в некоторых случаях, при концентрациях менее 4 мг/л в зимний период, что и было измерено, могут формироваться уже бескислородные условия, приводящие к гибели живых организмов.

Значения *водородного показателя* воды озер рН варьирует весной в пределах 6,6–7,5, величина перманганатной окисляемости колеблется от 4,6 до 20,5 мг/л (апрель 2016 г.).

Цветность воды в протоках дельты изменялась весной 2016 г. от 27 до 44 град. рт-со, что существенно меньше значений данного параметра для озер, где этот показатель достигает величины 178 град. рт-со. Цветность льда составляла 23–40 град.

рт-со. Для проток чаще всего можно было выделить два слоя льда — поверхностный, более мутный, толщиной в 8–12 см, и прозрачный — до 2 метров. Немаловажным является факт значительного разброса значений мутности льда и снега проток и озер. Поверхностный лед главного русла реки был практически прозрачный — мутность составляла 2,4 г/л, или 30 градусов по шкале цветности. Лед озер о. Самойловский также имеет всего 20 градусов цветности. Однако снег на льду содержит большое количество песка по причине эолового переноса. К примеру, на старичном озере о. Самойловский была отмечена мутность снега до 20,1 г/л, или 192 градусов цветности.

Абсорбция окрашенного растворенного органического вещества ($aCDOM$ [440nm]) воды озер в апреле двух рассматриваемых лет была примерно одинаковой: 1,14–4,40 m^{-1} — в апреле 2015 и 0,82–4,01 m^{-1} — весной 2016 г. Значение $aCDOM$ для таликовых вод (36,72 m^{-1}) существенно отличалось от амплитуды данного параметра для льда и снега, которая варьировала в небольших пределах 0,10–0,82 m^{-1} .

Содержание *растворенного органического углерода* (РОУ, или DOC-dissolved organic carbon) в озерах дельты в апреле 2015 г. составляла 10,8–18,6 мг/л. Для скважины, пробуренной в апреле 2015 г., концентрации РОУ в водах талика были в 2 раза больше и изменялись в пределах 21,9–32,3 мг/л, причем максимальные величины РОУ схожи с отмеченными летом значениями этого параметра для обогащенных органикой ручьев, стекающих с ледового комплекса дельты.

В апреле 2016 г. *придонная температура воды* во всех озерах о. Самойловский не превышала +1 °С, в то время как в апреле 2015 г. для озера Рыба отмечались более высокие значения от +1,87 °С до +3,68 °С.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

Донные отложения (озерные и речные) — один из самых важных индикаторов геохимических процессов, происходящих в дельте р. Лены. В работе выполнен геохимический анализ верхнего слоя донных озерных отложений, наносов проток дельты. Интерпретация геохимических условий и поведения химических элементов в различных частях дельты была сделана на основе геохимических индексов — соотношения ионов: Al/Na, Si/Al, Fe/Mn и Fe/Al. Результаты статистического факторного анализа концентраций геохимических элементов в донных наносах и их соотношения показывают три основных фактора формирования геохимических условий в водоемах дельты: 1) литогенная основа бассейна, 2) криогенные условия дельты — процессы деградации вечной мерзлоты и термокарстовые процессы и 3) перераспределение химических компонентов между водой, взвешенным веществом и донными отложениями в результате биогеохимических процессов (Chetverova et al., 2016).

Разделение факторов на три группы хорошо проиллюстрировано на примере соотношения концентраций алюминия и натрия Al/Na (рис. 1), значения которого увеличиваются с ростом интенсивности выветривания. Прежде всего нужно отметить более существенный разброс соотношения Al/Na для донных отложений, чем во взвеси (взвешенные наносы), что дает основание предполагать небольшую биологическую активность водных экосистем при трансформации взвешенных веществ. Существенно различаются значения Al/Na для донных наносов проток и озер дельты: донные наносы могут быть поделены на 3 группы (донные I, донные II, донные III на рис. 1) по соотношению вышеуказанных элементов и, соответственно, схожим условиям их формирования. Отмечены высокие величины автокорреляции внутри каждой группы. И, несмотря на схожие иногда значения соотношения Al/Na,

