



ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (100)

2014 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (100)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2014

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

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

А.А. Меркулов

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (100)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

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

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

70279 – на 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), 2014

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И.А. Алехина, Н.И. Васильев, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков.</i> Предварительные результаты исследований химического состава воды, замерзшей в буровой скважине после вскрытия озера Восток	5
<i>К.В. Полецук, С.Р. Веркулич.</i> Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене	15
<i>А.В. Смирнов, А.А. Кораблев, А.Е. Вязилова.</i> Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинных характеристик вод в районе корабля погоды «Майк» .	25
<i>Б.В. Иванов, А.М. Безгрешнов.</i> Характеристики припайного льда в заливе Прюдс (на примере бухты Саннефьорд)	33
<i>А.А. Балакин, Г.В. Алексеев, П.В. Богородский, В.В. Харитонов, В.Т. Соколов.</i> Вертикальные потоки тепла в верхнем 400-метровом слое Арктического бассейна по данным наблюдений на дрейфующей станции «Северный полюс-38».....	41
<i>Н.Е. Иванов, А.П. Махитас.</i> Оценка влияния климата на социально-экономическую деятельность в Северной Якутии	57
<i>В.С. Порубаев.</i> Максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана.....	75
<i>Г.Н. Войнов, К.Г. Смирнов.</i> Структура полусуточных и суточных приливов в юго-западной части Карского моря	82
<i>Н.Н. Мельников, А.И. Калашиник, Н.А. Калашиник.</i> О необходимости обеспечения геодинамической безопасности нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики	95
<i>СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ.</i>	
<i>Л.М. Саватюгин, И.Н. Сократова.</i> Поход «Челюскина» — начало нового этапа освоения Арктики (к 80-летию событий)	104

CONTENTS

<i>I.A. Alekhina, N.I. Vasiliev, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov.</i> Preliminary results of chemical analyses of water refrozen in borehole 5G-1 following the unsealing of the lake Vostok.....	5
<i>K.V. Poleschuk, S.R. Verkulich.</i> Reconstruction of Holocene relative sea-level changes in the Bunger oasis region (East Antarctica).....	15
<i>A.V. Smirnov, A.K. Korablev, A.E. Vyazilova.</i> Seasonal and interannual variability of Water thermohaline properties in the ows “Mike” area.....	25
<i>B.V. Ivanov, A.M. Bezgreshnov.</i> The characteristics of land-fast in Sannefjorden bukta (Prudz Bay, East Antarctic).....	33
<i>A.A. Balakin, G.V. Alekseev, P.V. Bogorodsky, V.V. Kharitonov, V.T. Sokolov.</i> Vertical heat fluxes in the upper 400-meter layer of Arctic basin according to observations at the drifting station “North Pole-38”	41
<i>N.E. Ivanov, A.P. Makshtas.</i> Assessment of Climate impact on the socio-economic activities in the Northern Yakutia.....	57
<i>V.S. Porubayev.</i> Maximum draft of ice ridge keels in the deep-sea area of the Arctic Ocean	75
<i>G.N. Voinov, K.G. Smirnov.</i> The structure of semi-diurnal and diurnal tides in southwest Kara sea.....	82
<i>N.N. Melnikov, A.I. Kalashnik, N.A. Kalashnik.</i> On providing geodynamic safety of oil and gas objects in the western sector of Russian Arctic.....	95
<i>PAGES OF HISTORY.</i>	
<i>L.M. Savatyugin, I.N. Sokratova</i> Voyage of the “Cheluskin” — beginning of the new stage of the Arctic exploration (to the 80th anniversary of the event).....	104

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДЫ, ЗАМЕРЗШЕЙ В БУРОВОЙ СКВАЖИНЕ ПОСЛЕ ВСКРЫТИЯ ОЗЕРА ВОСТОК

канд. биол. наук И.А. АЛЕХИНА¹, д-р тех. наук Н.И. ВАСИЛЬЕВ²,
канд. геогр. наук А.А. ЕКАЙКИН¹, канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ¹

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

² — Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, e-mail: vasiliev_n@mail.ru

Озеро Восток является крупнейшим подледниковым водоемом в Антарктиде и одним из наиболее экстремальных мест на Земле для обитания живых организмов (Petit et al., 2005; Липенков и др., 2011). Вопросы о возможности существования жизни в озере остаются до сих пор открытыми. Результаты проведенных работ в целом указывают на очень низкую микробную биомассу в озерном (конжеляционном) льду и, вероятно, в самом озере (Bulat et al., 2004; 2009; Christner et al., 2006), а также на исключительную химическую чистоту озерного льда (De Angelis et al., 2004). Именно поэтому основными трудностями при дальнейших исследованиях озера являются, с одной стороны, вносимое загрязнение образцов, по результатам изучения которых будут сделаны выводы о жизни в озере и его геохимическом составе, а с другой стороны — возможное загрязнение самого водоема. С точки зрения экологической безопасности планируемых прямых исследований озера с использованием имеющейся скважины доступа, заполненной буровой (заливочной) жидкостью, необходимо выбрать индикаторы возможного загрязнения (химического и биологического), определить количественные показатели этих индикаторов и установить их допустимые значения.

До сих пор единственным источником экспериментальных данных о химическом, газовом и биологическом составе воды озера Восток являлся ледяной керн глубокой скважины 5Г, пробуренной на российской внутриконтинентальной станции Восток (Липенков и др., 2011). Проникновение в озеро состоялось 5 февраля 2012 г. в сезонный период 57-й РАЭ (Васильев и др., 2012). Разработанная технология первого проникновения в подледниковое озеро Восток предполагала забор озерной воды в буровую скважину (за счет создания отрицательной разности давлений в скважине и в подледниковом озере) с последующим бурением и изучением керна замерзшей в скважине воды (Vasiliev et al., 2007; Verkulich et al., 2002). Повторное керновое бурение скважины с отбором вновь образовавшегося в ней льда состоялось в сезонный период 58-й РАЭ — было получено 34 м керна льда в интервале глубин 3424–3458 м, проведены его первые петроструктурные исследования.

В задачи настоящего исследования входили изучение химического состава поступившей в скважину после вскрытия озера и замерзшей в ней озерной воды, оценка загрязнения отобранных образцов и определение различных химических источников контаминации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследований являлись образцы повторного льда, образовавшегося в скважине 5Г-1Н после вскрытия озера, и отобранные на разных глубинах, а также пробы заливочной (буровой) жидкости и шлама, отобранные из скважины 5Г-2 перед вскрытием озера (табл. 1). Данные гляциологов свидетельствуют, что температура *in situ* горизонтов, где произведен отбор проб, практически одинакова. Так, на протяжении 25 м изменения температуры были в пределах 0,5 градуса (табл. 1).

Петрографические исследования кернa проведены на станции Восток по методике, разработанной в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ (Липенков и др., 2012). Первичная обработка образцов перед химическими анализами проведена в ЛИКОС согласно протоколам очистки льда с учетом малой биомассы и проблемы контаминации (Патент на изобретение..., 2010).

Комплексные химические анализы проводили в химико-аналитическом центре «Арбитраж» на базе ВНИИ метрологии им. Д.И. Менделеева (Санкт-Петербург, Россия): определение элементного состава — на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой модели HP 4500 ICP-MS (Hewlett Packard, США); анионного состава — на установке капиллярного электрофореза «Капель-105» (Люмэкс, Санкт-Петербург, Россия); определение состава органических составляющих — на газовом хроматографе Agilent с масс-селективным детектором Agilent 5973N (Agilent Technologies, США), определение ароматических углеводородов — на газовом хроматографе «Кристалл-2000М» с пламенно-ионизационным детектором (ЗАО СКБ «Хроматэк», г. Йошкар-Ола, Россия).

СОСТАВ ЗАЛИВОЧНОЙ ЖИДКОСТИ И ШЛАМА

Отбор проб заливочной жидкости и шлама был проведен в 2011 г. перед проникновением в озеро (табл. 1). Заливочная жидкость, используемая при бурении скважины на станции Восток, является основным источником химического и биологического загрязнения образцов — и ледяных кернов (Alekhina et al., 2007), и озерной воды. Она состоит из смеси авиационного керосина и фреона, используемого в качестве утяжелителя, в соотношении в среднем 5:1. За многие годы бурения скважины 5Г для буровой жидкости использовали разные типы авиакеросинов (ТС-1, JET-A, JP-8 и др.) и гидрохлорфторуглеродов (фреонов 11 и F-141b) (Vasiliev et al., 2007). Средняя плотность этой жидкости неоднородна по глубине скважины и зависит от распределения фреона по глубине. В настоящее время состав буровой жидкости в

Таблица 1

Исследованные образцы заливочной жидкости и конгеляционного льда

Образец	Глубина, м	Скважина	Температура <i>in situ</i> , °С	Дата отбора
Буровая жидкость	3630	5Г-2	–5,29	18.12.2011
Шлам	3720	5Г-2	–3,45	29.12.2011
Керн замерзшей воды	3426	5Г-1Н	–9,46	13.01.2013
Центральный канал керна	3436	5Г-1Н	–9,26	01.02.2013
Керн замерзшей воды	3450	5Г-1Н	–8,95	16.01.2013

скважине 5Г представляет собой достаточно сложную смесь углеводородов, в которую фреоны привносят хлорфторсодержащие соединения.

Проведенный детальный количественный анализ позволил точно определить химический состав заливочной жидкости и органической части шлама, составляющей 23 % от его общего объема (остальной объем представляет вода). Это алифатические (45 и 44 % для жидкости и шлама соответственно), ароматические (28 и 32 %) и нафтеновые (23 и 20 %) углеводороды. Фреон (1,1-дихлор-1-фторэтан) присутствовал, однако, в меньших количествах, чем ожидалось. Так, в изученных образцах фреон составлял всего 3,2 %, а не 17 %, как это было определено по данным измерения плотности заливочной жидкости. Скорее всего, эта разница концентраций может быть обусловлена испарением фреона при отборе образцов и во время последующих анализов. Органические соединения в образце бурового шлама по составу и количественным соотношениям были достаточно близки к заливочной жидкости за исключением некоторых минорных компонентов.

Из ароматических соединений в составе керосина основную долю представляли бензолы и производные нафталина. Нафтеновые углеводороды были представлены в основном циклопентанами и циклогексанами, алифатические углеводороды — в основном рядом гексан-декан и их производными. Специально проведенный анализ по определению содержания этиленгликоля, который при заклинивании бурового снаряда в 2007 г. был добавлен на забой скважины как антифриз, показал содержание его следовых количеств и в заливочной жидкости, и в шламе — его массовая доля в буровой жидкости составляла менее 0,03 %.

ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА ЗАМЕРЗШЕЙ ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Образцы нового керна льда, представляющие замерзшую воду озера, которая поступила в скважину после вскрытия озера Восток и находилась в непосредственном контакте с заливочной жидкостью, отобраны при повторном бурении скважины в диапазоне глубин 3426 м – 3450 м, в пределах которого, как предполагалось, степень загрязнения должна была уменьшаться с ростом глубины (табл. 1).

Самый верхний образец в изученном диапазоне с глубины 3426 м представлял собой керн полного диаметра и состоял из ярко выраженного пористого сердечника, образованного, как предполагается, гидратным материалом и пропитанного скважинной жидкостью, и периферийной части, сложенной конжеляционным льдом (см. рис. 1а, б цв. вклейки). Верхняя граница такого непрерывного керна полного диаметра, сложенного вторичным конжеляционным льдом с гидратным сердечником, находилась на отметке 3424 м, а исчезновение сердечника в керне вторичного льда было отмечено примерно на глубине 3427 м. Форма сердечника была близка к цилиндру, ось которого была смещена на 3–3,5 см относительно оси керна в результате отклонения скважины 5Г-1Н от старого ствола 5Г-1.

При плавлении образца с глубины 3426 м получены две отдельные несмешивающиеся фазы — водная и органическая. Водная фаза нами не исследовалась ввиду ее явного загрязнения заливочной жидкостью. Объем органической части составил 15 % от общего объема образца, при этом она была сосредоточена в основном в пористой сердцевине, заполняя ее полости. Твердая основа этой гидратной сердцевины (ее скелет) имела температуру плавления ниже температуры плавления льда, что позволило затем расплавить ее отдельно (рис. 1в цв. вклейки). Известно, что при нормальном атмосферном давлении клатратные гидраты фреона стабильны при температуре ниже 8 °С (Ohmura et al., 1999; Liang et al., 2001).

При плавлении скелета пористого сердечника, который составил лишь 4 % от общего объема образца керна с глубины 3426 м, также были получены две отдельные фазы. Органическая фаза составила 15 % от общего объема этого скелета. Анализ показал, что органическая часть и основного керна, и сердечника была представлена теми же алифатическими, нафтеновыми и ароматическими углеводородами, которые входили в состав керосина заливочной жидкости. В твердой гидратной сердцевине их концентрация была несколько ниже. Некоторые нафтеновые и алифатические углеводороды нормального и изомерного строения при анализе разделить не удалось. Концентрация таких неразделенных компонентов в сердечнике почти в два раза превышала их содержание в основной органической фазе, заполнявшей этот сердечник (300 мг/л и 180 мг/л соответственно). Отметим, что содержание фреона в твердой гидратной сердцевине более чем в 2 раза превышало его содержание в жидкой органической фазе (27 мг/л и 12 мг/л соответственно), что косвенно может свидетельствовать о роли фреона в образовании этого клатратного гидрата (Murshed et al., 2007).

Образец с глубины 3436 м, представляющий середину изучаемого диапазона, еще на станции Восток привлек к себе внимание характерным запахом гуаши. В керне присутствовал открытый узкий центральный канал с сечением 2–3 мм, в котором в условиях залегания, очевидно, находилась незамерзшая жидкость (см. рис. 2 цв. вклейки). Между первичным атмосферным льдом и керном вторичного конжеляционного льда находился гидратный слой толщиной до 5 мм. Для исследований вдоль оси этого керна был вырезан призматический образец водного льда, вмещающий центральный канал, от которого исходил сильный запах (рис. 2б, в, г цвет. вклейки). Образец массой 300 г был расплавлен в стерильном пакете и затем перелит в стерильные пробирки Corning.

Анализ органических компонентов показал полное отличие состава центрального канала от состава периферийных и гидратных частей остальных изученных образцов (3426 м и 3450 м). Анализ выявил в центральном канале наличие лишь фреона и большого количества фенольных соединений — до тридцати различных производных, так называемых конгенов фенола (табл. 3). Из других веществ были определены лишь минорные количества ксилола, этилгексанола и метоксибензола, из

Таблица 2

Массовая концентрация органических веществ в изученных образцах, мг/л

Образцы	Фреон	Керосин			Фенолы
		Ароматические УВ	Алифатические УВ	Нафтеновые УВ	
Буровая жидкость	$32,0 \cdot 10^3$	$27,8 \cdot 10^4$	$45,0 \cdot 10^4$	$23,0 \cdot 10^4$	0
Шлам	$0,8 \cdot 10^3$	$7,4 \cdot 10^4$	$10,1 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^4$	0
Керн вторичного льда:					
3426 м, периферия	12,0	108,7	522,9	182,4	0
3426 м, гидратная сердцевина	27,0	95,8	435,7	149,8	0
3436 м, центральный канал	14,45	0,17	0	0	32,39
3450 м, периферия	0	6,9	9,3	0,53	0

Состав органической фазы образца с глубины 3436 м (центральный канал)

Соединение	Средняя массовая концентрация, мг/л
1,1-дихлор-1-фторэтан (фреон)	14,45
Ксилол	0,17
Этилгексанол	0,47
С4-метоксибензол	0,18
<i>Фенольные соединения</i>	
Метилфенолы (крезолы)	1,80
Диметилфенолы (ксиленолы)	8,56
Этилфенолы	1,59
С3-фенолы	10,49
С4-фенолы	8,33
С5-фенолы	0,80
С6-фенолы	0,16
Сумма конгенов фенола	32,39

которых лишь ксилол изначально присутствовал в керосине. Все остальные органические компоненты, составляющие керосин и найденные соответственно в образцах с глубин 3426 м и 3450 м, отсутствовали. В связи с неожиданностью полученных результатов анализ был проведен для трех различных аликвот образца центрального канала. При этом третий анализ был проведен через 4 месяца после первых двух, что исключало возможную систематическую ошибку. Все три анализа показали одинаковые результаты — центральный канал из органических компонентов содержал только соединения фенола и фреон (табл. 2, 3). Сумма конгенов фенола для трех повторностей составляла 29,6; 30,14 и 35,64 мг/л соответственно; среднее содержание фреона было 14,5 мг/л (табл. 3). Органические соединения, представляющие керосин в жидкости, за исключением ксилола, в центральном канале не найдены (табл. 3).

Образец с глубины 3450 м, самый нижний из изученного диапазона, представлял периферийную часть без центрального канала, который остался за пределами нового керна в результате отклонения скважины 5Г-1Н от старого ствола 5Г-1 (рис. 3 цв. вклейки). Перед началом исследований предполагалось, что более глубокие образцы будут представлять более чистую замерзшую озерную воду, поступившую в скважину из озера. Однако уже при отборе образцов было отмечено, что они содержат заметное и достаточно большое количество заливочной жидкости. Проведенный анализ по определению органических компонентов в образце это подтвердил. В составе обработанного образца были найдены компоненты, все из которых присутствовали в керосине исходной заливочной жидкости, — ароматические, алифатические и нафтяные углеводороды. Суммарные данные приведены в табл. 2. Общее содержание органических компонентов для данного образца составляло 16,7 мг/л, что является значительным химическим загрязнением, особенно для таких чистых образцов, как вода озера Восток.

Для двух образцов был проведен анализ элементного состава. Для образца с глубины 3450 м анализ с высокой достоверностью (изучено две пробы, 4 повторно-

сти) показал повышенные концентрации натрия, магния, кремния, фосфора, серы, калия, кальция, железа по сравнению с другими элементами. Уровень концентрации перечисленных элементов в изученной пробе соответствовал уровню концентраций соответствующих элементов в минеральных водах с низким содержанием солей (Petit et al., 2005). Так, содержание натрия в образце 3450 м было 3,0–3,5 мг/л, магния — 1,7 мг/л, калия — 0,14 мг/л, кальция 3,5 мг/л. Аналогичный анализ элементного состава был проведен и для пробы с глубины 3436 м, представленной центральным каналом вторичного керна. В центральном канале были отмечены повышенные концентрации тех же элементов, что и для образца с глубины 3450 м, при этом средний фактор концентрации был в диапазоне 30–50. Концентрирование примесей в районе центрального канала можно предположить и по значениям электропроводности, измеренной для различных частей керна. Так, значения электропроводности для центрального канала превышали значения электропроводности для периферийной части на 3–4 порядка, т.е. более чем в 1000 раз. Самый низкий уровень электропроводности был отмечен во льду, представляющем собой наружную часть вторичного конжеляционного льда. По-видимому, эти низкие значения обусловлены вытеснением химических примесей в центральную часть скважины по мере замерзания воды. Такой же уровень электропроводности был характерен для керна озерного льда с минимальным содержанием растворимых примесей. По мере приближения к центральному каналу электропроводность льда возрастала на 3 порядка с отдельными, еще большими пиками. Максимальные значения электропроводности, полученные для керна скважины 5Г-1Н, были близки значениям, полученным для гидратной части керна. Однако эксперименты показали, что электропроводность керна, покрытого пленкой керосина, на порядок больше электропроводности керна с чистой поверхностью, поэтому нельзя с уверенностью сказать, формируется ли этот сигнал самим материалом гидратного керна или пленкой керосина, которая всегда присутствует на поверхности гидратов.

Петрографические исследования структуры образовавшегося сплошного конжеляционного льда показали его неоднородную, радиально-лучевую структуру с концентрацией газовых и жидких включений вблизи центрального канала (например, образец с глубины 3436 м, рис. 2 цв. вклейки). Процесс замерзания шел в сторону оси скважины — замерзание воды в районе центрального канала, расположенного вблизи оси скважины, происходило в последнюю очередь и сопровождалось захватом газовых и жидких примесей. Отмеченное мелкозернистое строение льда может косвенно подтверждать достаточно высокую скорость его роста.

Для образца с глубины 3450 м, как наиболее чистой пробы повторного льда, измерено содержание анионов, таких как сульфаты, хлориды, нитраты (табл. 4).