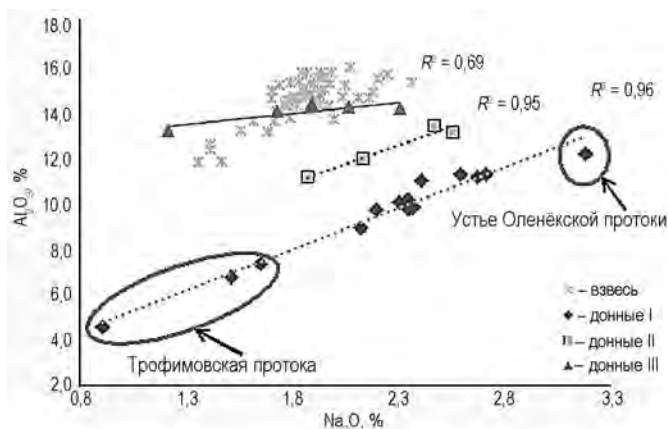


Рис. 1. Соотношение концентраций Al/Na во взвешенных и донных наносах основных протоков дельты реки Лены.

на рисунке видно, что значения оксидов алюминия или натрия четко варьируют, что также позволяет говорить о нескольких характерных участках в пределах дельтовой области с особыми геохимическими свойствами трансформации веществ в водоемах.

Более значительные величины геохимического индекса Al/Na (от 6 до 10) характерны для группы «донные III» и объясняются наиболее существенными концентрациями алюминия в речных наносах, содержание которого возрастает в более тонких фракциях. Именно поэтому значения Al/Na в данной группе близки к концентрациям во взвеси.

Низкими значениями оксида алюминия (Al_2O_3) от 4,5 до 11 % характеризуются донные отложения группы «донные I» на второстепенных гидрометрических створах Оленёкской, Трофимовской и Туматской проток. Самые низкие величины группы «донные I» отмечены для Трофимовской протоки (отношение Al/Na около 4), несмотря на большие скорости течения и интенсивные эрозионные процессы в данном профиле реки. Относительно высокие для группы «донные I» значения показателя (отношение Al/Na около 5) характерны для устья Оленёкской протоки, что связано с морским влиянием в устьевом створе — накоплением (наибольшим содержанием) натрия в пробах.

Районы основных гидрометрических створов в главном русле р. Лены, в Быковской и Туматской протоках, а также створ возле пос. Чай-Тумус Оленёкской протоки могут быть отнесены к группам «донные I» и «донные II». Здесь, несмотря на значительные расходы воды, в протоках происходит аккумуляция веществ, что может быть объяснено уменьшением турбулентности потоков и спецификой окислительно-восстановительных условий.

Безусловно, необходимо в дальнейшем провести более детальный анализ геохимических условий формирования взвешенных и донных наносов, т.к. на данный момент выделены только основные факторы его формирования и, в связи со сложностями измерений и долгим процессом проведения аналитических работ, данные имеются только по ключевым районам и основным протокам дельты.

Работы были выполнены при поддержке фонда РФФИ (грант № 14-05-00787) и российско-германских проектов НИС «Остров Самойловский» и «CarboPerm — Углерод в вечной мерзлоте», а также мероприятий 5 и 6 НИР СПбГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- Заславская М.Б. Характеристика химического состава вод в замыкающих створах рек арктических морей России // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. С. 230–324.
- Магрицкий Д.В. Факторы и закономерности многолетних изменений стока воды, взвешенных наносов и теплоты на нижней Лене и Вилюе // Вестник МГУ. Сер. 5 «География». 2015. Вып. 6. С. 85–94.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 1: Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 384 с.
- Особенности ледового и гидродинамического режима водных объектов дельты реки Лены // Труды V Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России», 11–14 октября 2016 г. М.: Изд-во РГАУ-МСХА, 2016. С. 428–433.
- Федорова, И.В., Большаинов, Д.Ю., Макаров, А.С., Третьяков, М.В., Четверова, А.А. Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде, Е.И. Поляковой, Л.А. Тимохова. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 278–292.
- Are F., Reimnitz E. An overview of the Lena River Delta settings: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology // J. Coastal Res. 2000. Vol. 16. P. 1083–1093.
- Chetverova A., Fedorova I., Morgenstern A., Bobrova O., Skorospelkova T., Romanov S. Hydro-geochemical characteristics and transformation processes of the Lena River Delta branches. XI. International Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, 20–24 June 2016. doi: 10.2312/GFZ.LIS.2016.001/
- Günther F., Morgenstern A. (Eds.) XI. International Conference On Permafrost – Book of Abstracts, 20–24 June 2016, Potsdam, Germany. Bibliothek Wissenschaftspark Albert Einstein. 2016. 774 p. doi:10.2312/GFZ.LIS.2016.001
- Fedorova I., Chetverova A., Bolshiyarov D., Makarov A., Boike J., Heim, B., Morgenstern A., Overduin P., Wegner C., Kashina V., Eulenburg A., Dobrotina E., Sidorina I. Lena Delta hydrology and geochemistry // Biogeosciences. 2015. Vol. 12. P. 345–363, doi:10.5194/bg-12-345-2015.
- Morgenstern A., Grosse G., Günther F., Fedorova I., Schirrmeister L. Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta // The Cryosphere. 2011. Vol. 5. P. 849–867.
- Schwamborn G., Andreev A.A., Rachold V., Hubberten H.-W., Grigoriev M.N., Tumskey V., Pavlova E.Yu., Dorozhkina M.V. Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River Delta, during Late Pleistocene and Holocene Time // Polarforschung. 2000. Vol. 70. P. 69–82.
- Woo M.-K., Thorne R. Winter Flows in the Mackenzie Drainage System // ARCIC. 2013. Vol. 67. № 2. P. 238–256.

I.V. FEDOROVA, A.A. CHETVEROVA, N.K. ALEKSEEVA, T.V. SKOROSPEKHOVA,
S.G. ROMANOV, D.YU. BOLSHIYANOV, A.A. SHADRIVA, M.A. MAKUSHIN

HYDROLOGICAL AND HYDROCHEMICAL INVESTIGATION IN THE LENA RIVER DELTA IN WINTER 2015–2016

The results of hydrological and hydrochemical research of on bodies of water: ducts and lakes of the delta of the Lena River are reported here. Studies were performed during the 2015/16 summer (July–August) and winter (April) expeditionary seasons. The present work also introduces the results of field hydrochemical analyzes made immediately after sampling. The values of hydrochemical and hydrophysical indicators of ducts and lakes such as electrical conductivity, pH, permanganate oxidability, concentration of dissolved organic carbon, water color and absorption of colored organic matter were received. This obtained values supplemented significantly the available information on the delta water bodies in winter.

Keywords: hydrology, hydrochemistry, the Lena River delta.

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

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

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

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

Не допускается:

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

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

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

В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более одного абзаца.

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

Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. *Требования к графическим файлам.*
 - Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: *.jpg, *.tif, *.eps, *.cdr, *.wmf, *.ai. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls (строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.
 - В публикации рекомендуется использовать черно-белые иллюстрации. Использование цветных иллюстраций допускается в исключительных случаях и только по согласованию с редакцией. Растровые изображения должны иметь размер не менее 900 пикселей по короткой стороне.
 - Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором в соответствии с размером полосы верстки, которая составляет 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).

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

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

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

7. *Требования к формулам.*

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

8. *Требования к списку литературы.*

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

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

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

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

За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ.

Всем авторам публикаций бесплатно высылается один экземпляр журнала.

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 3 (113)

Подписано в печать 19.09.2017
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать цифровая
Печ. л. 7,5
Заказ №

Типография ООО «Супервэйв Групп»