Таблица 4

Анионный состав водной фазы образца 3450

Определяемый анион	Массовая концентрация, мг/л
Сульфаты	17,0
Хлориды	9,0
Нитраты	1,0
Нитриты	< 0,2
Фториды	0,43
Фосфаты	< 0,25

Установлено, что их концентрации соответствовали уровню анионов в минеральных водах с низким содержанием солей (Petit et al., 2005). К сожалению, однозначного заключения об элементном и анионном составе воды озера сделать невозможно в связи с загрязнением образца заливочной жидкостью. Нельзя исключить и техногенное загрязнение, внесенное буровым оборудованием (коронкой бурового снаряда, колонковой трубой и грузонесущим кабелем), что уже было показано при изучении состава и происхождения микрочастиц частиц, обнаруженных в скважине после вскрытия озера (Лейченко и др., 2014). Данная проблема требует дополнительного анализа.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами комплексные анализы образцов замерзшей озерной воды, поднятой из скважины, показали, что все пробы содержат в себе включения заливочной жидкости, что не позволяет получить достоверные данные о реальном химическом составе озерной воды. Прямые измерения характеристик озера, необходимые для понимания процессов, происходящих при реакции озерной воды и заливочной жидкости, к сожалению, не были проведены.

В не загрязненных нефтепродуктами водных объектах концентрация естественных углеводов может колебаться в речных и озерных водах от 0,01 до 0,20 мг/л, иногда достигая 1–1,5 мг/л (Руководство..., 1977). При этом по нормативам предельно допустимая концентрация нефтепродуктов в водоемах общесанитарного пользования равна 0,3 мг/л, а в рыбохозяйственных водоемах — 0,05 мг/л (Сборник..., 1991). Минимальная концентрация углеводов в исследованных нами образцах свежезамерзшей воды (16,7 мг/л) превышает указанные допустимые значения во много раз.

Все измерения состава кернов конжеляционного озерного льда свидетельствуют о том, что этот лед сам по себе является наиболее чистым из всех известных природных материалов (De Angelis et al., 2004; Legrand et al., 2013). По независимым измерениям, проведенным в разных лабораториях, концентрация химических примесей в двух образцах конжеляционного льда с глубин 3747 и 3756 м оказалась на беспрецедентно низком уровне (2013; M. Legrand, личное сообщение). Чрезвычайно низкий уровень ионных концентраций может быть объяснен установленным механизмом образования льда, заключающимся в крайне медленном равновесном замерзании озерной воды, при котором формирующийся лед отталкивает от себя все минеральные, газовые и химические примеси. Сравнение ионного состава озерного и вторичного конжеляционного льда, который сформировался в скважине при поступлении воды из озера после проникновения, показывает повышенные на 2–3 порядка концентрации примесей во вторичном льду. Точно определить вклад загрязнения, внесенного заливочной жидкостью, к сожалению, мы не можем, так как пока неизвестен разделительный коэффициент при том исключительно медленном равновесном замерзании воды, которое в естественных условиях озера Восток приводит к отталкиванию содержащихся в воде примесей формирующимся льдом.

Основной причиной, приведшей к загрязнению глубоких образцов вторичного конжеляционного льда, мы считаем подъем заливочной жидкости из старого ствола 5Г-1, где она находилась в момент проникновения и не была сразу замещена поднимавшейся озерной водой. Очевидно, что впоследствии эта заливочная жидкость была вытеснена в верхнюю часть скважины более тяжелой озерной водой. Чистый водный лед без примеси керосина можно было бы обнаружить глубже 3600 м, где скважина 5Г-2, вскрывшая озеро, уже не связана с аварийным участком скважины 5Г-1 (глубина 3600–3666 м), в котором в момент вскрытия находилась заливочная

их анализе. Исследования керна замерзшей озерной воды улучшили наше понимание физических, химических и биологических процессов в озере, однако недостаток и неоднозначность полученных данных не позволяют сделать определенные заключения о свойствах озера Восток. Прямые измерения и отбор чистых образцов жидкой воды озера позволят приблизиться к пониманию реальных условий, существующих в этом уникальном подледниковом антарктическом водоеме.

Работа выполнена в рамках Проекта 2 подпрограммы «Антарктика» ФЦП «Мировой океан» при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-00851а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алехина И.А., Васильев Н.И., Липенков В.Я.* Проблемы защиты окружающей среды и экологического мониторинга в проектах изучения подледниковых озер Антарктиды // Лед и снег. 2012. № 4. С. 104–114.
- Бартон Д., Оллис У.Д.* Общая органическая химия. Т. 2. Кислородсодержащие соединения: Пер. с англ. / Под ред. Н.К. Кочеткова. М.: Химия, 1983. 856 с.
- Васильев Н.И., В.Я. Липенков, А.Н. Дмитриев, А.В. Подоляк, В.М. Зубков.* Результаты и особенности бурения скважины 5Г и первого вскрытия озера Восток // Лед и снег. 2012. № 4. С. 12–20.
- Лейченко Г.Л., Липенков В.Я., Антонов А.В., Булат С.А., Шарлот Ф., Алехина И.А., Екайкин А.А., Беляцкий Б.В.* Природа микрочастиц, обнаруженных в скважине после вскрытия озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 114–122.
- Липенков В.Я., Лукин В.В., Булат С.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Лейченко Г.Л., Масолов В.Н., Попов С.В., Саватюгин Л.М., Саламатин А.Н., Шибяев Ю.А.* Итоги исследования подледникового озера Восток в период МПГ // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 17–47.
- Липенков В.Я., Полякова Е.В., Екайкин А.А.* Закономерности формирования конгеляционного льда над подледниковым озером Восток // Лед и снег. 2012. № 4. С. 65–77.
- Патент на изобретение № 2382360 (RU), Бюллетень изобретений № 5 (20.02.2010). Способ деконтаминации образцов водного льда для биологических исследований / Булат С.А., Алехина И.А. (РФ). 4 с.
- Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. А.Д. Семенова. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 541 с.
- Сборник санитарно-гигиенических нормативов и методов контроля вредных веществ в объектах окружающей среды. М.: Центр экологических проблем. 1991. 320 с.
- Alekhina I.A., Marie D., Petit J.-R., Lukin V.V., Zubkov V.M., Bulat S.A.* Molecular analysis of bacterial diversity in kerosene-based drilling fluid from the deep ice borehole at Vostok, East Antarctica // FEMS Microbiology Ecology. 2007. Vol. 59. P. 289–299.
- Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M., Petit J.R., de Angelis M., Wagenbach D., Lipenkov V.Y., Vasilyeva L.P., Wloch D.M., Raynaud D., Lukin V.V.* DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: Implications for searching for life in extreme icy environments // Intern. Journ. of Astrobiology. 2004. Vol. 3. P. 1–12.
- Bulat S.A., Alekhina I.A., Lipenkov V.Y., Lukin V.V., Marie D., Petit J.R.* Cell concentrations of microorganisms in glacial and lake ice of the Vostok ice core, East Antarctica // Microbiology. 2009. Vol. 78. P. 808–810.
- Christner B.C., Royston-Bishop G., Foreman C.M., Arnold B.R., Tranter M., Welch K.A., Lyons W.B., Tsapin A.I., Prisco J.C.* Limnological conditions in Subglacial Lake Vostok, Antarctica // Limnology and Oceanography. 2006. Vol. 51. P. 2485–2501.

Code of conduct for the exploration and research of subglacial aquatic environments // ATCM IP 33. 34 Antarctic Treaty Consultative Meeting, Buenos Aires, 20 June – 1 July 2011.

De Angelis M., Petit J.R., Savarino J., Souchez R., Thiemens M.H. Contributions of an ancient evaporitic-type reservoir to subglacial Lake Vostok chemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 222. P. 751–765.

Legrand, M., Preunkert, S., Jourdain, B., Guilhermet, J., Faïn, X., Alekhina, I., and Petit, J. R. Water-soluble organic carbon in snow and ice deposited at Alpine, Greenland, and Antarctic sites: a critical review of available data and their atmospheric relevance // *Clim. Past*. 2013. Vol. 9. P. 2195–2211.

Liang D.Q., Guo K.H., Fan S.S. Hydrate equilibrium data of 1,1,1,2-tetrafluoroethane (HFC-134a), 1,1-dichloro-1-fluoroethane (HCFC-141b) and 1,1-difluoroethane (HFC-152a) // *Fluid Phase Equilib.* 2001. Vol. 187. P. 61–70.

Murshed M.M., Faria S.H., Kuhs W.F., Kipfstuhl S., Wilhelms F. The role of hydrochlorofluorocarbon densifiers in the formation of clathrate hydrates in deep boreholes and subglacial environments // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 47. P. 109–114.

Ohmura R., Shigetomi T., Mori Y.H. Formation, growth and dissociation of clathrate hydrate crystals in liquid water in contact with a hydrophobic hydrate-forming liquid // *J. Cryst. Growth*. 1999. Vol. 196. P. 164–173.

Petit J.R., Alekhina I., Bulat S. Lake Vostok, Antarctica: Exploring a Subglacial Lake and Searching for Life in an Extreme Environment // *Lectures in Astrobiology*, Vol. I. Series: Advances in Astrobiology and Biogeophysics (Gargaud, M., Barbier, B., Martin, H., Reisse, J. eds). Springer, 2005. P. 227–288.

Vasiliev N.I., Talalay P.G., Bobin N.E., Chistyakov V.K., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Dmitriev A.N., Yankilevich S.V., Lipenkov V.Ya. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and last events // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 47. P. 10–23.

Verkulich S.R., Kudryashov B.B., Barkov N.I., Vasiliev N.I., Vostretsov R.N., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Talalay P.G., Lipenkov V.Ya., Savatyugin L.M., Kuz'mina I.N. Proposal for penetration and exploration of sub-glacial Lake Vostok, Antarctica // *Mem. Natl. Inst. Polar Research*. 2002. Vol. 56. P. 245–252.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В РАЙОНЕ ОАЗИСА БАНГЕРА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) В ГОЛОЦЕНЕ

инженер К.В. ПОЛЕЩУК^{1,2}, д-р геогр. наук С.Р. ВЕРКУЛИЧ¹

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

² — Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), e-mail: Ksyu.poleshuk@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Обширное таяние ледниковых щитов, шедшее вслед за последним ледниковым максимумом (ПЛМ), привело к значительным изменениям эвстатического уровня Мирового океана. Существуют реконструкции этих глобальных изменений в позднем плейстоцене и голоцене, полученные при изучении коралловых рифов низких широт. Однако в региональном масштабе выявляемые прошлые изменения относительного

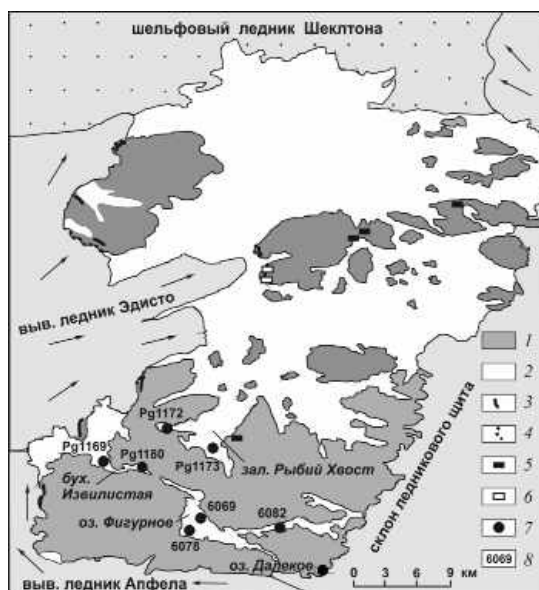


Рис. 1. Схема оазиса Бангера с указанием местоположения и наименования объектов, обсуждаемых в статье.

1 — суша; 2 — водоемы; 3 — морена «Старая Эдисто»; 4 — морена «Молодая Эдисто»; 5 — ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 — ископаемые раковины моллюсков в морене; 7 — точки отбора колонок донных осадков; 8 — номера колонок.

уровня моря обнаруживают множество различий, одной из главных причин которых является тектоническая составляющая. В краевой зоне Антарктиды тектонические движения во многом связаны с гляциоизостазией — реакцией территорий на уменьшение или увеличение ледниковой нагрузки на литосферу. Так как районы континента испытывали различную ледниковую нагрузку во время ПЛМ и имели разную историю дегляциации, ход и параметры гляциоизостатических движений в них заметно отличаются. В связи с этим определение соотношения эвстатической и тектонической составляющих в этих районах требует сопоставления результатов изучения изменений относительного уровня моря, палеоклиматических и палеогляциологических данных.

Оазис Бангера находится в Восточной Антарктиде и представляет собой свободные от покровного оледенения участки суши и морские водоемы, которые окружены ледниками (рис. 1). Шельфовый ледник и части выводных ледников находятся на плаву, благодаря чему морские заливы оазиса связаны с океаническими водами. Параметры прошлого оледенения, послеледниковые изменения уровня моря, климатические флуктуации и ход дегляциации оазиса изучались российскими, австралийскими, германскими и польскими учеными, в результате чего был накоплен большой объем разнородных данных. В предлагаемой статье проводятся анализ и интеграция этих данных с целью получения наиболее детальных и обоснованных представлений об изменениях уровня моря и гляциоизостатических процессах в районе.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Для построения кривой изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера использовались данные геоморфологических и палеогеографических исследований. Их можно условно разделить на группы, которые маркируют прошлые высоты и свидетельствуют о стабилизации стояния морских вод, указывают на знак хода относительного уровня моря в целом, дают хронологию выявляемых изменений уровня.

Развитые на местных побережьях поднятые пляжи, гораздо реже береговые валы и, единично, аккумулятивно-абразионные террасы отмечают прошлое высотное положение морских вод, которое было относительно стабильным в течение некоторых отрезков времени. Созданные в приливно-отливной полосе пляжи отражают близкие максимальным высоты древних береговых линий. Береговые валы формируются при более продолжительной стабилизации уровня моря, на прибрежных участках с определенным рельефом и наличием обломочного материала, с большей долей участия штормовых, прибойных процессов. Высоты валов превышают средний уровень моря при их образовании на 1,5–3 м (Леонтьев, 1961), что приводит к погрешности определения отметок древних морских границ. Довольно неточным является и сопоставление с уровнем моря высот аккумулятивно-абразионных террас, формирование которых могло идти длительное время как под водой в условиях трансгрессии, так и в ходе падения уровня моря; отметки поверхности этих террас дают информацию лишь о возможных минимальных высотах стояния морских вод. Таким образом, для реконструкции изменения высот уровня моря в районе оазиса предпочтительнее использовать данные о наиболее широко распространенных здесь поднятых пляжах.

Бесспорным свидетельством морского генезиса отложений являются залегающие в них *in situ* ископаемые раковины моллюсков. Однако сложно оценить высоту уровня моря в момент захоронения раковин, что связано с широким интервалом глубин их обитания. В частности, антарктический двустворчатый моллюск *Laternula elliptica*

(King and Broderip), чьи раковины найдены в отложениях оазиса, обитает на глубинах от 1 до 100 м (с максимумом численности на глубинах меньше 20 м) (Ahn, 1994).

Важную информацию содержат донные осадки некоторых озер оазиса. Изучение ископаемых диатомовых комплексов в колонках осадков позволяет выявлять периоды проникновения в озера морских вод, изменения солености и экологии водоемов. Исходя из абсолютных отметок уровня озерных вод или осушенных перемычек между озерами и морем, можно реконструировать параметры подъема относительного уровня моря в эти периоды. Следует учитывать, что данные параметры минимальны, так как уровень моря мог превышать высоту перемычек на первые метры.

Специфическим источником сведений о прошлом ходе уровня моря в оазисе Бангера служат ископаемые диатомовые комплексы донных осадков морских заливов. Изменения по колонкам осадков соотношения планктонных и бентосных видов диатомей свидетельствуют о понижении или повышении уровня. Появление и исчезновение в комплексах открыто-океанических видов указывает на улучшение или ухудшение сообщения заливов с океаном, — события, которые определяются в основном изменениями уровня моря и, соответственно, перемещениями линии налегания на дно окружающих оазис ледников, колебаниями границ ледников.

Хронология прошлых морских событий устанавливается с помощью радиоуглеродного датирования захороненного в отложениях органического материала (раковины моллюсков, морские водоросли в осадках заливов, пресноводные мхи в озерах). В результате датирования органики морского происхождения необходимо вносить поправку на «антарктический морской резервуарный эффект» (АМРЭ), величина которого изменяется в Антарктике как регионально, так и в зависимости от типа материала (Gordon, Harkness, 1992; Omoto, 1983). Имеющаяся информация позволяет оценить поправки при датировке водорослей в 1300 лет, раковин в 950–1300 лет, морских животных в 1100–1450 лет (Gordon, Harkness, 1992). Для района оазиса Бангера точная общая величина АМРЭ не определена из-за недостаточного статистического ряда датированной современной органики, поэтому мы используем те скорректированные значения датировок, которые предлагают авторы предшествующих исследований. В случае отсутствия таких коррекций нами применена поправка в 1300 лет, которая характерна для большинства типов морских организмов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рисунок 2 представляет кривую изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера — результат анализа и интеграции имеющихся данных. На быстрый подъем уровня в начале голоцена указывают факты накопления в основании колонки Pg1173 (залив Рыбий Хвост — см. рис. 1) морского диатомового комплекса уже ранее 10000 л.н. (Веркулич, 2007) и наполнения морскими водами озера Джо (Jaw lake) «в самом раннем голоцене» (Roberts et al., 2000).

На следующем этапе уровень поднялся на максимальную высоту; при этом скорость подъема, по-видимому, уменьшилась. Основанием построения такого хода кривой служат, во-первых, результаты диатомового анализа колонок донных осадков 6069, 6078, 6082 из озера Фигурное (см. рис. 1): в осадках, формировавшихся примерно между 8000 и 6000 л.н., присутствуют морские диатомеи, что свидетельствует о проникновении в пресноводное озеро морских вод (Verkulich et al., 2002). Учитывая незначительное число створок морских диатомей и эпизодичность их появления в осадках, а также отметку современного уровня озера (11,6 м), можно предположить,

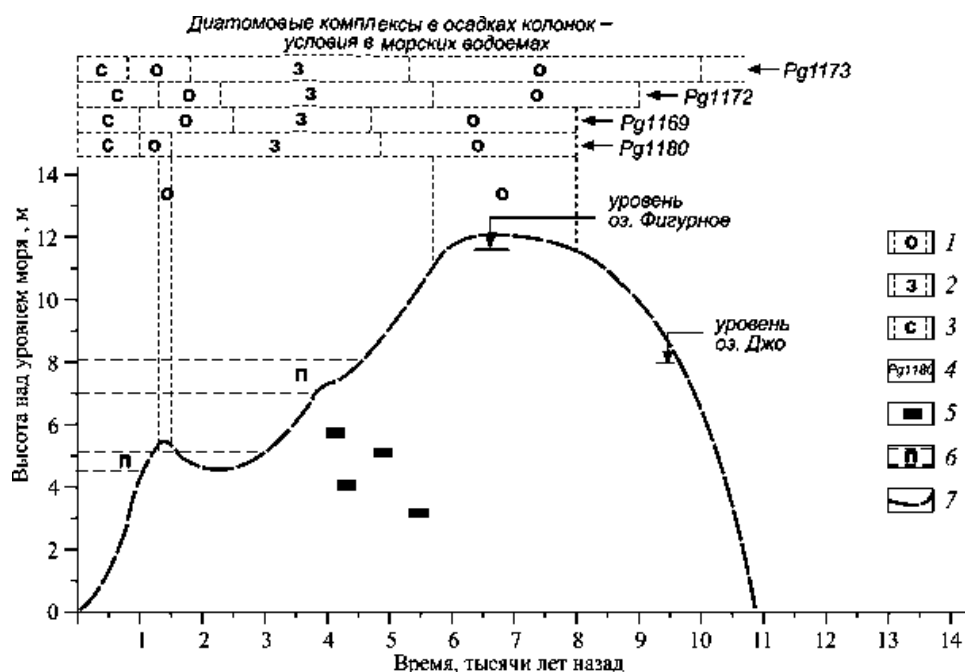


Рис. 2. Реконструкция изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера.

1 — периоды улучшения связи морских водоемов с океаном; 2 — периоды ухудшения связи морских водоемов с океаном; 3 — близкие современным условия связи морских водоемов с океаном; 4 — номера колонки донных осадков (местоположение — см. рис. 1); 5 — ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 — интервалы высот максимального распространения древних пляжей; 7 — реконструированная кривая изменений относительного уровня моря.

что относительный уровень моря в этот период едва ли поднимался выше 12 м. Факт достижения морскими водами максимальных высотных отметок в период 8000—6000 л.н. косвенно подтверждается особенностями диатомовых комплексов в колонках Pg1173, Pg1172, Pg1169, Pg1180 из залива Рыбий Хвост и бухты Извилистой (см. рис. 1, 2). В осадках именно этого возраста во всех колонках максимально число открыто-океанических видов и высоко содержание планктонных видов диатомей — признаки роста глубин водоемов, улучшения их сообщения с океаническими водами, т.е. признаки повышения уровня моря и линии налегания на дно окружающих оазис выводных ледников (Веркулич и др., 2007).

Примерно с 6000 л.н. относительный уровень моря стал снижаться — основная тенденция его хода до настоящего времени. Между 6000 и 5000 л.н. прекратилось проникновение морских вод в озеро Фигурное: в диатомовых комплексах озерных осадков более позднего возраста отсутствуют морские виды (Verkulich et al., 2002). С этого же времени в осадках залива Рыбий Хвост и бухты Извилистой преимущественно отсутствуют или редки открыто-океанические виды диатомей, на фоне убывания планктонных растет содержание бентосных видов — это свидетельства ухудшения связи водоемов с океаном и уменьшения их глубины (Веркулич и др., 2007). На берегах, от современной высотной отметки 10 м и ниже, формируются пляжи. Кроме того, на западных окраинах оазиса 6000—5000 л.н. были созданы гряды напорной морены «Старая Эдисто» (см. рис. 1), которые содержат ископаемые раковины (Colhoun, Adamson,

1992). Происхождение морен можно объяснить тем, что при падении уровня моря и понижении линии налегания плавучих частей выводных ледников края этих ледников упирались в осушающиеся берега, сдвигая на них морские отложения.

В течение последних 6000 лет ход относительного уровня моря в районе оазиса имел в целом тенденцию к снижению, но обладал стадийностью (см. рис. 2). Подсчет поднятых пляжей на берегах оазиса, проведенный нами по материалам предшествующих и собственных исследований (Большиянов, Веркулич, 1992; Веркулич, 1991; Евтеев, 1961, 1962; Ружницкий, 1960; Colhoun, Adamson, 1992), позволил выделить интервалы высот их максимального распространения; эти интервалы, вероятнее всего, соответствуют периодам замедления падения или стабилизации уровня моря. Один из периодов — около 4600–4000 л.н., когда создавались пляжи на современных высотных отметках 7–8 м. Доказательством стояния в то время морских вод на этих отметках служит возраст и высотное положение найденных ископаемых раковин *in situ*: они могли обитать здесь лишь на глубинах больше одного метра.

Еще один период замедления падения, стабилизации и даже, возможно, незначительного подъема уровня моря соотносится нами с формированием серии пляжей в интервале современных высот 4–5 м (примерно между 2500 и 1000 л.н.). В соответствии с результатами диатомового анализа, в это время в заливе Рыбий Хвост (колонки Pg1173, Pg1172) и бухте Извилистой (колонка Pg1169) вновь появляются открыто-океанические виды диатомей, наблюдается тенденция к уменьшению бентосных видов. В колонке Pg1180 из восточной котловины бухты Извилистой (см. рис. 1), которая около 1500 л.н. стала водоемом с преобладанием пресноводной диатомовой флоры, между 1400 и 1100 л.н. регистрируется заметное увеличение содержания морских и снижение содержания пресноводных видов, растет количество открыто-океанических и планктонных диатомей (Веркулич и др., 2007). Кроме того, при изучении донных осадков пресноводного приледникового озера Далекое (см. рис. 1) выявлено появление и доминирование между 1500 и 1300 л.н. морских видов диатомей (Bolshiyarov et al., 1991), — свидетельство проникновения в озеро морских вод. Такое событие могло произойти лишь в случае подъема линии налегания ледника (всплывания его края), т.е. при подъеме уровня моря. На наш взгляд, приведенные результаты диатомового анализа осадков морских водоемов и озера Далекого подтверждают предположение о стабилизации относительного уровня моря примерно между 2500 и 1000 л.н. и о возможности его незначительного роста около 1500–1300 л.н. (см. рис. 2).

В последнем тысячелетии падение относительного уровня моря продолжилось: в осадках колонок Pg1173, Pg1172, Pg1169 повышается содержание бентосных видов диатомей; в колонке Pg1180 отчетливо доминируют пресноводные виды диатомей, что означает условия минимального сообщения этого района бухты Извилистой с морем и максимального воздействия талых вод; во всех перечисленных колонках отсутствуют открыто-океанические виды (Веркулич и др., 2007). В последнем тысячелетии на западных окраинах оазиса формируются гряды напорной морены «Молодая Эдисто» (Colhoun, Adamson, 1992), происхождение которых, как объяснялось выше, может быть связано с падением относительного уровня моря.

ОБСУЖДЕНИЕ

Построенная нами кривая позволяет проанализировать соотношение эвстатических, тектонических (включая гляциоизостазию) и региональных факторов изменения уровня моря. Общий вид кривой во многом совпадает с представлениями о ходе эвста-

тических изменений уровня Мирового океана: о его первоначальном резком подъеме и последующем замедленном достижении им современных отметок (рис. 3). Наиболее ощутимый вклад в подъем уровня моря талых вод от исчезающих ледниковых щитов относится к периодам около 12,1–11,8 тыс. л.н., около 10 тыс. л.н. и, возможно, около 7,1 тыс. л.н.; суммарный подъем уровня за эти периоды составил около 28 м (Bentley, 1999; Clark, Mix, 2002). Также считается, что период быстрого подъема уровня Мирового океана способствовал разрушению Антарктического ледникового щита и вкладу антарктических талых вод в изменения уровня уже после 7 тысяч л.н. (Ingólfsson, Hjort, 1999); однако величина этого вклада оценивается учеными по-разному: от 37 м до 0,5 м (Zwartz et al., 1998). Заметное снижение скоростей подъема и приближение уровня Мирового океана к современным отметкам относится к периоду 6–5 тысяч л.н. (Ingólfsson, Hjort, 1999). Существует также мнение о понижении уровня на 1 м в позднем голоцене из-за роста ледникового щита Антарктиды (Goodwin, Zweck, 2000).

Гораздо труднее оценить скорости и направления тектонических движений, шедших одновременно с изменением эвстатического уровня моря. Об этих движениях (без участия гляциоизостатической составляющей) свидетельствуют региональные различия в параметрах глобальной голоценовой трансгрессии: согласно кривой по коралловым рифам (о. Барбадос) уровень моря вырос на 17 м в период 8–5 тысяч л.н.; кривые для западного побережья Австралии говорят о подъеме в 10 м после 8 тысяч л.н.; данные по побережью Папуа — Новая Гвинея указывают на подъем в 16 м после 8 тысяч л.н.; кривая для Флориды показывает подъем на 6 м в период 8–5 тысяч л.н. [Ingólfsson, Hjort, 1999].

На окраинах Восточной Антарктиды картина вклада тектоники в ход изменений относительного уровня моря еще более осложнена участием гляциоизостатических процессов. Существующие модельные построения, основанные на геоморфологических данных и зависящие от числового выражения основных физических характеристик литосферы, не разделяют собственно тектоническую и дополнительную гляциоизостатическую составляющие и весьма приблизительны. Для региона Земли Уилкса, в пределах которого расположен оазис Бангера, величина расчетного гляциоизостатического поднятия варьирует от 49 м до 61 м за весь период послеледниковое поднятия территории в зависимости от выбранной величины вязкости мантии (Goodwin, Zweck, 2000). В модельных построениях для оазиса Бангера насчитывается шесть сценариев, основанных на типе модели и принятой в расчетах толщины эластичного слоя литосферы (50 или 100 км); эти сценарии дают различия в максимальной высоте послеледниковое стояния относительного уровня моря в оазисе от 10 до 65 м (Okuno, Miura, 2013). Кроме того, геоморфологические данные указывают на существенную разницу в отметках максимальной морской границы в оазисе Бангера (около 12 м) и на островах Уиндмилл (около 30 м), хотя оба этих района относятся к Земле Уилкса (Веркулич, 2011; Goodwin, 1993; Zwartz et al., 1998).

Из вышеизложенного следует, что оценка соотношения глобальной эвстатической, региональной тектонической и гляциоизостатической составляющих послеледниковых изменений уровня моря с использованием только модельных расчетов (с точностью 10–20 м) является весьма приблизительной. Для оазиса Бангера более корректным может быть выявление вклада этих составляющих на основе сопоставления реконструированных изменений относительного уровня моря, данных о прошлом оледенении и ходе дегляциации, результатов модельных построений.

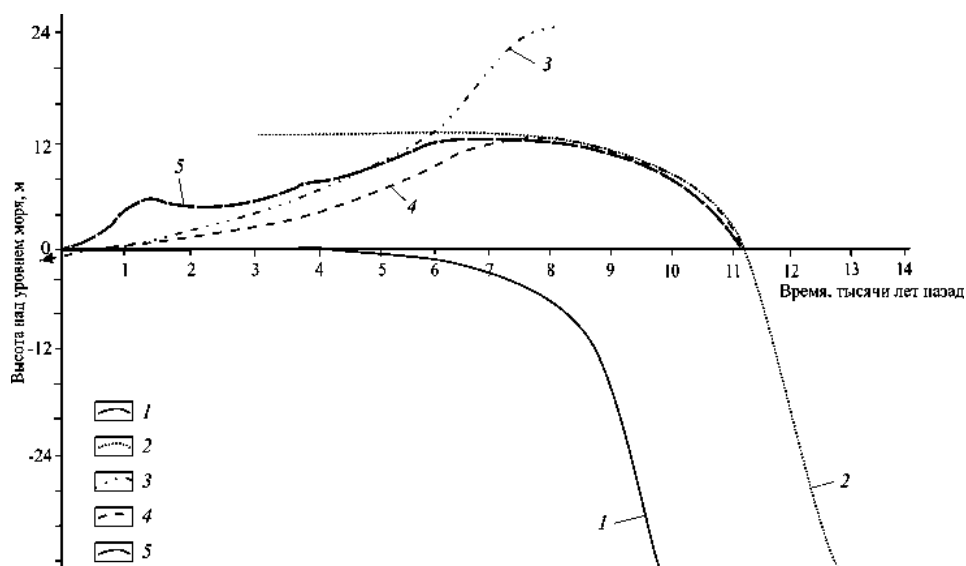


Рис. 3. Кривые составляющих изменения уровня моря в районе оазиса Бангера.

1 — кривая эвстатических изменений уровня Мирового океана в соответствии с (Bentley, 1999); 2 — гипотетическая кривая эвстатического подъема уровня моря в районе оазиса Бангера с учетом данных о максимальных отметках стояния морских вод; 3 — гипотетическая кривая снятия гляциоизостатической нагрузки для оазиса Бангера; 4 — гипотетическая кривая изменения относительного уровня моря в районе оазиса Бангера как результат взаимодействия эвстатической и гляциоизостатической составляющих; 5 — реконструированная кривая изменений относительного уровня моря в оазисе Бангера.

В соответствии с существующими представлениями, мощность оледенения оазиса Бангера во время ПЛМ была невелика и составила примерно от 100 м над возвышенностями до 300 м в понижениях рельефа (Веркулич, 2011; Melles et al., 1997). Дегляциация района началась не позднее 12000 л.н.; его освобождение от оледенения было активным, и уже 10000–8000 л.н. ото льда освободились многие участки суши и озера, а океанические воды проникли в местные заливы. В период 8000–4000 л.н. процесс деградации оледенения продолжался на фоне менее теплых условий; к концу периода от покрова льда освободилось более 70 % территории суши. Большое влияние на дегляциацию в первой половине этого периода оказывал подъем уровня моря: морские воды проникли во все современные бассейны и даже достигли южных приледниковых окраин оазиса. Примерно между 4000 и 2000 л.н. в районе преобладали теплые условия, которые способствовали расширению свободных ото льда территорий суши; к 2000 л.н. ландшафты оазиса и границы окружающих ледников стали напоминать современные. В течение последних 2000 лет в целом продолжалась деградация мелких ледников и снежников на суше оазиса.

Как видно на рис. 3, на протяжении первого этапа дегляциации (примерно до 8000 л.н.) кривая изменений относительного уровня моря практически совпадает с гипотетической кривой эвстатического подъема уровня моря (получена из кривой эвстатического роста уровня Мирового океана с учетом максимальных высотных отметок уровня моря в оазисе). Это свидетельствует о явном преобладании эвстатической составляющей; роль тектонических процессов и гляциоизостазии минимальна, хотя в оазисе активно развивается дегляциация. Такая ситуация может быть связана с

инерционностью реакции литосферы на постепенное снятие сравнительно небольшой части прошлой ледниковой нагрузки на территорию.

Примерно с 8000 л.н. ход кривых на рис. 3 начинает различаться. Между 8000 и 6000 л.н., на фоне продолжающегося эвстатического роста уровня Мирового океана, происходит явное уменьшение скорости роста и последующая стабилизация относительного уровня моря в оазисе. По-видимому, в течение этого периода начинается подъем территории, значительная часть которой (включая морские бассейны) уже освободилась от покровного оледенения; при этом скорости подъема территории равны или немного превышают скорости эвстатического роста уровня моря.

Для иллюстрации роли гляциоизостазии в подъеме территории мы приводим расчетную кривую относительного изменения уровня моря как результат взаимодействия только эвстатической и гляциоизостатической составляющих (см. рис. 3 — кривая 4). Она получена при сопоставлении эвстатической кривой (см. рис. 3 — кривая 2) и гипотетической кривой снятия гляциоизостатической нагрузки для оазиса Бангера (см. рис. 3 — кривая 3), построенной по модели (Goodwin, Zweck, 2000) с введенными в нее параметрами оледенения ПЛМ по оазису Бангера. Видно, что в течение периода 8000–6000 л.н. происходит расхождение расчетной и реконструированной нами кривыми изменений относительного уровня моря: расчетные скорости поднятия территории (см. рис. 3 — кривая 4) последовательно наращивают превышение над фактическими, установленными по палеогеографическим данным (см. рис. 3 — кривая 5). Подобное различие может иметь несколько объяснений: неточности параметрических характеристик, введенных в модельные расчеты (вязкость мантии, толщина литосферы, параметры оледенения ПЛМ); влияние тектонических процессов, не связанных напрямую с гляциоизостазией (региональные особенности тектоники, инерционность в реакции территории на изменение ледниковой нагрузки).

Примерно с 6000 л.н. до настоящего времени ход приведенных на рис. 3 кривых показывает общую направленность — на фоне прекращения роста и стабилизации эвстатического уровня Мирового океана идет снижение относительного уровня моря, т.е. продолжается компенсационный подъем оазиса Бангера как реакция на снятие ледниковой нагрузки в ходе дегляциации. За исключением нескольких интервалов времени, расчетные и фактические скорости падения уровня моря (или поднятия территории) практически совпадают (кривые 4 и 5 на рис. 3 соответственно), что говорит о преобладающей роли гляциоизостатических процессов. Различия между этими кривыми обнаруживаются около 4000 л.н. и в период примерно 2500–1000 л.н., когда реконструированная нами кривая демонстрирует замедление падения и даже рост относительного уровня моря. Сложно соотнести данные события с имеющимися сведениями о ходе дегляциации, т.к. в оазисе не обнаружено следов серьезного повторного разрастания ледников (роста нагрузки на литосферу) для указанных интервалов времени, хотя палеоклиматические исследования говорят об относительном похолодании 2000–1000 л.н. (Веркулич, 2011). Более вероятно, что эти события отражают особенности тектонических процессов в районе, например, наличие стадийности компенсационного поднятия благодаря изменениям накопленной величины ледниковой разгрузки и физическим свойствам мантийного вещества. Кроме того, для периода 2000–1000 л.н. можно предположить наличие флуктуаций непосредственно уровня Мирового океана — факты кратковременного подъема относительного уровня моря в этот период установлены также для нескольких рай-

онов Арктики и Антарктики (Анисимов и др., 2011; Веркулич и др., 2012; Макаров, Большианов, 2011).

Одним из объяснений различия кривых 4 и 5 на участках, соответствующих последнему тысячелетию (см. рис. 3), может являться уменьшение стока талых вод в связи с наращиванием Антарктидой ледникового щита (Goodwin, Zweck, 2000).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и обобщение имеющихся палеогеографических данных позволили реконструировать послеледниковые изменения относительного уровня моря в районе оазиса Бангера. Уровень рос с рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена примерно до 7000 л.н. (максимум подъема до современных высотных отметок около 12 м). Около 6000 л.н. началось падение относительного уровня моря в оазисе, ход которого был осложнен двумя событиями: замедление падения уровня около 4600–4000 л.н.; замедления падения, стабилизация и даже возможный незначительный подъем уровня моря примерно между 2500 и 1000 л.н.

Сравнение реконструированной кривой с существующими представлениями об эвстатических изменениях уровня Мирового океана, расчетными модельными кривыми гляциоизостатического подъема территории, сведениями о прошлом оледенении и ходе дегляциации дало возможность выявить соотношение влияния на изменения относительного уровня моря в районе оазиса Бангера эвстатической и тектонической (включающей гляциоизостатию) составляющих.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00548-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов М.А., Пушина З.В., Иванова В.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. История изменений уровня моря в районе Новосибирских о-вов в голоцене // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2011. Т. 2. С. 10–14.

Большианов Д.Ю., Веркулич С.Р. Новые данные по истории развития оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Антарктика: Докл. комис. 1992. Вып. 30. С. 58–64.

Веркулич С.Р. Особенности морфологии и формирования морских террас на побережьях заливов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1991. № 115. С. 9–14.

Веркулич С.Р. Реконструкция голоценовых изменений климата в краевой зоне Восточной Антарктиды на основе изучения донных осадков озер и морских заливов // Известия РАН. Сер. географическая. 2007. № 4. С. 38–43.

Веркулич С.Р. Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2011. 46 с.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н., Меллес М., Диекманн Б. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // Материалы гляциологических исследований. 2007. Вып. 102. С. 161–167.

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

Евтеев С.А. Происхождение террасовидных уступов в Восточной Антарктиде // Исследования ледников и ледниковых районов. 1961. Вып. 1. С. 23–32.

Евтеев С.А. Морские террасы на побережье Антарктиды // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1962. № 33. С. 20–26.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: МГУ, 1961. 418 с.

Макаров А.С., Большаков Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 г.». Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2011. С. 315–320.

Ружицкий С.З. О времени образования оазиса Бангер-Хиллс // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1960. № 20. С. 10–14.

Ahn I.Y. Ecology of the Antarctic bivalve *Laternula elliptica* (King and Broderip) in Collins Harbor, King George Island: benthic environment and an adaptive strategy // Berkman P.A., Yoshida Y. (eds.) Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue, 50). Tokyo: NIPR, 1994. P. 1–10.

Bentley M.J. Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change // Quaternary Science Reviews. 1999. Vol. 18. P. 1569–1595.

Bolshiyakov D., Verkulich S., Pushina Z., Kirienko E. Some features of the Late Pleistocene and Holocene history of the Bunker Hills (East Antarctica) // 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (Abstracts). Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991. P. 66–71.

Clark P.U., Mix A.C. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21. P. 1–7.

Colhoun E.A., Adamson D.A. Raised Beaches of the Bunker Hills, Antarctica // Australian National Antarctic Research Expedition Reports. 1992. Vol. 136. 47 p.

Goodwin I.D. Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica // Quaternary Research. 1993. Vol. 40. P. 70–80.

Goodwin I.D., Zweck C. Glacio-isostasy and glacial ice load at Law Dome, Wilkes Land, East Antarctica // Quaternary Research. 2000. Vol. 53. P. 285–293.

Gordon J.E., Harkness D.D. Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating // Quaternary Science Reviews. 1992. Vol. 11. P. 697–708.

Ingólfsson Ó., Hjort C. The Antarctic contribution to Holocene global sea level rise // Polar Research. 1999. Vol. 18 (2). P. 323–330.

Melles M., Kulbe T., Verkulich S.R. et al. Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bunker Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments // Ricci C.A. (ed.) The Antarctic Region: Geological evolution and processes (Proceedings of the 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995). Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 809–820.