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

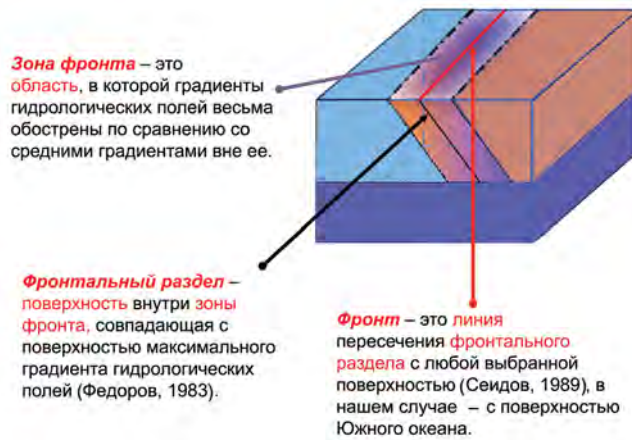


Рис. 1. Блок-схема вод Южного океана для пояснения принимаемой фронтальной терминологии. Синий — цвет холодных вод на глубине, голубой и красный — цвета менее холодных и более теплых вод в поверхностном слое моря.

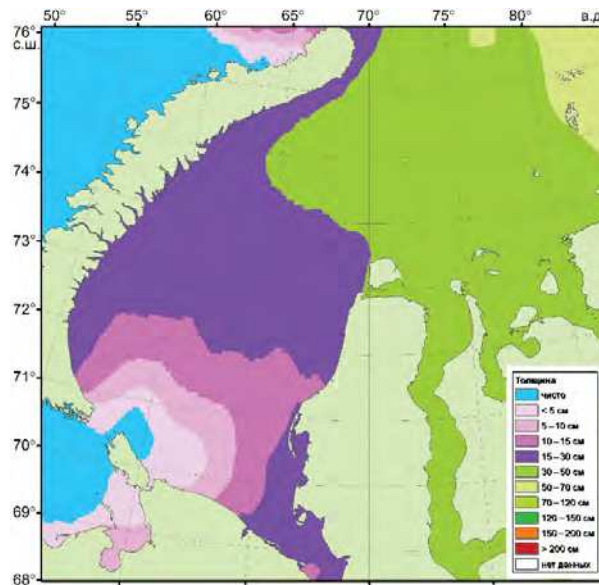


Рис. 3. Среднее распределение льдов различного возраста (толщины) в юго-западной части Карского моря в конце ноября.

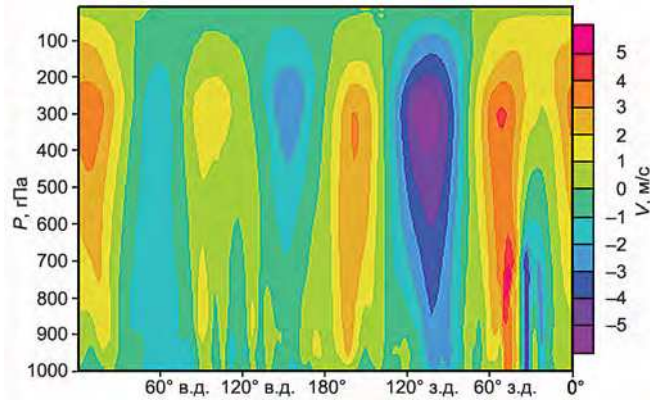


Рис. 5. Среднее многолетнее распределение меридиональной составляющей ветра летом за 1979–2014 гг.