Okuno J., Miura H. Last deglacial relative sea level variations in Antarctica derived from glacial isostatic adjustment modeling // Geoscience Frontiers. 2013. Vol. 4. P. 623–632.

Omoto K. The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica // Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (eds.) Antarctic Earth Science. Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 450–452.

Roberts D., McMinn A., Zwart D. An initial palaeosalinity history of Jaw Lake, Bunker Hills based on a diatom-salinity transfer function applied to sediment cores // Antarctic Science. 2000. Vol. 12 (2). P. 172–176.

Verkulich S.R., Melles M., Pushina Z.V., Hubberten H.-W. Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunker Oasis, East Antarctica // Journal of Paleolimnology. 2002. Vol. 28. P. 253–267.

Zwart D., Bird M., Stone J., Lambeck K. Holocene sea level change and ice-sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 155. P. 131–145.

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД В РАЙОНЕ КОРАБЛЯ ПОГОДЫ «МАЙК»

канд. геогр. наук А.В.СМИРНОВ¹, канд. геогр. наук А.А.КОРАБЛЕВ²,
мл. науч. сотр. А.Е. ВЯЗИЛОВА¹

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

² — Геофизический институт университета г. Берген, Норвегия

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Европейский бассейн (СЕБ) является важным связующим звеном между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана. В восточных частях региона теплые и соленые атлантические воды (АВ) проникают далеко на север (Никифоров, Шпайхер, 1980; Hansen, Osterhus, 2000). Встречный поток на юг вдоль побережья Гренландии выносит полярные воды и морской лед. Холодные и плотные воды в промежуточном и глубинных слоях двигаются на юг, формируя глубоководный перелив в Северную Атлантику. Изменения термохалинного режима в СЕБ оказывают прямое влияние на глобальную термохалинную циркуляцию (Dickson et al., 2008), погодные условия и климат северо-западной Европы и Арктики (Bengtsson et al., 2004).

По результатам крупномасштабных экспедиционных работ ААНИИ в конце XX в., направленных на изучение структуры и изменчивости океанографических полей и процессов взаимодействия океана и атмосферы в СЕБ, был выполнен целый ряд исследований и их обобщений (Алексеев, 1984, 2000; Алексеев и др., 1989, 1995, 1990; Алексеев, Кораблев, 1994; Алексеев, Николаев, 1987; Алексеев, Широков, 1988; Кораблев, 1994, 1987). В настоящем исследовании освещаются изменения состояния термохалинного режима в Норвежском море на основе океанографических наблюдений, выполнявшихся в районе корабля погоды «Майк» в период с 1948 по 2013 г.

ДАННЫЕ

Надежность оценки сезонной и межгодовой изменчивости термохалинных характеристик зависит от продолжительности используемых рядов данных. Согласно базе океанографических данных, созданной в ААНИИ для Северо-Европейского бассейна (Кораблев и др., 2007; Смирнов и др., 2011), наиболее обеспеченным наблюдениями в Норвежском море является район корабля погоды «Майк» (КПМ) с центром в точке 66° с.ш., 2° в.д. База океанографических данных постоянно пополняется как за счет ставших доступными исторических, так и современных данных. Общее количество океанографических станций в базе к моменту написания статьи превысило 740 000 для области 50–82° с.ш., 80° з.д. – 70° в.д.

Наблюдения в районе КПМ начались 1 октября 1948 г. и прекратились 1 января 2010 г. Это был последний из тринадцати кораблей погоды, учрежденных в послевоенное время для нужд гражданской авиации. Океанографическая программа включала наблюдения за температурой, соленостью и кислородом (с 1953 г.) до глубины 1000 м (3–4 раза в неделю) и до 2000 м (раз в неделю). Положение КПМ (попеременно использовались 3 корабля погоды) не было строго фиксировано (вследствие дрейфа судов), что стало причиной существенного разброса положения станций. Обеспеченность наблюдениями по длине ряда неравномерна, так в начале и конце 1970-х гг. ряд данных прерывался на несколько месяцев. После прекращения работы корабля погоды в начале 2010 г. на его месте была установлена буйковая станция. Также ряд наблюдений может быть продлен за счет дрейфующих буйев Арго, эпизодически всплывающих в этом районе.

В работе использованы данные 12 463 станций, расположенных в радиусе 50 км от центральной точки. Увеличение размеров области осреднения практически не изменяет сезонного хода вследствие сильной адвективной составляющей и преобладающего вклада количества измерений в точке КПМ. Выбор размеров области осреднения определялся также и количеством наблюдений, достаточным для получения достоверных оценок. Исходя из временного распределения числа данных, расчет среднесезонных месячных значений параметров проводился для периода с 1948 по 2013 г.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Сезонные изменения температуры воды проявляются сильнее всего в верхнем слое под влиянием летнего прогрева и охлаждения в холодную часть года (рис. 1 цв. вклейки), происходящих локально, а также вверх по потоку в Северной Атлантике, в результате адвекции сезонного хода Северо-Атлантическим течением. Сезонный максимум среднесезонной температуры воды (11,7 °C) наблюдается в августе и совпадает с наибольшим распреснением (35,04 ‰). Минимум температуры воды (6,2 °C) приходится на март (рис. 1 цв. вклейки).

Перераспределение сезонного максимума температуры (рис. 1 цв. вклейки) с поверхности в нижележащие слои происходит со значительной временной задержкой. В верхнем 10-метровом слое максимум приходится на август, а в слоях 30–50 м — на сентябрь, 75–100 м — на октябрь, 125–150 м — на ноябрь, 200–300 м — на декабрь, 400–500 м — на февраль, 600–800 м — на март, в то время как на горизонте 800 м более интенсивный максимум температуры наблюдается в октябре.

Сезонный минимум температуры воды в годовом ходе формируется в процессе зимнего конвективного перемешивания (Кораблев, 1994). В марте верхний 250-метровый слой максимально выхолаживается, а нижнюю границу слоя можно принять за среднесезонную глубину конвекции в районе КПМ (рис. 1 цв. вклейки). В слое 300–500 м минимальная температура наблюдается в ноябре, в слое 1000–2000 м — в июле. С сентября по февраль температура поверхностного слоя понижается, март — переходный месяц, а в апреле начинается рост. Наибольшая глубина слоя, в котором вертикальный градиент температуры не превышает 0,5 °C, составляет 170 м (март). На горизонте 300 м амплитуда годового хода температуры составляет около 1 °C, убывая до 0,04 °C на глубине 1000 м. На формирование сезонных изменений ниже летнего термоклина помимо вертикального перемешивания оказывает влияние адвекция термохалинных характеристик из Северной Атлантики.

Анализ наблюдений за температурой выявил, что одним из факторов формирования изменчивости океанографических характеристик в Норвежском море является изменение положения зоны фронтальных разделов и Норвежского течения (Алексеев, Широков, 1988). Среднемноголетние значения среднеквадратических отклонений (СКО) температуры более $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ локализованы в слое 150–550 м, а более $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в слое 200–500 м. Указанные глубины соответствуют положению зон наиболее резких градиентов поперек фронтальных разделов (Кораблев, 1987). Изменения СКО температуры на глубине обострения градиентов не имеют ярко выраженного сезонного хода. Можно отметить лишь незначительное понижение их величин в летний период.

Многолетние изменения средней за год температуры воды на поверхности в районе КПМ согласованы с изменениями температуры воздуха (рис. 2). Коэффициент корреляции между ними равен 0,8 (при коэффициенте детерминации $R^2 = 0,63$).

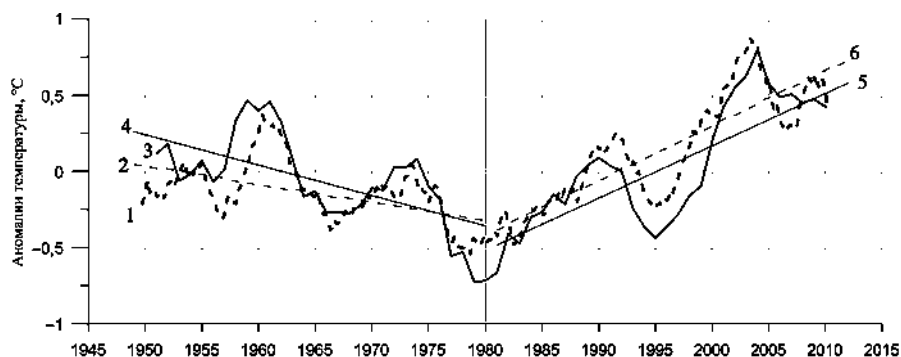


Рис. 2. Временные серии аномалий среднегодовой температуры воздуха и поверхности воды по данным КПМ: 1 — температура поверхности воды; 2 — линейный тренд температуры поверхности воды за период 1948–1981 гг.; 3 — температура воздуха; 4 — линейный тренд температуры воздуха за период 1948–1981 гг.; 5 — линейный тренд температуры воздуха за период 1981–2012 гг.; 6 — линейный тренд температуры поверхности воды за период 1981–2012 гг.

Анализ коэффициентов корреляции за отдельные месяцы (табл. 1) показал, что абсолютный минимум корреляции приходится на февраль, а максимум — на июль и август. При этом летние значения превосходят зимние более чем в два раза. Это свидетельствует о значительном рассогласовании полей температуры атмосферы и океана в зимний период (Алексеев, Николаев, 1987). Летом доминирует влияние радиационного прогрева, тогда как зимой основное влияние на формирование аномалий температуры оказывает адвекция.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры воды и температуры воздуха, рассчитанные по данным КПМ за 1949–2008 гг.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,44	0,21	0,36	0,56	0,66	0,84	0,90	0,91	0,82	0,56	0,55	0,54

На рис. 2 можно выделить два характерных периода с разнонаправленными трендами: период понижения температуры (1949–1980) и период ее повышения (1981–2012). Величины трендов температуры воздуха составили $-0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ для первого периода и $0,034\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ для второго. Аналогично тренды для температуры воды составили $-0,012\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $0,036\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ соответственно.

Распределение солёности по глубине характеризуется подповерхностным максимумом, большую часть года локализованным на глубинах от 50 до 100 м (рис. 3 цв. вклейки). Это создаёт условия для возникновения неустойчивости глубже слоя максимума, контролируемой изменениями температуры воды. В тёплую часть года (июнь–октябрь) формируется верхний распреснённый слой толщиной не более 30–50 м. Интенсивность летнего распреснения верхнего 30 м слоя по среднегодовым данным (рис. 3 цв. вклейки) составляет для района КПП величину порядка 0,1 ‰. Глубина залегания ядра с наибольшей солёностью имеет ярко выраженный сезонный ход с максимумом в сентябре–октябре, а его происхождение связано с присутствием атлантической воды (АВ), поступающей из Северной Атлантики, главным образом через Фареро–Шетландский пролив (ФШП).

В осенне-зимний период перемешивание ослабляет вертикальный градиент солёности, а с января по май высокая солёность наблюдается от поверхности до глубины максимума. Зимнее перемешивание происходит на фоне непрерывной адвекции АВ. Как и в случае с температурой, зимние вертикальные профили солёности формируются вверх по потоку (Gathman, 1986). Однако степень трансформации усиливается по мере движения на север как за счёт взаимодействия с атмосферой (увеличение потоков), так и вследствие горизонтального перемешивания (Isachsen et al., 1986). Солёность поверхностного слоя с августа по январь непрерывно растёт. Наоборот, в слое 50–200 м происходит её снижение, особенно интенсивное с сентября по ноябрь. К декабрю в слое 0–200 м формируется однородное вертикальное распределение солёности. Зимняя конвекция перемешивает верхний распреснённый слой, снижая устойчивость стратификации. Однако высокий теплозапас и непрерывная адвекция АВ в районе КПП препятствует более глубокому проникновению конвекции.

Возникновение максимума солёности на поверхности в апреле определяется тем, что поступающая АВ вовлекается в процесс конвективного перемешивания, повышая тем самым среднюю солёность перемешанного слоя. Только после уменьшения интенсивности вертикального обмена начинается падение солёности на поверхности. Нижняя граница АВ в рассматриваемом районе, если судить по изменению вертикальных градиентов солёности, располагается на глубине примерно 600 м. Глубже начинают проявляться неоднородности в распределении среднего годового хода солёности. Можно выделить несколько периодов с повышенными значениями солёности на глубинах более 800 м: в феврале–марте, апреле–мае, сентябре–октябре, декабре–январе.

Можно предположить два механизма возникновения указанных возмущений поля солёности. Первый связан с адвекцией свойств из сопредельных районов, второй — с возможным вертикальным обменом на нижней границе АВ (Кораблев, 1994; Кораблев, 1987). Охлаждение снизу более солёной воды может приводить к возникновению неустойчивости. Обращает на себя внимание тот факт, что сильное осолонение промежуточных слоев в октябре совпадает по времени с максимальным заглублением солёного ядра АВ в верхнем слое.

Годовой ход плотности воды (рис. 4) служит интегральным показателем изменения термохалинных условий и вертикального обмена. В верхнем слое можно выделить три периода в изменении стратификации плотности:

- период высокой устойчивости под влиянием прогрева и распреснения (май–август);
- предконвективный период, когда в процессе охлаждения происходит увеличение плотности и глубины перемешанного слоя (сентябрь–январь);

– период развитой конвекции с однородным вертикальным распределением плотности (февраль–апрель);

Увеличение толщины однородного верхнего слоя, для которого характерна вертикальная ориентация изопикн, начинается в октябре, затем происходит постепенное уменьшение величин вертикальных градиентов. В марте–апреле плотность перемешанного слоя достигает максимальных значений, а вертикальный градиент плотности снижается до минимальных значений. Толщина слоя воды, для которой плотность изменяется на 0,05 у.е., составляет около 200 м. Для сравнения в центральной части Гренландского моря аналогичное изменение плотности происходит в слое 500 м (Кораблев, 1994).

В заключение следует подчеркнуть, что годовой ход средних значений океанографических параметров в верхнем слое формируется сезонными изменениями обмена на границе вода–воздух, адвекции АВ, зимним конвективным перемешиванием и летним распреснением поверхностного слоя. В промежуточном и глубинном слоях преобладает вклад вдоль изопикнического взаимодействия между водами арктического и атлантического происхождения.

РАЗВИТИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ АНОМАЛИЙ

Особенность стратификации в зоне распространения теплых и соленых атлантических вод в СЕБ заключается в том, что устойчивая стратификация верхнего слоя определяется снижением температуры с глубиной (в отличие от СЛО и восточных частей СЕБ, где основной вклад вносит распреснение верхнего слоя). Охлаждение (усиление потока тепла от океана к атмосфере) на поверхности приводит к развитию как термической, так и халинной конвекции, что способствует быстрому увеличению плотности, интенсивному перемешиванию и формированию глубокого верхнего квазироднородного слоя.

Формирование аномалий, как правило, происходит в верхнем слое, откуда они передаются в нижележащие слои. Однако процесс может развиваться и в обратном направлении. Ослабление глубокой конвекции в Гренландском море вызвало увеличение температуры во всех глубоководных впадинах северных морей. Начавшись в придонном слое, увеличение температуры распространялось по направлению к поверхности с задержкой в несколько лет (Osterhus, Gammelsrod, 1999). Развитие этой аномалии хорошо видно на диаграммах (рис. 5 цв. вклейки), начиная с 1990 г. на глубине более 1000 м.

Изменения в верхнем, промежуточном и глубинных слоях взаимосвязаны, но имеют разные пространственные и временные масштабы и определяются изменениями условий адвекции, атмосферной циркуляции и внутренней трансформации. Перераспределение свойств по горизонтали и вертикали управляется различными физическими механизмами.

Общей закономерностью эволюции океанографических характеристик в СЕБ является квазипериодический характер появления аномалий разных знаков, интенсивности, вертикальной протяженности и продолжительности существования. На диаграммах температуры, солености и плотности (рис. 5) явно прослеживаются периоды с устойчивым гидрологическим режимом и периоды резких изменений термохалинных характеристик.

За период с 1948 (начало регулярных наблюдений на КПМ) по 2013 г. практически во всех рассматриваемых регионах можно выделить три сильные положительные (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) и две сильные отрицательные (1976–1981, 1992–1997) аномалии солености. Они сопровождались аномалиями температуры, как правило, такого же знака. Соотношение интенсивности аномалий температуры и

солёности определяет возникновение аномалий плотности в верхнем слое. Интенсивное перераспределение тепла и солей в нижележащие слои происходило в периоды поддержания высокой плотности верхнего слоя. Самая сильная аномалия плотности в XX в. наблюдалась с 1966 по 1969 г. (рис. 5 цв. вклейки). Отрицательная аномалия солёности 1992–1997 гг. прошла через стадии с высокой и низкой плотностью, вызванной переходом от низких значений температуры в ее ядре, к сильному прогреву 1996–1997 гг. (Houghton et al., 1996). Поскольку в 1994–1995 гг. ее плотность была выше, чем плотность вод в 1970-е гг., ее распределяющее влияние на промежуточные слои оказалось более сильным. До 1972 г. высокий солёностный фон сопровождался в основном высокими температурами воды и соответствовал гидрологическому режиму усиленного влияния АВ (Алексеев и др., 1989).

Сильная отрицательная аномалия солёности, наблюдавшаяся во второй половине 1970-х гг., известная как «Великая солёностная аномалия» (BCA), оказала значительное воздействие на океанический климат. Явлению BCA посвящено большое количество работ (Belkin et al., 1998; Dickson et al., 1988; Gammelsrod et al., 1992; Parker et al., 1994), хотя причины ее возникновения, условия распространения и модификации обсуждаются до сих пор. Низкая солёность верхнего слоя регистрировалась также в начале 1950-х гг. Менее значительные, чем в 1970-х гг., случаи распреденения наблюдались в середине 1950-х и 1960-х гг., а последнее падение солёности произошло в середине 1990-х гг. По воздействию на промежуточные слои последнее событие превосходило BCA.

Начиная с конца 1990-х гг. положительные аномалии температуры поверхностного слоя неуклонно усиливаются, проникая во все более глубокие слои (рис. 5). Рост температуры сопровождается ростом солёности, величина аномалии которой в 2012–2013 гг. составила 0,7 ‰. В последние годы аномалии плотности в поверхностном слое достигли экстремально низких значений за весь период наблюдений. Этот факт указывает на доминирующий вклад роста температуры по сравнению с увеличением солёности атлантических вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье исследовалась эволюция термохалинных аномалий в районе КПМ. Показано, что годовой ход средних значений океанографических параметров в верхнем слое формируется сезонными изменениями обмена на границе вода–воздух, адвекции атлантических вод с юга, адвекцией полярных вод с запада, зимним конвективным перемешиванием и летним распреденением поверхностного слоя. Увеличение толщины однородного верхнего слоя начинается в октябре, затем происходит постепенное уменьшение величин вертикальных градиентов. В марте–апреле плотность перемешанного слоя достигает максимальных значений, а ее вертикальный градиент снижается до минимальных значений. В осенне-зимний период перемешивание также ослабляет вертикальный градиент солёности. С января по май высокая солёность наблюдается от поверхности до глубины залегания вертикального максимума солёности. Зимние вертикальные профили солёности формируются вдоль всего маршрута адвекции атлантических вод из Северной Атлантики в район КПМ. Однако степень трансформации усиливается по мере движения на север как за счет интенсификации взаимодействия с атмосферой, так и вследствие горизонтального перемешивания. Солёность поверхностного слоя с августа по январь непрерывно нарастает. Наоборот, в слое 50–200 м происходит ее снижение, особенно интенсивное с сентября по ноябрь. К декабрю в слое 0–200 м

формируется однородное вертикальное распределение солёности. Высокий теплозапас и непрерывная адвекция АВ в районе КПМ препятствуют более глубокому проникновению зимней конвекции.

За период с 1948 по 2013 г. были выделены три сильные положительные (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) и две сильные отрицательные (1976–1981, 1992–1997) аномалии солёности. Они сопровождались аномалиями температуры, как правило, такого же знака. Отрицательная аномалия солёности 1992–1997 гг. прошла через стадии с высокой и низкой плотностью, вызванной переходом от низких значений температуры в её ядре к сильному прогреву 1996–1997 гг. Поскольку в 1994–1995 гг. её плотность была выше, чем плотность вод в 1970-е гг., её распределяющее влияние на промежуточные слои оказалось более сильным. До 1972 г. высокий солёностный фон сопровождался в основном высокими температурами воды и соответствовал гидрологическому режиму усиленного влияния АВ.

Сильная аномалия солёности, наблюдавшаяся во второй половине 1970-х гг., известная как «Великая солёностная аномалия» (ВСА), оказала сильное воздействие на океанический климат. Низкая солёность верхнего слоя регистрировалась также в начале 1950-х гг. Менее значительные, чем в 1970-х гг., случаи распреденения наблюдались в середине 1950-х и 1960-х гг., а последнее падение солёности произошло в середине 1990-х гг. По воздействию на промежуточные слои последнее событие превосходило ВСА.

В последние годы наблюдается рост как температуры, так и солёности, показывающие максимальные значения за весь период наблюдений на КПМ. Несмотря на положительные аномалии солёности, аномалии плотности остаются отрицательными, что указывает на доминирующий в настоящее время вклад температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В.* Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 112 с.
- Алексеев Г.В.* Современное состояние климата в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. № 72. С. 42–71.
- Алексеев Г.В., Багрянцев М.В., Богородский П.В.* Структура и циркуляция вод в области антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 27–36.
- Алексеев Г.В., Богородский П.В., Нагурный А.П.* Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод Гренландского моря // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 37–43.
- Алексеев Г.В., Иванов В.В., Корблев А.А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
- Алексеев Г.В., Корблев А.А., Священников П.Н.* Крупномасштабная структура океанологических полей в Норвежском и Гренландском морях // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 10–18.
- Алексеев Г.В., Корблев А.А., Тимачев В.Ф.* Сезонные изменения распределений температуры, солёности и энтальпии в Норвежской ЭАЗО // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 78–85.

- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Янес А.В.* Термическое состояние океана в Норвежской ЭАЗО // Мониторинг климата – 87. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 23–25.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Янес А.* Диагноз климатической изменчивости в Норвежской энергоактивной зоне и возможности экспедиционного мониторинга океана // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1990. Т. 13. С.182–191.
- Алексеев Г.В., Николаев Ю.В.* Натурные исследования в Норвежской энергоактивной зоне // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1987. Т. 8. С. 233–240.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А.* Океанографические условия развития глубокой конвекции // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 79–93.
- Алексеев Г.В., Широков П.Е.* Сезонность в изменении поля температуры в районе корабля погоды «М» // Труды ААНИИ. 1988. Т. 409. С. 61–70.
- Кораблев А.А.* Классификация водных масс и изменения их характеристик // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 27–41.
- Кораблев А.А.* Система фронтальных разделов Норвежской ЭАЗО // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1987. Т. 8. С. 151–160.
- Кораблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В.* Создание океанографической базы данных для мониторинга климата в Северо-Европейском бассейне Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 85–108.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики // Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 17–24.
- Смирнов А.В., Кораблев А.А.* Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан–атмосфера в Северо-Европейском бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (86). С. 79–88.
- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.A.* Great Salinity Anomalies in the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1998. Vol. 41. P. 1–68.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The early Twentieth-Century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journal of Climate. 2004. Vol. 17. P. 4045–4057.
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J.* The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1966–1982 // Progress in Oceanography. 1988. Vol. 20. № 2. P. 103–151.
- Dickson R. R., Meincke J., Rhines P.* Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Dordrecht: Springer Science, 2008. 736 p.
- Gammelsrod T., Osterhus S., Godoy O.* Decadal variations of ocean climate in the Norwegian Sea observed at Ocean Station “Mike” // ICES mar. Sci. Symp. 1992. Vol. 195. P. 68–75.
- Gathman S.G.* Climatology. // The Nordic Seas. N.Y.: Springer-Verlag, 1986. P. 1–20.
- Hansen B., Osterhus S.* North Atlantic–Nordic Seas Exchanges // Progr. Oceanog. 2000. Vol. 45. P. 109–208.
- Houghton J.T., Filho L.G.M., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K.* Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Cambridge: University Press, 1996. 572 p.
- Isachsen P.E., Mauritzen C., Svendsen H.* Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // Deep-Sea Res. 2007. Vol. 54. P. 22–41.
- Osterhus S., Gammelsrod T.* The Abiss of the Nordic Seas is warming // J. of Climate. 1999. Vol. 12. P. 3297–3304.
- Parker D.E., Jones P.D., Folland C.K., Bevan A.* Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 14373–14399.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА В ЗАЛИВЕ ПРИЮДС (НА ПРИМЕРЕ БУХТЫ САННЕФЬОРД)

канд. геогр. наук Б.В. ИВАНОВ, науч. сотр. А.М. БЕЗГРЕШНОВ

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

Изучению припайных льдов в антарктических водах посвящено значительное количество работ отечественных исследователей. Наиболее полно этот вопрос освещен в монографии В.В. Панова и В.И. Федотова (1977). В ней обобщены и проанализированы стандартные и специальные ледовые и гидрологические наблюдения, выполненные в 1960–1970-х гг.

В настоящее время стандартные наблюдения за параметрами припайного льда в Восточном секторе Антарктики проводятся на станциях Мирный и Прогресс по программе прибрежных гидрометеорологических станций и постов (Наставление, 1984). Специальные исследования морфометрических, теплофизических и радиационных характеристик припайного льда проводились эпизодически в разные годы, в основном на вышеупомянутых антарктических станциях, а также в районе станции Молодежная. В период сезонных работ по программе 56-й и 57-й РАЭ специальные ледовые наблюдения были организованы на припае в бухте Саннефьорд, расположенной к западу от станции Прогресс. Экспериментальные исследования характеристик припая необходимы для описания процессов образования и разрушения морского льда в условиях прибрежных антарктических вод, а также имеют непосредственное практическое значение, поскольку уточняют характеристики припая, необходимые для расчета предельных нагрузок при выполнении грузовых операций.

Основными задачами натурных исследований, выполненных в 2011–2012 гг., являлись следующие:

- исследование пространственной неоднородности толщины припайного льда и снежного покрова;
- исследование структуры подледного слоя воды под припаем;
- исследование теплофизических и радиационных характеристик припая;
- исследование особенностей поступления солнечной радиации в антарктические воды под припаем.

Эти исследования являются одним из важнейших направлений подпрограммы «Изучение и исследование природы Антарктики» (ФЦП «Мировой океан»). Они выполнялись в рамках проекта I «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» (направление I «Фундаментальные исследования южной полярной области»).

Результаты профильных (маршрутных) измерений толщины припая, снежного покрова и уровня воды, выполненных в 2012 г., представлены на рис. 1.

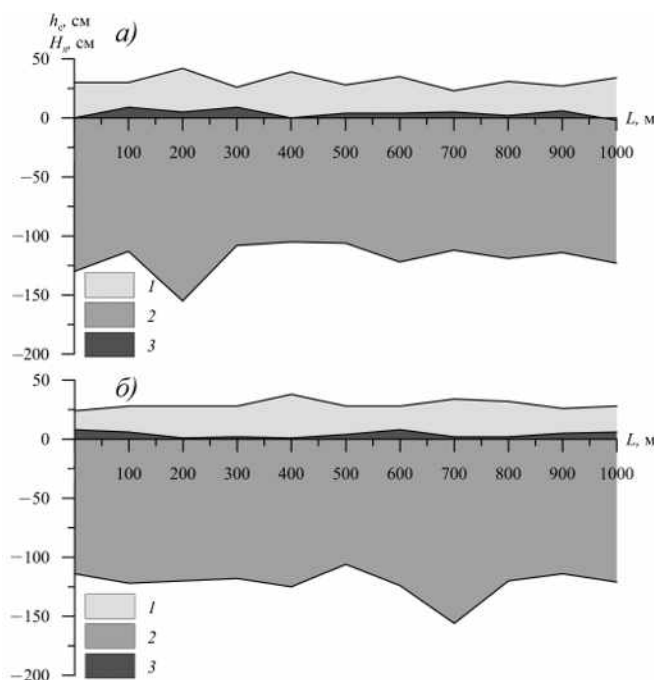


Рис. 1. Результаты измерений толщин припая (H_d) и снежного покрова (h_c) на профиле «север–юг» (а) и «запад–восток» (б).

1 — снег; 2 — лед ниже уровня воды; 3 — лед выше уровня воды.

Как следует из приведенных графиков, за редким исключением, поверхность припая находится выше уровня моря. Статистически значимых связей между измеренными характеристиками выявлено не было. Для сравнения в табл. 1 представлены средние оценки толщин снега и припая, полученные в 2011 и 2012 гг.

Таблица 1

Толщина припая в бухте Саннефьорд в 2011 и 2012 гг.

Характеристика	2011 г.	2012 г.
Профиль (среднее, макс., мин.)	181, 245, 120	124, 160, 105
Полигон (среднее, макс., мин.)	184	123, 138, 100

Как следует из представленных данных, толщина припая в 2011 г. была в среднем в 1,5 раза больше по сравнению с величинами, наблюдавшимися в 2012 г. Однако для обеих выборок отмечается равенство толщин льда, полученных на профилях и на полигонах, что указывает на пространственную однородность припая в бухте Саннефьорд. В то же время значения толщин льда в 2011 г. указывают на то, что объектом исследований, скорее всего, являлся многолетний (двухлетний) припай.

Результаты измерений толщин снега представлены на рис. 2, в виде функции распределения плотности вероятности для 2011 и 2012 гг.

В обоих случаях формы распределений близки к нормальному закону, однако значения среднего, медианы и максимального значения толщин в 2012 г. были существенно выше. По-видимому, именно этим обстоятельством, при прочих равных,

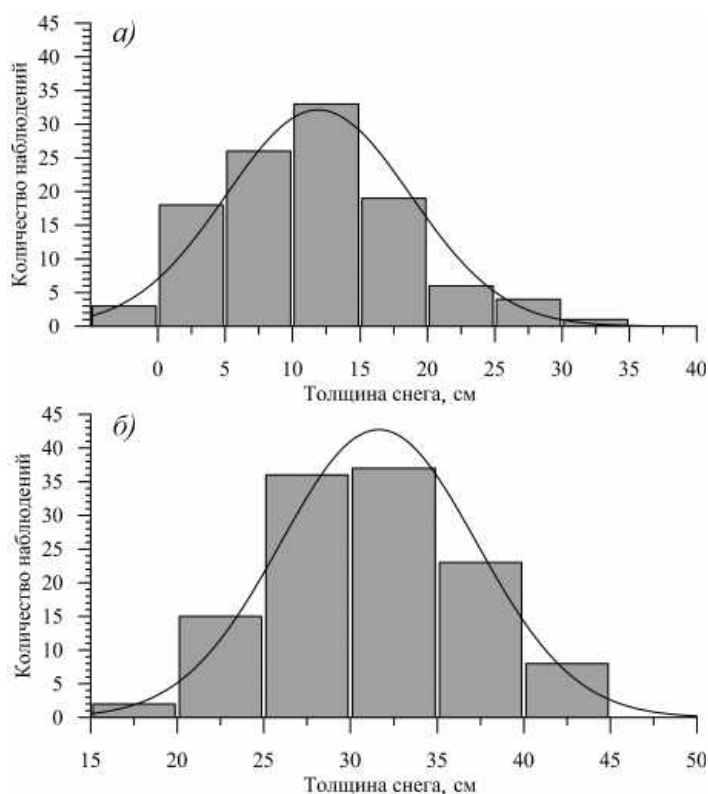


Рис. 2. Распределение толщин снега на припае в бухте Саннефьорд в 2011 г. (а) и в 2012 г. (б).

можно объяснить и более мощный припай, наблюдавшийся в 2011 г., а также то, что верхняя поверхность льда в 2011 г. была значительно выше уровня моря, по сравнению с ситуацией, зафиксированной в 2012 г. Так, если в 2011 г. эта величина (превышение над уровнем моря) колебалась в пределах 5–30 см, то в 2012 г. она составила в среднем не более 4 см. В целом пространственная неоднородность толщины снежного покрова в 2011 г. была значительно выше по сравнению с 2012 г.

Наиболее типичное вертикальное распределение температуры в снежном покрове на припае представлено на рис. 3(а).

Как следует из графика, в утренние часы на профиле присутствует слой, обусловленный ночным выхолаживанием, тогда как в послеполуденное время (максимальный нагрев поверхности и приземного слоя воздуха) прогрев охватывает всю толщу снега, а его верхний слой имеет температуру, близкую к температуре таяния. Образуется жидкая фаза, и отмечается процесс инфильтрации воды в глубинные слои снега. В зависимости от интенсивности ночного выхолаживания и дневного прогрева форма профилей может приобретать некоторое отличие от приведенных на рисунке, сохраняя при этом указанные выше характерные признаки.

Одной из особенностей антарктических припайных льдов в летний период является присутствие инфильтрационно-конгеляционного весенне-летнего льда. В монографии В.В. Панова и В.И. Федотова (1974, с. 54) указывается, что «образование льда этого типа связано с глубоким термическим метаморфизмом снежного покрова на

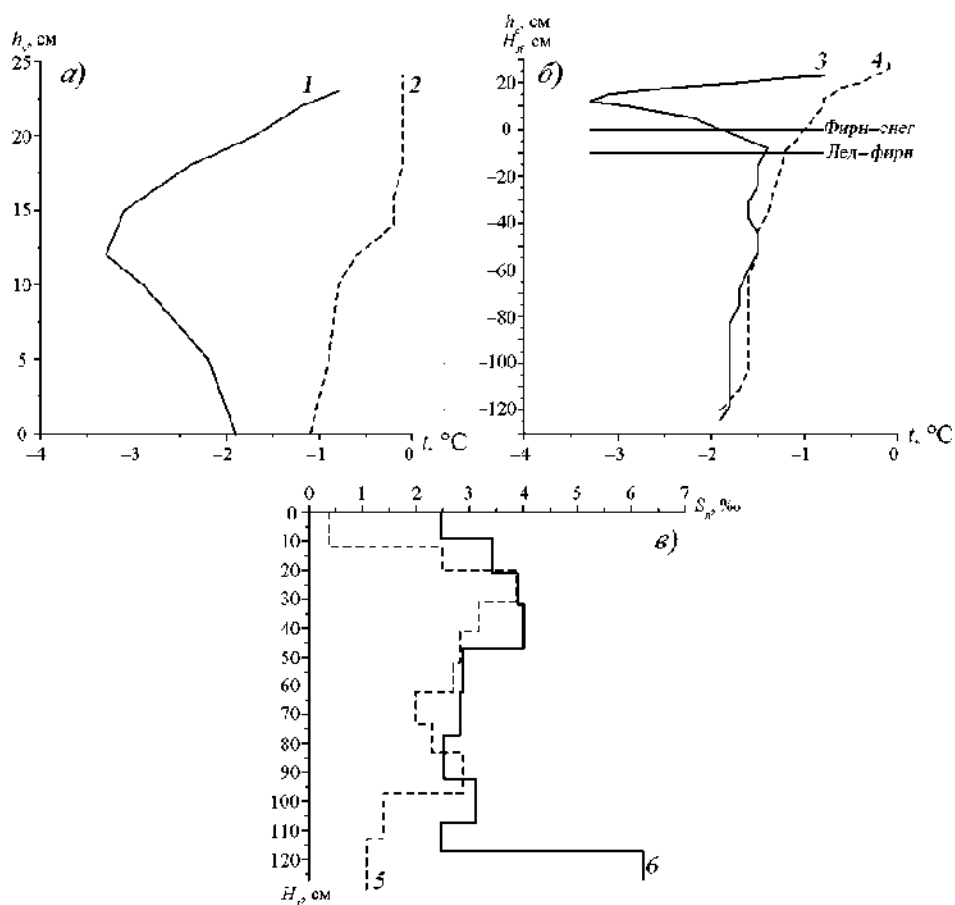


Рис. 3. Вертикальное распределение температуры в снеге (а) и морском льду (б), соленность льда (в): 1 — 19.01.2012 (10 ч 00 мин); 2 — 19.01.2012 (14 ч 00 мин); 3, 5 — 19.01.2012; 4, 6 — 14.01.12.

поверхности припая. По своей природе это уже вторично-рекристаллизационный лед, в формировании которого значительная роль принадлежит талой воде. Особенностью образования этого типа льда является собирательная режеляционная перекристаллизация снежно-фирновых зерен в сочетании с процессами конжеляционного ледообразования — замерзания талой воды, скапливающейся над водоупорным горизонтом во льду. Избыток этой талой воды в смеси с зернами фирна при повторном (например, ночном) замерзании образует слой инфильтрационного-конжеляционного льда. Толщина слоя такого льда может колебаться от 2–3 до 20 см». Сравнивая совмещенные (объединенные) профили температуры снега и льда, полученные при различных температурных и радиационных условиях в приледном слое воздуха, нам удалось определить толщину этого слоя, исходя из особенностей вертикальных профилей температуры. Как следует из графика, приведенного на рис. 3б, толщина этого слоя на припаяе в бухте Саннефьорд составляет величину порядка 10 см. При этом он входит в так называемый радиационно-активный, или деятельный, слой, т.е. в тот слой, который подвержен радиационному и кондуктивному (конвективному) суточному прогреву.

В целом в остальной толще морского льда (припае) вертикальное распределение температуры имеет квазилинейный характер, что соответствует результатам, полученным в 2011 г., и может быть отнесено к характерной особенности припая в этот период года.

В период работ на припае в 2012 г. было отобрано два ледовых керна, образцы которых были исследованы на предмет вертикального распределения солености в морском льду. Результаты представлены на рисунке 3в. Немногочисленные определения солености в припайных льдах Восточной Антарктиды демонстрируют сложную и неоднозначную картину вертикального распределения этой величины (Панов, Федотов, 1974). Главная причина — неоднородность вертикального строения морского льда. В то же время наличие инфильтрационно-конжеляционного весенне-летнего льда в верхних горизонтах обуславливает минимальные величины солености (0,5–2,5 ‰). Наличие промежуточного максимума солености в слое 20–50 см также характерно для однолетнего припая, который наблюдался в этом году в бухте Саннефьорд. Сильное различие солености в нижних горизонтах, по-видимому, можно отнести к недостаткам методики отбора образцов льда, а именно — возможному быстрому вытеканию части рассола. Действительно, нижняя часть льда, граничащая с водой и насыщенная диатомовыми водорослями, наиболее рыхлая и хрупкая. В то же время данные, полученные, например, в заливе Алашеева (Черепанов, Козловский, 1974), свидетельствуют о существовании максимума солености именно в нижнем слое припая.

Наиболее характерный тип структуры (стратиграфии) снежной толщ на припае — это трехслойный тип. Основные его параметры, полученные на полигоне в 2012 г., представлены в табл. 2.

Таблица 2

Текстура снежной толщ на припае в бухте Саннефьорд

Характеристика	Слой I	Слой II	Слой III*
Верхняя граница слоя, см**	16±6 (35/6)***	23±6 (35/14)	32±6 (45/18)
Плотность, кг/м ³	469	285	435
Текстура****	IV–B	IV–A	II–B–2

Примечания: * — суммарная толщина снежного покрова; ** — измеряется от поверхности льда; *** — среднее значение ± СКО (макс./мин.); **** — классификация Де Кервена (1966).

Первый слой представляет собой фирн. Крупные зерна (до 10 мм) формируются под давлением в процессе рекристаллизации. Ночное выхолаживание способствует усилению этого процесса. Формирование второго слоя обусловлено процессами метаморфизма снежной толщ под действием чередующихся процессов таяния и замерзания. Рост зерен (до 6 мм) обусловлен замерзанием. Наконец, третий слой — это продукт термического деструктивного метаморфизма. Зерна растут в размере и приобретают округлую форму, достигая 3–4 мм в диаметре. Как правило, вышеописанные

Таблица 3

Взаимосвязь положения границ раздела (корки) между слоями и толщиной снежного покрова на припае в бухте Саннефьорд

Характеристика	$H_{\text{снега}}$	Корка № 1 (слои I–II)	Корка № 2 (слои II–III)
$H_{\text{снега}}$	—	0,46	0,68
Корка № 1 (слои I–II)	0,46	—	0,70
Корка № 2 (слои II–III)	0,68	0,70	—

слои разделяются ледяной коркой толщиной 1–2 см. Второй слой присутствовал в 45 % случаев. В табл. 3 представлены статистические оценки связи (коэффициенты линейной корреляции) между положением границ раздела (корок) и толщиной снежного покрова на припае (полигон). Наиболее тесная связь зафиксирована между положением границ раздела между слоями (корками).