К статье Т.Д. Борисовой, Н.Ф. Благовещенской, А.С. Калинина

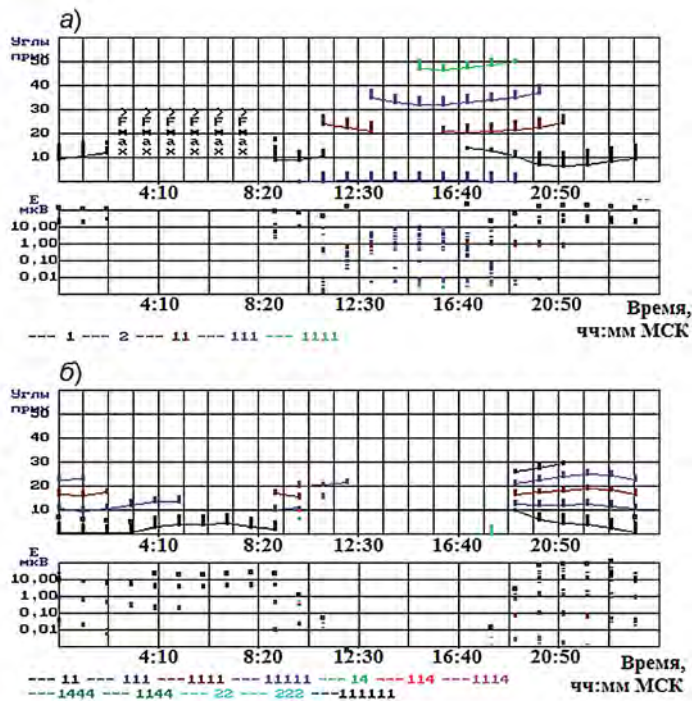


Рис. 3. Результаты моделирования углов места и уровня напряженности суммарного и отдельных модов КВ-радиосигнала в месте приема на трассах «Лондон — Север Норвегии» (а) и «Лондон — Дуала (Африка)» (б).

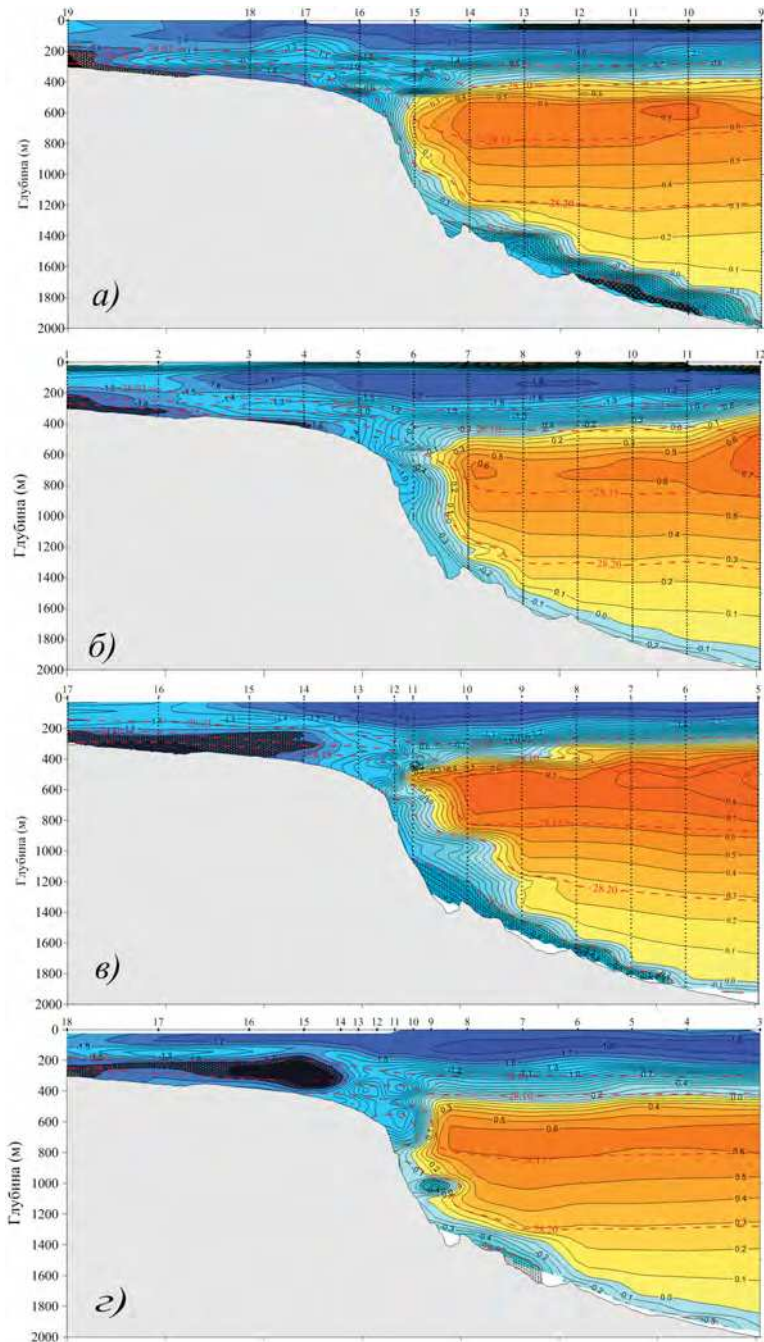


Рис. 2. Потенциальная температура на разрезе по 70° в.д., выполненном НЭС «Академик Федоров» в 2005 (а), 2006 (б), 2007 (в) и 2011 (г) гг. Красный пунктир — изолинии нейтральной плотности. Заштрихованы области распространения АШВ и ДВЗП (пояснения в тексте).