Измерение альbedo снежного покрова на профилях было выполнено 13.01.2012. Результаты представлены в табл. 4.

Таблица 4

Альbedo (%) и толщина (см) снежного покрова на припае в бухте Саннефьорд

Характеристика	Профиль «Север–юг»	Профиль «Восток–запад»
Альbedo: среднее $\pm$ СКО (макс./мин.)	89 $\pm$ 1 (91/87)	85 $\pm$ 2 (88/82)
Толщина: среднее $\pm$ СКО (макс./мин.)	30 $\pm$ 5 (39/20)	31 $\pm$ 5 (44/24)
Время выполнения наблюдений	09:30–10:30	13:30–14:30

Как следует из таблицы, при одинаковой толщине снежного покрова на профилях и неизменных погодных условиях (Sc , 10/10), альbedo во второй половине дня незначительно уменьшилось, что, очевидно, обусловлено суточным ходом альbedo (Александров, 1996). В ясную погоду (преобладание прямой радиации) этот эффект, как правило, еще более заметен.

Непрерывные измерения приходящей, отраженной и проникающей в снег солнечной радиации, выполненные 20–21 января 2011 г., позволили оценить внутри-суточную изменчивость альbedo и рассчитать коэффициент ослабления солнечной радиации снежным покровом. В течение суток изменение альbedo составило 7 %, что соответствует результатам, полученным на маршрутных профилях, а рост коэффициента ослабления был обусловлен таянием снежного покрова в поверхностном слое и соответствующим увеличением доли жидкой фазы (Иванов, 2006).

Измерения проникающей под лед солнечной радиации в диапазоне длин волн 0,4–0,7 мк (фотосинтетическая активная радиация — ФАР) показали, что под припай проникает менее 1 % от радиации, приходящей на поверхность. В абсолютном исчислении это не более 0,5 Вт/м². Таким образом, можно сделать заключение, что в это время года сплошной (невзломанный) припай является естественным препятствием для развития характерной для полярных районов в весенне-летний период биологической активности в подледном слое.

В период работ на припае в лунке, образовавшейся после отбора ледового керна, были обнаружены кристаллы внутриводного льда, всплывшие на поверхность. Форма и размеры этих кристаллов представлены на рис. 4 цв. вклейки.

Как видно из представленных фотографий, это довольно крупные, диаметром от 3 до 10 см, дискообразные пластины. С учетом времени обнаружения, эти кристаллы являются конжеляционным-внутриводным весенне-летним льдом, о котором упоминается в работах (Панов, Федотов, 1977; Черепанов, Козловский, 1972). Например, в районе залива Прюдс в декабре 1973 г. толщина подводных скоплений внутриводного льда достигала 1,5 м (Панов, Федотов, 1977). Самое же первое упоминание о подобном пластинчатом внутриводном льде было сделано известным советским полярником М.В. Извековым в период его зимовки на станции Мирный в 1958 г. (3-я САЭ).

Возникновение мощных слоев внутриводного льда обусловлено поступлением пресных талых вод с поверхности шельфовых ледников, главным образом в весенне-летний период (Панов, Федотов, 1977; Черепанов, Козловский, 1972). Благодаря

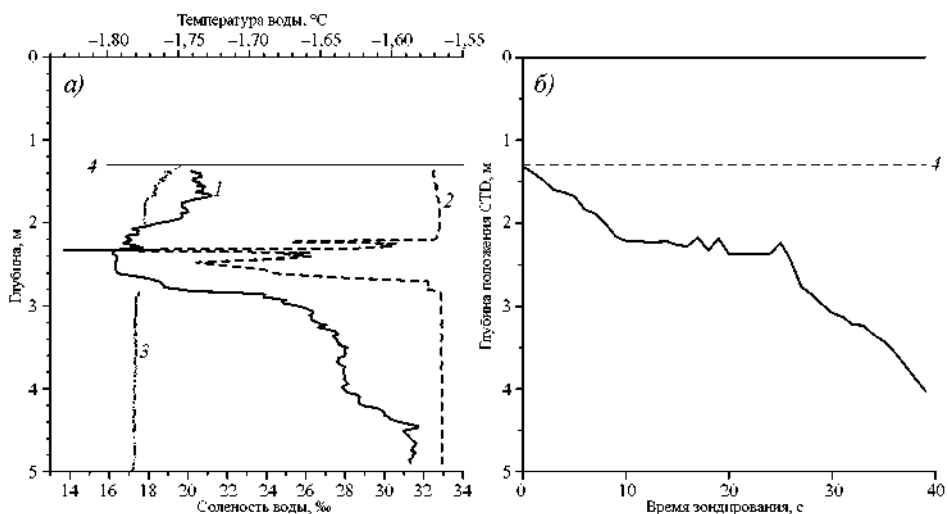


Рис. 5. Характеристики слоя воды под припаем в зоне формирования внутриводного льда (а) и изменение скорости опускания прибора (б) при прохождении этого слоя (глубина отсчитывается от уровня воды в лунке, совпадающего с верхней границей льда).

1 – температура *in situ*; 2 — солёность; 3 — температура замерзания; 4 — нижняя граница припая.

использованию подводной видеосъемки с высоким уровнем разрешения нам удалось точно определить толщину этого слоя, которая в районе наблюдений составила 1,2 м, что хорошо согласуется с вышеупомянутыми результатами.

Исследования тонкой термохалинной структуры подледного слоя воды позволили нам предложить несколько иную, отличную от предложенной цитируемыми выше авторами, версию образования подобного льда. Зондирования подледного слоя воды под припаем, выполненные с высоким уровнем разрешения по глубине (скорость зондирования не превышала 0,1 м/с), позволили зафиксировать переохлажденные соленые воды на глубине 0,7–1,3 м от нижней границы льда. Результаты зондирований представлены на рис. 5. Природа образования и появления в этом месте переохлажденных вод в настоящий момент нам не достаточно ясна. Можно не без основания предположить, что причины их образования могут быть связаны с подледниковым стоком шельфовых ледников.

«Странное», на первый взгляд, вертикальное распределение солёности в этом слое связано с чисто техническими проблемами. Дело в том, что используемый нами CTD-зонд не может свободно, только за счет своего веса, преодолевать плотный слой внутриводного льда. Фрагмент, иллюстрирующий соответствующее изменение скорости погружения прибора, представлен на рис. 5б. Об аналогичном явлении упоминается и в работе (Панов, Федотов, 1977), где описывается использование механического лота штурманским составом т/х «Надежда Крупская». Как следует из приведенного графика, прибор практически «покоился» в слое внутриводного льда. При этом мелкие фрагменты пластин (кристаллов) внутриводного льда попадали во внутренний объем (пространство) датчика электропроводности, что приводило, как это видно из рис. 5а, к появлению фиктивных выбросов солёности в направлении минимальных значений (удельная электропроводность льда значительно ниже морской воды).

Таким образом, в результате натурных исследований, выполненных в 2011 и 2012 гг. на припае в бухте Саннефьорд, нами получены следующие оригинальные результаты:

- оценки толщины припая в период его максимального развития;
- новые данные о текстуре, теплофизических и радиационных свойствах снежно-ледяного покрова;
- зафиксировано присутствие конгеляционного внутриводного льда весенне-летнего происхождения, оценена толщина этого слоя, размеры и формы кристаллов;
- выявлены термохалинные условия в подледном слое, сопровождающие формирование внутриводного льда.

Работы выполнены при поддержке подпрограммы «Изучение и исследование природы Антарктики» (ФЦП «Мировой океан»). Авторы выражают свою искреннюю признательность старшему научному сотруднику отдела ледового режима и прогнозов ААНИИ А.И. Короткову за обсуждение работы и высказанные им ценные замечания, которые авторами были учтены. Мы благодарны членам НТС и общесудовой службы НЭС «Академик Федоров» за помощь, оказанную в проведении наблюдений, логистическое обеспечение и безопасность работ на припае. Мы чрезвычайно благодарны представителю НП «Институт альтернативных технологий» (СПб, Россия) на борту судна М.Ю. Константинову за предоставление специальной подводной видеоаппаратуры, благодаря которой были впервые получены уникальные сведения о внутриводном антарктическом льде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Радионов В.Ф. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.
- Де Кервен М.Р. О метаморфизме снега // Лед и снег / Под редакцией У.Д. Кингери. М.: Мир, 1966. С. 329–344.
- Иванов Б.В. Экспериментальные оценки коэффициента ослабления солнечной радиации в морском льду и снеге // Труды ААНИИ. 2006. Т. 447. С. 132–139.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. I. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 311 с.
- Припай Восточной Антарктиды / Под редакцией В.В. Панова и В.И. Федотова // Труды Советской Антарктической экспедиции. Л.: Гидрометеиздат, 1977. Т. 63. 130 с.
- Черепанов Н.В., Козловский А.М. Внутриводный лед прибрежных вод Антарктиды // Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции. 1972. № 74. С. 61–65.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА В ВЕРХНЕМ 400-МЕТРОВОМ СЛОЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

мл. науч. сотр. А.А. БАЛАКИН, д-р геогр. наук Г.В. АЛЕКСЕЕВ,

канд. физ.-мат. наук П.В. БОГОРОДСКИЙ,

канд. физ.-мат. наук В.В. ХАРИТОНОВ, нач. ВАЭ В.Т. СОКОЛОВ

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

ВВЕДЕНИЕ

Одной из составляющих теплового баланса Арктики является поток тепла, идущий от океана. Несмотря на то, что ее доля в тепловом балансе региона невелика (Хрол, 1992; Serreze et al., 2007), океанические процессы оказывают существенное влияние на формирование арктического климата. Так, усиленное поступление атлантических вод (АВ) в Баренцево море оставляет свободной ото льда его акваторию в зимний период, что приводит к изменению циркуляции атмосферы и к аномально холодным периодам на европейской территории России и в Западной Европе (Petoukhov, Semenov, 2010). Прямое тепловое воздействие океана на климат Арктики крайне неравномерно из-за пространственных неоднородностей вертикальной структуры деятельного слоя и распределения льда (Хрол, 1992). Так, на свободной ото льда северо-восточной части Гренландского моря среднегодовые значения океанических потоков тепла достигают 200 Вт/м^2 , в то время как для Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) их величина не превышает 20 Вт/м^2 (McPhee et al., 2003; Perovich, Elder, 2002). Поступая из Северной Атлантики, АВ, составляющие часть глобального океанического конвейера (Алексеев и др., 2007; Polyakov et al., 2003), распространяются по акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и проникают в АБ, где занимают промежуточный слой на глубинах от 100 до 800 м (Никифоров, Шпайхер, 1980; Тимофеев, 1960; Трешников, Баранов, 1972). Изменения в их поступлении и распределении в АБ являлись объектом интенсивных экспедиционных исследований, в т.ч. в рамках Международного полярного года 2007/08 (Алексеев, 2003; Беляков, Волков, 1989; Фролов, 2011; Фролов и др., 2009; Dmitrenko et al., 2008; Polyakov et al., 2005; Polyakov et al., 2004).

Формируемый АВ вертикальный поток тепла оказывает влияние на зимнее нарастание льда, хотя о величине и распределении этого потока нет единого мнения. Имеющиеся оценки простираются от пренебрежения (Шутилин и др., 2008) до приписывания ему решающей роли в сокращении объема льда (Goosse et al., 2004; Zhang et al., 2004). Согласно этим оценкам, значения потока тепла на верхней границе АВ варьируют от $0,05$ до 29 Вт/м^2 , что объясняется как различным качеством исходных

данных и методов расчета, так и временной изменчивостью притока и свойств АВ (Лайхтман, Ключникова, 1957; Лукин, 1989; Никифоров и др., 1979; Сычев, 1960; Федоров, 1976; Яковлев, 1957; Lenn et al., 2009; McPhee, 1992; Rudels et al., 1996; Timmermans et al., 2008). Наиболее полные исследования проводились, вероятно, в рамках эксперимента SHEBA в канадском секторе СЛО в 1997–1998 гг. Они показали, что среднегодовые значения потоков тепла для разных форм льда колеблются от 7,5 Вт/м² для ровного льда до 10,4 Вт/м² для льда со снежниками и 12,4 Вт/м² — для восторщенного (Perovich, Elder, 2002). Относительно большие (16,3 Вт/м²) величины потока тепла к нижней поверхности льда в летнее время были обусловлены прогревом верхнего слоя воды, в зимнее время этот поток уменьшался до 0,2 Вт/м². Поток тепла на нижней границе верхнего квазигомогенного слоя (ВКС) в течение года колебался в пределах 0,3–1,2 Вт/м² (Shaw et al., 2009). Помимо эксперимента SHEBA, измерения вертикальных потоков тепла производились в ходе реализации программ NPEO, BGOS, CHINARE и др. (Lei et al., 2014; Lique et al., 2014; Petoukhov, Semenov, 2010). Для расчетов также использовались данные автономных буев, регистрирующих параметры снежно-ледяного покрова и пограничных слоев атмосферы и океана. Поток тепла от океана к нижней поверхности льда в 2002 г. в Евразийском суббассейне составил до 2 Вт/м² в холодный период, около 5 Вт/м² в период начала льдообразования и до 27 (в среднем — 10–15) Вт/м² в летние месяцы. Средний за период наблюдений поток тепла составил около 2,6 Вт/м² (McPhee et al., 2003). В 2008 г. в Амеразийском суббассейне в период льдообразования на нижней поверхности льда наблюдались потоки тепла до 10–15 Вт/м², уменьшившиеся к апрелю 2009 г. до 0–3,5 Вт/м² (Lei et al., 2014). По данным дрейфа буев в Евразийском суббассейне СЛО над хребтом Гаккеля с сентября 2009 по сентябрь 2010 г., среднегодовое значение вертикального потока тепла на верхней границе АВ составило около 1 Вт/м² (Polyakov et al., 2013), в то время как в море Бофорта оно изменялось от 0,1 до 0,3 Вт/м² (Lique et al., 2014). В среднем оценки вклада АВ в поток тепла из океана в АВ близки к 2 Вт/м², в то время как общий среднегодовой поток тепла из океана в атмосферу, включающий в себя тепло фазовых переходов воды в лед и тепло летнего прогрева верхнего слоя воды, оценивается в 11 Вт/м² (Alekseev et al., 2000).

Таким образом, несмотря на интенсивное изучение АВ, вопрос о закономерностях распределения океанического потока тепла в Арктике и его влиянии на морской ледяной покров во многом остается дискуссионным. В данной статье представлены результаты нового исследования вертикального потока тепла от АВ на российской научно-исследовательской дрейфующей станции «Северный полюс-38» (СП-38). Описаны наблюдения на станции, произведен анализ термохалинной структуры водных масс АВ по трассе ее дрейфа. Приведены методики расчетов вертикальных потоков тепла по данным океанографических и ледовых наблюдений, приведены их количественные и качественные оценки, выполнено сравнение полученных величин с результатами предшествовавших исследований.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

Дрейф СП-38 проходил с 15 октября 2010 г. по 29 сентября 2011 г. в Амеразийском суббассейне СЛО, в районе поднятия Менделеева (рис. 1). Ледина, на которой располагалась станция, представляла собой поле сморози многолетнего и однолетнего льда, перенесшее не менее трех периодов таяния, с размерами 6×10 км в поперечнике. Измеренные толщины ровных участков старого льда превышали 2 м. Океанологиче-

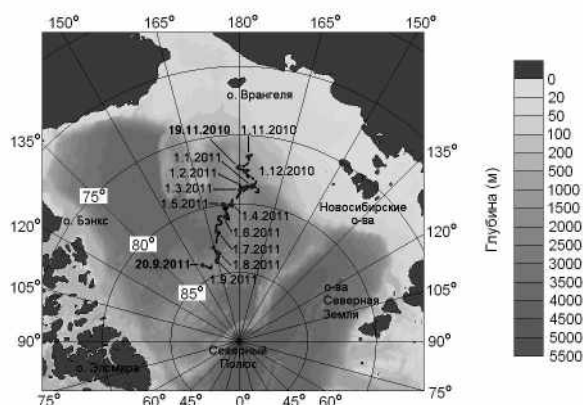


Рис. 1. Карта дрейфа станции СП-38.

ские наблюдения были начаты 28 октября 2010 и завершены 20 сентября 2011 г. За это время было выполнено 333 океанологические станции, включавшие измерения температуры и солёности, и более 10 серий наблюдений за течениями в 600-метровом слое воды различной продолжительности.

Для измерений температуры и солёности воды использовался CTD-профилограф SBE19plus. Ежесуточные зондирования выполнялись до глубин свыше 1000 м, а при большей мощности слоя АВ — до 1200 м. Частотой измерений составляла 4 Гц, что, при скорости погружения зонда около 1 м/с, обеспечивало 4 отсчета на 1 м глубины. Наблюдения за течениями выполнялись акустическими доплеровскими профилографами течений WHLS-75 и WHS-300. Первый был размещен на глубине 8 м и регистрировал скорость и направление течений на горизонтах от 32 до 608 м с разрешением 16 м по глубине. Второй был установлен на глубине 70 м, иногда уменьшавшейся за счет изменения скорости и направления дрейфа до 60 м. Параметры течений регистрировались в слое от горизонта постановки до нижней поверхности льда с пространственным разрешением 4 м. Измерения выполнялись ежеминутно, осреднялись за час и записывались во внутреннюю память приборов.

Наблюдения за течениями и измерения температуры воды в подледном слое производились при помощи комплекса HYDRA компании SonTek/YSI. Для установки комплекса была выбрана замерзшая снежица на ровном однолетнем льду, удаленная от гряд торосов более чем на 20 м. Горизонт измерений по мере нарастания льда менялся от 1,5 м до 1 м. Комплекс состоял из акустического доплеровского измерителя течений, TD-регистратора SBE-37 Microcat компании Sea Bird, блока внутренней памяти и автономного питания. Акустический доплеровский измеритель течений регистрировал компоненты вектора скорости течения с частотой 15 Гц на удалении 0,18 м от акустического излучателя. Полученные величины компонент скорости осреднялись за 3 с. TD-регистратор SBE-37 измерял температуру и давление на горизонте постановки с частотой 1 Гц. Измерения проводились сериями продолжительностью 3 с и интервалом 20 с. Осредненные данные записывались во внутреннюю память комплекса и одновременно передавались на ПК.

Основные характеристики техники, использованной для наблюдений в подледном слое, приведены в табл. 1.

Характеристики океанологических приборов

Характеристика прибора	Измеряемый параметр	Единица измерения	Тип прибора				
			CTD		ADCP		ADCM
			SBE 19plus SeaCat	SBE 37SM MicroCat	WHS300	WHL575	ADVOcean
Диапазон измерения	Температура	°C	–5...+35	–5...+30	–5...+45	–5...+45	–5...+50
	Электропроводность	См/м	0–9	0–7	—	—	—
	Давление	кПа	0–35000	0–35000	0–60000	0–22500	0–6000
	Скорость	см/с	—	—	0–500	0–500	0–500
	Направление	°	—	—	0–360	0–360	0–360
Точность	Температура	°C	±0,005	±0,002	±0,4	±0,4	±0,2
	Электропроводность	См/м	0,0005	0,0003	—	—	—
	Давление	%	0,1	0,1	—	±0,25	±0,1
	Скорость	см/с	—	—	±0,5	±0,5	±0,25
	Направление	°	—	—	±2	±2	±2
Разрешение	Температура	°C	0,001	0,0001	0,01	0,01	0,01
	Электропроводность	См/м	0,00005	0,00001	—	—	—
	Давление	%	0,002	0,002	—	0,01	0,01
	Скорость	см/с	—	—	0,01	0,01	0,01
	Направление	°	—	—	0,01	0,01	0,01

Динамика толщины снега и льда измерялась на стационарном ледовом полигоне, специально организованном для получения морфометрических характеристик снежно-ледяного покрова. Первые ледовые измерения были выполнены 28 октября 2010 г. Полигон представлял собой участок ровного однолетнего льда, отстоящий примерно на 100 м от места океанографических наблюдений и 100 м — от ближайшей гряды торосов. Измерения толщины льда и высоты снежного покрова проводились на прямоугольной сетке в виде квадрата 100×100 м с расстоянием между точками 20 м с последующим осреднением полученных значений, позволявшим отфильтровать изменчивость, обусловленную естественной неравномерностью его толщины, с интервалом в 9–12 дней. Для бурения льда использовался мотобур Hitachi со шнеками Kovacs одноименной фирмы. Измерения толщины льда в скважине проводились ледомерной рулеткой, их погрешность, учитывая сложную кристаллическую структуру нижней поверхности быстрораствующего льда, можно оценить в 2–3 мм. Для измерения температуры поверхности снежно-ледяного покрова, проводившихся в рамках стандартных метеонаблюдений, использовался датчик температуры грунта/воды QMT103 производства фирмы Vaisala, точностью ±0,6 °C в диапазоне –40...+60 °C. Значения температуры, измеренные с дискретностью 10 с, осреднялись по минутному интервалу и записывались в память прибора.