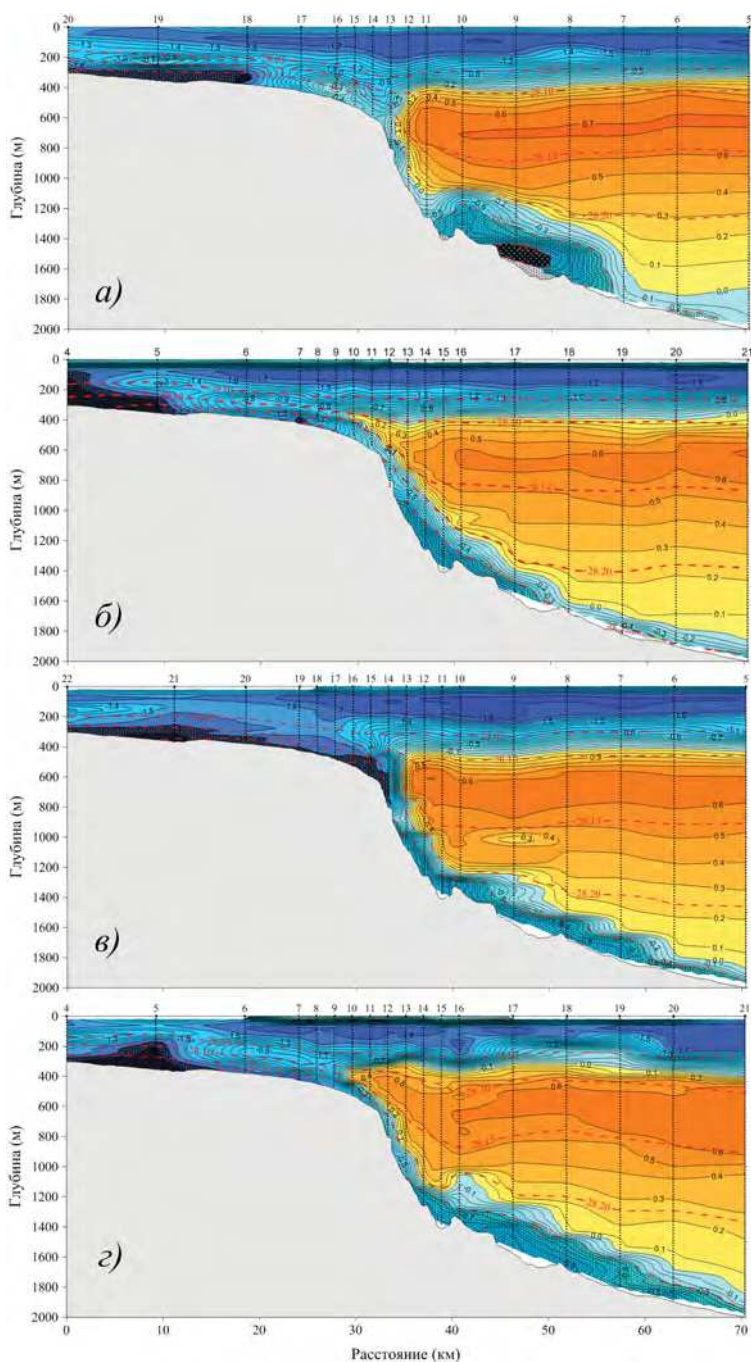


Рис. 3. Потенциальная температура на разрезе по 70° в.д., выполненном НЭС «Академик Федоров» в 2012 (а), 2013 (б), 2015 (в) и 2016 (г) гг. Красный пунктир — изолинии нейтральной плотности. Заштрихованы области распространения АШВ и ДВЗП (пояснения в тексте).