Известным недостатком эксперимента стала удаленность пунктов наблюдений друг от друга (рис. 2), вызванная необходимостью исключения взаимных помех при одновременной работе акустических измерителей течений, а также возможности образования трещин во льду через близкорасположенные майны.

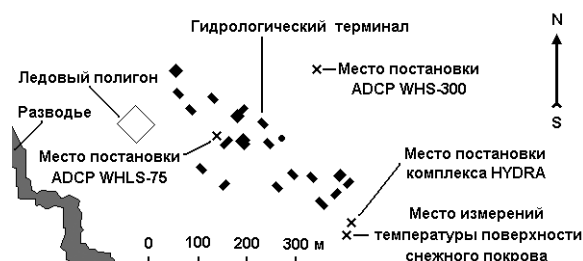


Рис. 2. Схема расположения построек (обозначены черными прямоугольниками) дрейфующей станции СП-38 и пунктов измерений по данным аэрофотосъемки от 2 декабря 2010 г.

МЕТОДЫ РАСЧЕТОВ

С учетом характера полученных океанографических данных, для расчетов вертикальных потоков тепла от АВ к ВКС и нижней поверхности льда был выбран градиентный метод (McPhee et al., 2003; McPhee, 1992; Shaw et al., 2009), согласно которому

$$Q = \rho C_p c_H u_* (T - \Theta), \quad (1)$$

где Q — поток тепла; ρ — плотность воды; C_p — удельная теплоемкость воды; c_H — безразмерный коэффициент теплопроводности; $u_* = \left(\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2 \right)^{1/4}$ — скорость трения; T — температура воды; Θ — температура замерзания при данной солёности S ; u' , v' , w' — пульсации составляющих вектора скорости течения.

Из всех величин, входящих в (1), наибольшая неопределенность присуща коэффициенту c_H . Данный коэффициент связан со скоростью трения u_* и принят за постоянную величину (McPhee, 1992). У нижней поверхности льда, в пикноклине и квазиоднородных слоях степень турбулентности среды и, как следствие, скорость трения u_* не одинакова. В свою очередь, коэффициент теплопроводности c_H в данных слоях варьирует в пределах двух порядков. Для льда, с которого проводились эксперименты, типичные значения c_H в подледном слое составляют $5\text{--}6 \times 10^{-3}$, в пикноклине его величина меньше примерно на порядок, а в квазиоднородных слоях — на два. Для многолетнего льда со снежниками величина c_H принималась равной $5,7 \times 10^{-3}$ (McPhee et al., 2003).

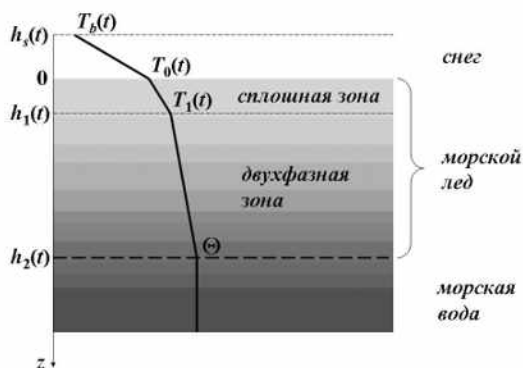


Рис. 3. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. Температура нижней поверхности льда равна температуре замерзания воды.

Данные по скорости течений были подвергнуты фильтрации и очищены от выбросов, отличающихся от среднего для горизонта значения более чем на 3σ , где σ — величина среднеквадратического отклонения. Для расчета u_* скорость течений была осреднена по суткам, и затем относительно средних значений были рассчитаны пульсации. Данные по температуре воды и по ее вертикальному градиенту также имели суточную дискретность. Для устранения шума они были осреднены по слоям мощностью 1 м. Градиент температуры на горизонте вычислялся из значений температуры на соседних горизонтах.

Для расчетов величин потока тепла по ледовым данным использовался вариант модели с кристаллизацией в спектре температур, в которой морской лед представляется термодинамически равновесной (двухфазной) зоной, переходящей в верхних слоях в сплошной лед (рис. 3) (Богородский, Пнюшков, 2007).

Основные уравнения и граничные условия модели имеют вид:

$$m \frac{\partial S}{\partial t} = -S \frac{\partial m}{\partial t}, \quad (2a)$$

$$T(z, t) \equiv \Theta = -\gamma S(z, t), \quad h_1(t) \leq z \leq h_2(t); \quad (2b)$$

$$\rho_i L m_1 \frac{dh_1}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z} - (k_i (1-m) + k_w m) \frac{\partial T^+}{\partial z}, \quad (3a)$$

$$S^+ \frac{dh_1}{dt} = -D m_1 \frac{\partial S^+}{\partial z}, \quad z = h_1(t); \quad (3b)$$

$$\rho_i L (1-m_2) \frac{dh_2}{dt} = (k_i (1-m) + k_w m) \frac{\partial T^-}{\partial z} - Q, \quad z = h_2(t). \quad (4)$$

В уравнениях (2–5) t — время; z — вертикальная координата; m — пористость; L — скрытая теплота фазового перехода; γ — константа; h — положение движущейся границы раздела; D — коэффициент диффузии соли; знаки «–» и «+» — верхняя и нижняя сторона границ раздела; индексы $i, w, 0, 1, 2$ обозначают соответственно лед (пористый и сплошной), воду и границы «снег — сплошной лед», «сплошной — пористый лед» и «пористый лед — вода». Как следует из модели, при постоянной температуре и солености подледного слоя поток Q может быть рассчитан как остаточный член в уравнении теплового баланса нижней поверхности льда (4).

Численные расчеты проводились при типичных значениях теплофизических параметров льда и воды (Назинцев, Панов, 1984) и солености морской воды 34 ‰. Коэффициент теплопроводности снега рассчитывался по данным измерений плотности по формуле $k_w = 2,22362 \rho_s^{1,885}$. В качестве атмосферного форсинга использовались осредненные по суткам данные непрерывных измерений температуры подстилающей поверхности. Модель интегрировалась на 170 суток (с 28 октября 2010 г. по 17 апреля 2011 г.), т.е. в период отсутствия радиационного прогрева льда.

ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД

Распределение температуры и солености воды по трассе дрейфа станции изображено на рис. 4. Как видно, вертикальная структура вод Американо-Азиатского суббассейна СЛО представляет собой несколько чередующихся слоев, значительно различающихся по температуре и солености. Среди них выделяются поверхностные воды, тихоокеанские воды (ТВ) летнего и зимнего образования, атлантические и донные

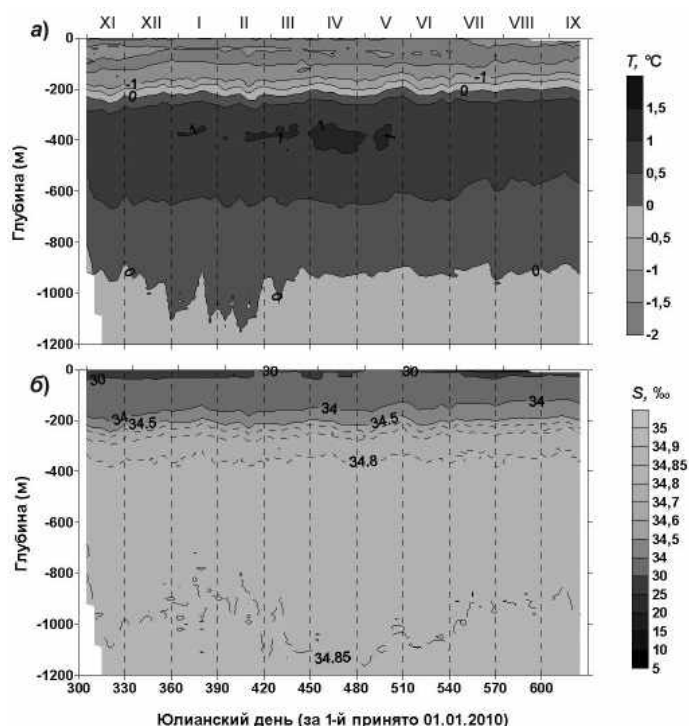


Рис. 4. Разрезы по температуре (а) и солености (б) вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс-38».

воды (Никифоров, Шпайхер, 1980). На рис. 5 изображены профили температуры, солености и потенциальной плотности воды, характерные для периодов возникновения (рис. 5а), увеличения мощности (рис. 5б), максимального развития (рис. 5в) и разрушения ВКС (рис. 5г).

На профиле температуры воды на рис. 4 прослеживаются перечисленные выше элементы гидрологической структуры суббассейна. ВКС характеризуется высокой степенью распреснения и температурой, близкой к температуре замерзания. Его мощность изначально составляет около 30 м (рис. 5а), а в период максимального развития превышает 50 м (рис. 5в). В летнее время (с начала июля), за счет таяния снега и льда и прогрева воды, непосредственно подо льдом образуется линза воды с температурой около 0 °C и соленостью 0–5 ‰, в результате чего между поверхностными пресными теплыми водами и зимним конвективным слоем формируется пикноклин мощностью до 10–15 м (рис. 5г).

Сезонный термоклин находится между ВКС и слоем летних ТВ. В течение дрейфа этот слой подвергся значительным изменениям, обусловленным как трансформацией за счет зимней конвекции, так и смещением станции из области их распространения. Так же трансформировались зимние ТВ. Ниже их залегают АВ с температурами выше 0 °C и соленостью 34,5–35,0 ‰. Из-за длительного взаимодействия с более холодными окружающими водами их максимальная температура редко превышала 1 °C. Квазиоднородные слои в ядре АВ могут быть объяснены процессами двойной диффузии.

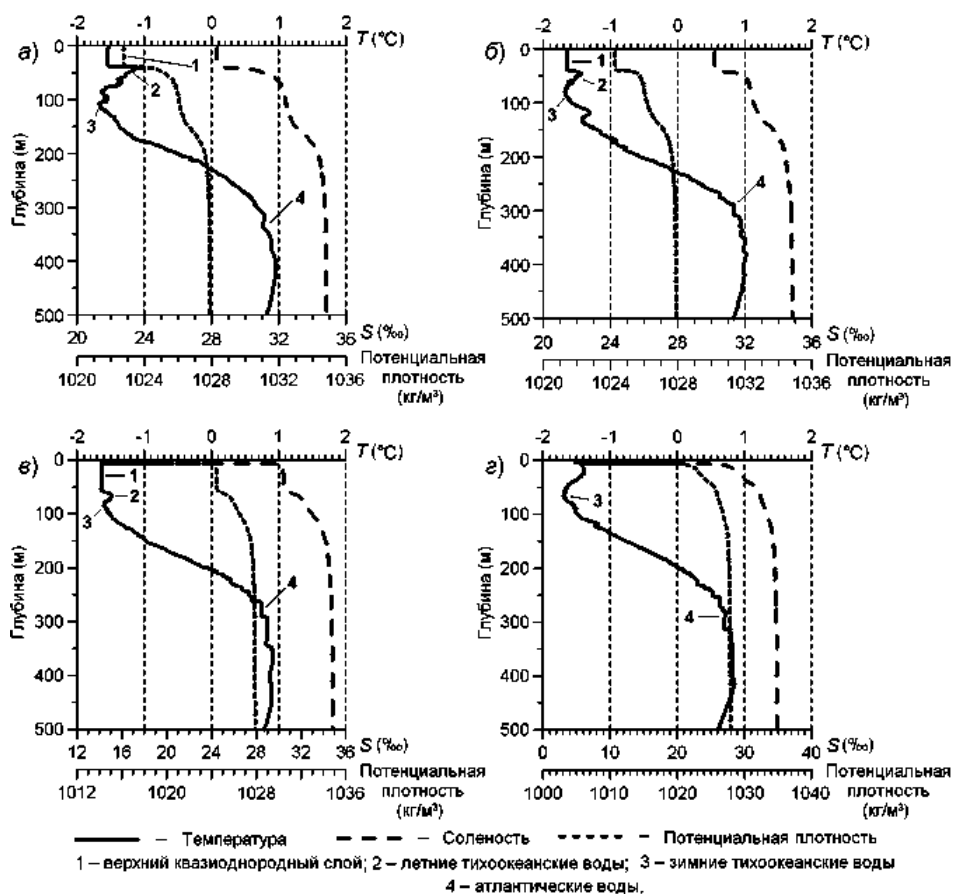


Рис. 5. Характерная термохалинная структура воды по данным гидрологических зондирований для каждого из сезонов: а — 25.11.20010; б — 10.03.2011; в — 20.06.2011; з — 15.08.2011.

ПОТОК К ВКС

Расчеты по формуле (1) были выполнены по данным CTD-зондирований и наблюдений за течениями в водной толще и подледном слое. В толще воды расчет потока тепла производился на горизонтах измерений скорости и направления течений. На рис. 6 на фоне изотерм представлено изменение рассчитанных вертикальных потоков тепла в слое от ядра АВ к нижней поверхности льда (за положительный принят поток тепла, направленный вверх). Как видно, наибольшие величины потока тепла были зарегистрированы в подледном слое, что объясняется выхолаживанием ВКС и турбулентностью, вызванной дрейфом льда. В связи с конвективным перемешиванием и интенсивной теплоотдачей верхнего слоя в период льдообразования, в первые дни дрейфа высокие значения потока тепла прослеживались до глубин 20–30 м. Его относительно высокие для данного района СЛО значения (до 1 Вт/м^2), обусловленные большими перепадами температур (до $1,4^{\circ}\text{C/м}$), наблюдались также в термоклине между ВКС и ТВ. В верхней части АВ значения вертикального потока тепла положительные (до $0,4\text{--}0,6 \text{ Вт/м}^2$), что сопоставимо с результатами предыдущих расчетов для этого района СЛО (Lique et al., 2014; Rudels et al., 1996) и значительно меньше

величин потоков тепла, измеренных в 2009–2010 гг. в Евразийском суббассейне (Polyakov et al., 2013). Меньшие значения объясняются большей степенью трансформации АВ в Амеразийском суббассейне и, следовательно, меньшим теплозапасом. В ВКС и квазиоднородных прослойках в ядре АВ значения вертикального потока тепла близки к нулю. Причина этого — малые значения градиента температуры и коэффициента теплопроводности c_H .

Отрицательные значения вертикального потока тепла характерны для слоя температурной инверсии между летними и зимними ТВ, которые получают тепло как от АВ, так и от летних ТВ, что ведет к выравниванию профиля температуры. С начала июля, по мере трансформации слоя ТВ, тепло от АВ начинает достигать нижней границы ВКС. Таким образом, зимние ТВ экранируют тепло АВ, препятствуя его проникновению к ВКС и далее к ледяному покрову.

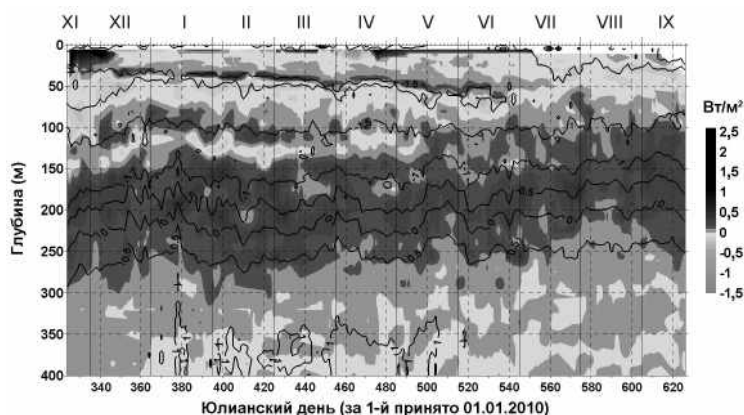


Рис. 6. Распределение вертикальных потоков тепла (Вт/м²) по глубине с 19 ноября 2010 г. по 20 сентября 2011 г.

Гидрологическая структура в период дрейфа станции характеризовалась значительной временной изменчивостью. Для лучшего описания изменений вертикального потока тепла было выделено восемь временных отрезков продолжительностью от 4 дней до 5 месяцев с характерной гидрологической структурой, что обеспечивало различные условия для распространения тепла. На рис. 7 представлено вертикальное распределение потока тепла и определяющих его компонент в слое воды от 5 до 400 м для выделенных временных отрезков и всего периода дрейфа.

На рис. 7а, б показаны профили в условиях формирования ВКС и относительно большой мощности (до 150 м) слоя ТВ. В данные периоды летние ТВ, температура которых в их верхней части превышала $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, достаточно четко выделялись в вертикальной структуре вод. На их верхней и нижней поверхностях получены значительные ($0,5$ и $-0,4\text{ Вт/м}^2$ соответственно) величины потоков тепла. Эти же периоды характеризуются относительно большими, для данного района СЛО, величинами потока тепла от ВКС к нижней границе льда, достигающими $5,5\text{ Вт/м}^2$ в период с 19.11 по 25.11 и $3,5\text{ Вт/м}^2$ в период с 25 ноября по 3 декабря. По мере удаления от Берингова пролива и увеличения ВКС за счет конвективного перемешивания температура летних ТВ понижается, что приводит к уменьшению потока тепла от них к зимним ТВ и ВКС до $0,05\text{--}0,15\text{ Вт/м}^2$ и $0,15\text{--}0,2\text{ Вт/м}^2$ соответственно, что отражено на рис. 7в, г, относящихся к зимнему и весеннему периоду.

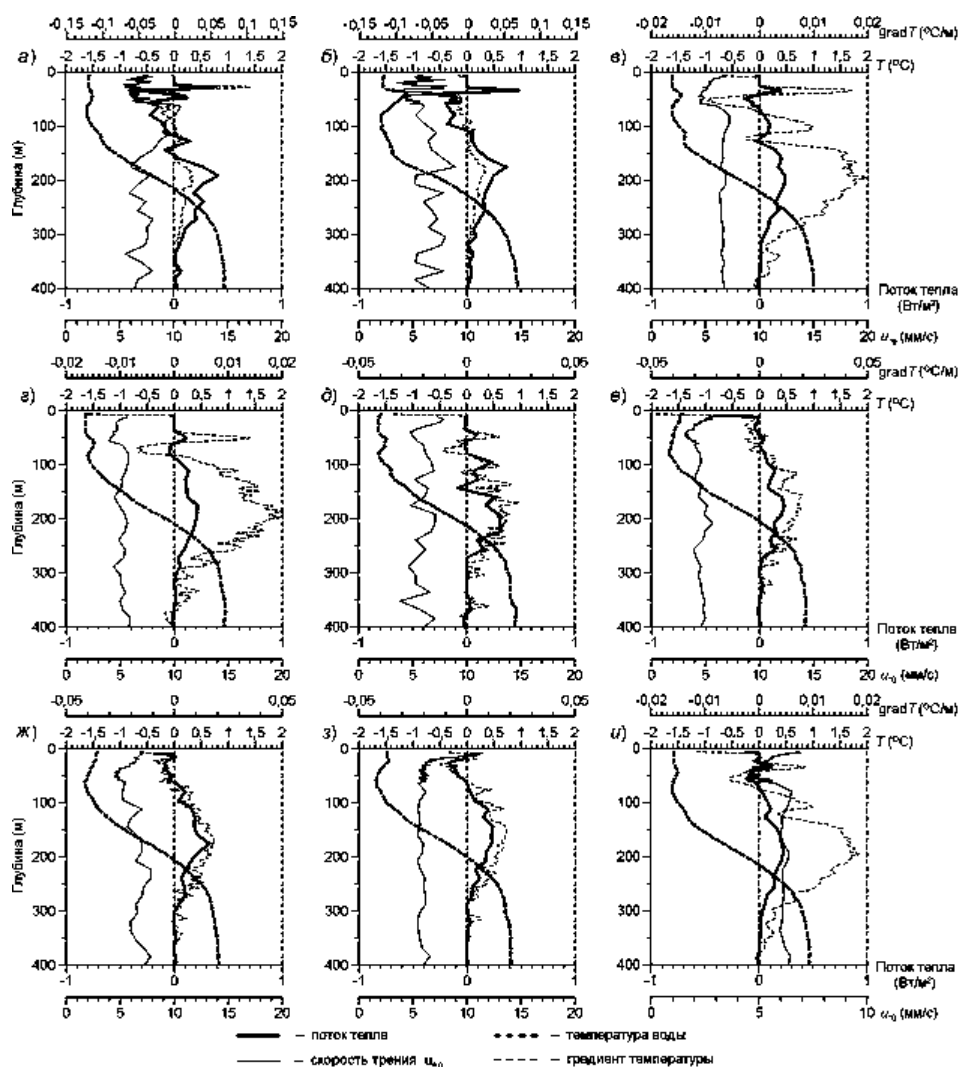


Рис. 7. Вертикальные профили потока тепла, скорости трения u_{*0} , температуры воды и ее вертикального градиента в разные периоды дрейфа: *а* — 19.11.2010–25.11.2010; *б* — 25.11.2010–3.12.2010 г.; *в* — 3.12.2010–11.05.2011; *г* — 11.05.2011–22.06.2011; *д* — 22.06.2011–26.06.2011; *е* — 26.06.2011–20.07.2011; *ж* — 20.07.2011–5.08.2011; *з* — 5.08.2011–20.09.2011; *и* — 19.11.2010–20.09.2011.

Как видно из рис. 7*а, б, в*, период дрейфа с 19 ноября по 11 мая характеризовался наличием слоя зимних ТВ, препятствующих передаче тепла от АВ к ВКС. Также на рис. 7*в* можно отметить температурную инверсию в нижней части зимних ТВ, на глубинах 120–130 м, экранирующую вертикальный поток тепла от АВ. Как следует из рис. 7*г*, начиная со второй декады мая температурная инверсия исчезает. Рис. 7*г* и *д* показывают трансформацию экранирующего слоя, в результате которой величины направленных вниз потоков тепла снижаются до нуля. Начиная с конца июня 2011 г. тепло от АВ начинает достигать нижней границы ВКС, залегающей на

глубинах около 50 м. Также на рис. 7е, ж прослеживается отрицательный поток тепла в приповерхностном слое, обусловленный поступлением относительно теплой талой воды. Из рис. 7з видно, что поток тепла в приповерхностном слое снова становится направленным вверх из-за понижения температуры воздуха и начавшегося льдообразования. Рис. 7и иллюстрирует распределение вертикальных потоков тепла в АВ в слое от АВ до нижней поверхности льда в течение всего периода наблюдений. В ядре АВ значения вертикального потока тепла колеблются около нуля, на верхней границе составляют около $0,3 \text{ Вт/м}^2$, затем постепенно ослабевают до нуля в ядре зимних ТВ, залегающем на глубинах около 70 м. Выше него источником тепла являются летние ТВ, тепло которых передается зимним ТВ и ВКС.

ПОТОК К НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА

Изменения потока тепла от океана к нижней поверхности льда в период с ноября 2010 г. по апрель 2011 г. представлены на рис. 8 (отсутствие данных связано с погодными условиями и ледовой обстановкой). Как видно, величины потока тепла варьируют от -3 до $7,5 \text{ Вт/м}^2$. Понижающийся линейный тренд обусловлен понижением теплозапаса ВКС, а также ослаблением выхолаживания подледного слоя при нарастании льда. При этом отрицательные значения потока обусловлены удаленностью пунктов океанографических наблюдений друг от друга, поскольку необходимые для его расчета данные по температуре и солёности воды равной дискретности из-за отсутствия датчика электропроводности на TD-регистраторе SBE-37 Microcat брались из данных наблюдений в гидрологической майне, проводимых раз в сутки. В дальнейшем для расчетов использовались интерполированные значения солёности, имеющие часовую дискретность. Вследствие этого, рассчитанная температура замерзания воды могла быть ниже температуры, зарегистрированной в подледном слое, что и привело к возникновению отрицательных значений Q . В таком случае, без учета отрицательных значений, среднее значение потока в рассматриваемый период составило $2,25 \text{ Вт/м}^2$. Это близко к значениям, полученным в такое же время года в ходе экспериментов NPEO (до 2 Вт/м^2) (McPhee et al., 2003) и SHEBA (до 5 Вт/м^2 , в среднем — около $2,6 \text{ Вт/м}^2$) (Perovich, Elder, 2002; Shaw et al., 2009). Следует отметить, что приведенные значения Q были получены при наличии экранирующего слоя, когда поток тепла к нижней поверхности льда обеспечивался только теплозапасом верхнего

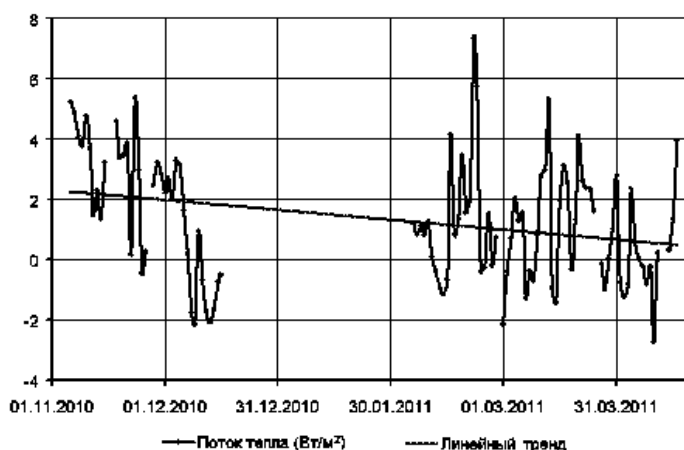


Рис. 8. Поток тепла от океана к нижней поверхности льда.

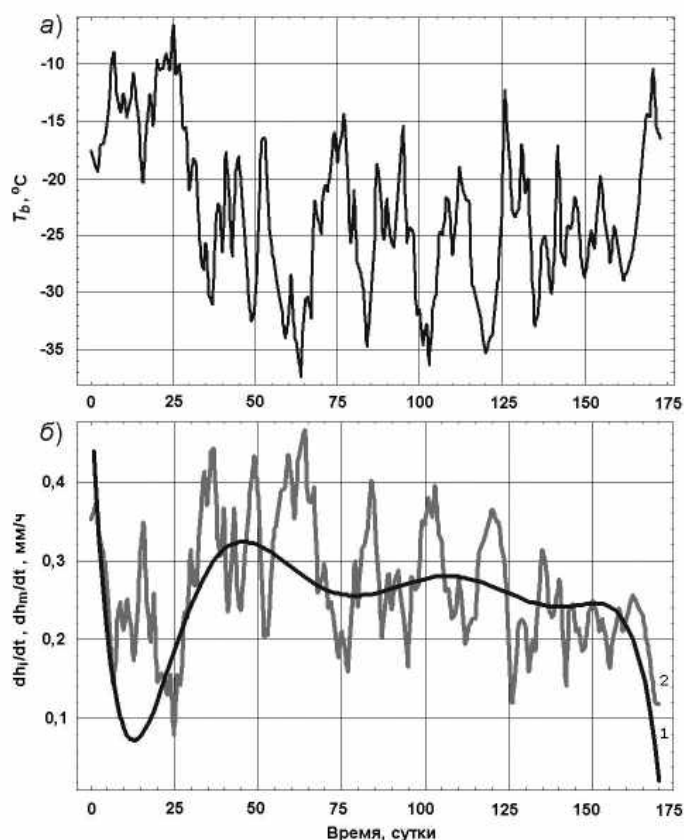


Рис. 9. Изменение температуры подстилающей поверхности (а) и скорости нарастания льда (б), измеренной (1) и рассчитанной (2) в зимний период дрейфа.

слоя воды. По-видимому, в районах АБ, где экранирующий эффект ТВ отсутствует, величины Q могут превышать их.

Для лучшей интерпретации результатов модельных расчетов необходимо отметить сильную изменчивость атмосферных процессов, определяющих теплообмен между океаном и атмосферой и, соответственно, нарастание льда в зимний период наблюдений. Как следствие, вариации значений (рис. 9а), используемые в модели в качестве атмосферного форсинга, также испытывали значительные изменения, которые привели к аналогичной изменчивости темпов нарастания льда, вид которых, построенный по модельным (dh_2/dt) и измеренным (dh_i/dt) данным, изображен на рис. 9б. Несмотря на их резкие колебания, из рисунка отчетливо видно, что за 170 суток ее величина закономерно уменьшается примерно в 2 раза — с 0,4 мм/ч до 0,2 мм/ч.

Изменчивость потока и ее тренд, рассчитанные по модели (3) – (5), приведены на рис. 10а. Как следует из его сравнения с рис. 8, количественный и качественный характер хода кривых на обоих рисунках согласуется между собой. При отрицательном линейном тренде, объясняемом изложенными выше причинами, обращает на себя внимание квазипериодический характер возрастания потока тепла с периодом 20–25 дней. Несмотря на резкие колебания Q , из рисунка видно, что их амплитуда

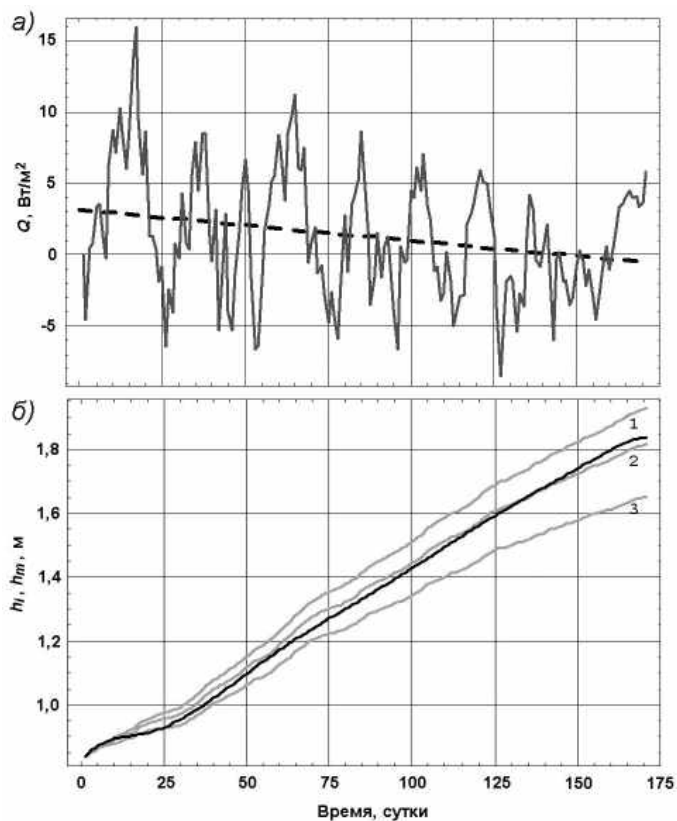


Рис. 10. Динамика потока тепла к нижней поверхности льда и ее тренд (а) и вариации измеренной (черная кривая) и смоделированной для потока тепла из океана 0 (1), 2 (2) и 4 Вт/м² (3) (серые кривые) толщины льда (б).

постепенно уменьшается с примерно 10 до 5 Вт/м². Появление отрицательных значений Q можно объяснить прежде всего погрешностями контактного метода измерения температуры подстилающей поверхности, обусловленными сложностью процессов энергообмена в непосредственной близости к поверхности льда и, как следствие, всегда завышенными ее значениями (Макштас, 1984). К сожалению, на станции не велись измерения радиационной температуры подстилающей поверхности, поэтому подтвердить это предположение не представляется возможным. Свою роль сыграла и зашумленность данных по толщине льда, отфильтровать которую полностью, по-видимому, не удалось, а также недостаточная точность измерений плотности снега. Кроме того, источником ошибки могли быть локальные неоднородности толщины снежного и ледяного покрова, обусловленные удаленностью пунктов ледовых, метеорологических и океанографических измерений друг от друга.

Динамика толщины ледяного покрова исследуемой акватории изображена на рис. 10б. Как видно из рисунка, нарастание льда в зимний период имело достаточно монотонный характер, за исключением самых последних дней из-за начавшегося радиационного прогрева льда. Модельные расчеты для постоянных значений потока показали, что толщина льда в конце расчетного периода превышает измеренную при-

мерно на 10 см, причем в диапазоне первых единиц Вт/м^2 , увеличению потока на 1 Вт/м^2 соответствует уменьшение толщины льда примерно на 4–5 см. Наилучшее совпадение измеренной и рассчитанной толщин соответствует величине Q , близкой к 2 Вт/м^2 , которую, по-видимому, и следует принять за среднее значение искомого потока в районе исследований в зимний период. С учетом известной нерепрезентативности данных наблюдений, качество модельных результатов можно признать удовлетворительным и, как минимум, не худшим, чем полученных с помощью подхода (1).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. В ходе работ на дрейфующей станции СП-38 проведены наблюдения, позволившие получить данные для расчетов вертикальных потоков тепла АВ. Их результаты, полученные независимыми методами, дали количественные оценки взаимодействия океана с ледяным покровом, совпадающие с оценками более ранних исследований, а также позволили выяснить новые особенности процесса передачи тепла от АВ к верхнему квазиоднородному слою (ВКС) и ко льду.

2. Рассчитанный за период дрейфа вертикальный поток тепла на верхней границе АВ в районе поднятия Менделеева в среднем составил $0,25 \text{ Вт/м}^2$, возрастаая в ряде случаев до $0,8 \text{ Вт/м}^2$. Из-за присутствия ТВ он, как правило, не достигал нижней границы ВКС. Однако по мере ослабления экранирующего эффекта (с конца июня) поток тепла от АВ распространялся до нижней границы ВКС.

3. Величина потока тепла от океана к нижней поверхности льда в зимний период, обладая большой изменчивостью, зависела в основном от структуры водных масс. Его среднее значение составило величину, близкую к 2 Вт/м^2 , характерную для данного региона СЛО в зимний период, и характеризовалось выраженным отрицательным трендом.

4. Для более реалистичного отображения картины динамики величин искоемых потоков в дальнейшем необходимо продолжение исследований, свободных от недостатков, присущих наблюдениям, описанным в настоящей статье.

При выполнении наблюдений большую помощь в постановке комплекса HYDRA и обработке полученных данных оказали метеорологи дрейфующей станции СП-38 Н.С. Зиновьев, И.А. Бобков и С.В. Шутилин. Начальники станции Т.В. Петровский и А.А. Висневский помогли ценными советами по выполнению работ и участием в постановке измерителей течений.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 13-05-01006-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
- Алексеев Г.В., Фролов И.Е., Соколов В.Т. Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 2. С. 277–280.
- Беляков Л.Н., Волков В.А. Подповерхностные течения: Вертикальная структура и динамика подледного слоя океана / Отв. ред. Л.А. Тимохов. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 141 с.
- Богородский П.В., Пнюшков А.В. Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 539–545.
- Лайхтман Д.Л., Ключникова А.А. Роль разводов в тепловом балансе Арктики // Труды ГГО. 1957. Вып. 69. С. 77–79.

- Лукин В.В. Тонкая структура в ледовитых океанах: Вертикальная структура и динамика подледного слоя океана / Отв. ред. Л.А. Тимохов. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 141 с.
- Макинташ А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период / Под. ред. Ю.В. Николаева. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 68 с.
- Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 83 с.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 270 с.
- Никифоров Е.Г., Блинов Н.И., Лукин В.В. Некоторые результаты экспедиционных исследований по программе «ПОЛЭКС-Север-76»: Научные результаты ПОЛЭКС-СЕВЕР-76 / Отв. ред. А.Ф. Трешников. Л.: Гидрометеоздат, 1979. С. 129–146.
- Океанография и морской лед (Сер. Вклад России в Международный полярный год 2007/08 / Под. ред. И.Е. Фролова). М.; СПб.: Изд. ООО «Паульсен», 2011. 431 с.
- Сычев К.А. Теплосодержание атлантических вод и расходование тепла в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 1960. № 3. С. 5–15.
- Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 190 с.
- Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 157 с.
- Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 184 с.
- Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х. и др. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // Доклады АН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
- Хрол В.П. Атлас энергетического баланса северной полярной области. Л.: Гидрометеоздат, 1992. 52 с.
- Шутилин С.В., Макинташ А.П., Алексеев Г.В. Модельные оценки ожидаемых изменений ледяного покрова СЛО при антропогенном потеплении в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 101–110.
- Яковлев Н.Г. Турбулентный теплообмен ледяного покрова с воздухом в центральной Арктике // Проблемы Арктики. 1957. Вып. 2. С. 193–204.
- Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F. Freshwater freezing/melting cycle in the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Lewis E.L. et al. (eds.). Kluwer Academic Publishers, 2000. P. 589–608.
- Dmitrenko I., Polyakov I., Kirillov S. et al. Towards A Warmer Arctic Ocean: Spreading Of The Early 21st Century Atlantic Water Warm Anomaly Along The Eurasian Basin Margins // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. C05023. doi:10.1029/2007JC004158.
- Goosse H., Gerdes R., Kauker F., Ko Berle C. Influence of the Exchanges between the Atlantic and the Arctic on Sea Ice Volume Variations during the Period 1955–97 // Journal of climate. 2004. Vol. 17. P. 1294–1303.
- Lei R., Li N., Heil P., Cheng B., Zhang Z., Sun B. Multiyear sea-ice thermal regimes and oceanic heat flux derived from an ice mass balance buoy in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. Vol. 119. doi:10.1002/2012JC008731.
- Lenn Y. D., Wiles P. J., Torres-Valdes S. et al. Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L05601. doi:10.1029/2008GL036792.
- Lique C., Guthrie J.D., Steele M. et al. Diffusive vertical heat flux in the Canada Basin of the Arctic Ocean inferred from moored instruments // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. Vol. 119. doi:10.1002/2013JC009346.
- McPhee M.G., Kikuchi T., Morison J.H., Stanton T.P. Ocean-to-ice heat flux at the North Pole environmental observatory // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30 (24). 2274. doi:10.1029/2003GL018580.

- McPhee M.G.* Turbulent Heat Flux in the Upper Ocean Under Sea Ice // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97(C4). P. 5365–5379. doi:10.1029/92JC00239.
- Perovich D.K., Elder B.* Estimates of ocean heat flux at SHEBA // *Geophys. Res. Lett.* 2002. Vol. 29 (9). 1344. doi: 10.1029/2001GL014171.
- Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
- Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Rember R. et al.* Winter Convection Transports Atlantic Water Heat to the Surface Layer in the Eastern Arctic Ocean // *J. Phys. Oceanography*. 2013. Vol. 43. P. 2142–2155.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C. et al.* One more step toward a warmer Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. L17605. doi:10.1029/2005GL023740.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A. et al.* Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // *J. Climate*. 2004. Vol. 17. P. 4485–4497.
- Polyakov I.V., Timokhov L., Walsh D. et al.* A long-term circulation and water mass monitoring program for the Arctic Ocean // *EOS Transactions*. 2003. Vol. 84. P. 281–285.
- Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 8807–8821.
- Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G. et al.* The large-scale energy budget of the Arctic // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. D11122. doi:10.1029/2006JD008230.
- Shaw W.J., Stanton T.P., McPhee M.G., Morison J.H., Martinson D.G.* Role of the upper ocean in the energy budget of Arctic sea ice during SHEBA // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114 (C06012). doi:10.1029/2008JC004991.
- Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R., Winsor P.* Ice-Tethered Profiler observations of the doublediffusive staircase in the Canada Basin thermocline // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. C00A02. doi:10.1029/2008JC004829.
- Zhang J., Steele M., Rothrock D.A., Lindsay R.W.* Increasing exchanges at Greenland-Scotland Ridge and their links with the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea Ice // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. L09307. doi:10.1029/2003GL019304.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА НА СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

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

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

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья продолжает цикл работ по описанию изменчивости современного климата Северной Якутии, инициированный созданием в рамках программы Международного полярного года (МППГ) Гидрометеорологической обсерватории (ГМО) Тикси на базе действующей гидрометеорологической станции (ГМС) «Полярка» (Иванов, Макштас и др., 2009а, б, 2012; Макштас и др., 2011). В отличие от предыдущих статей в настоящей рассмотрены некоторые вопросы прикладной климатологии.

Прикладная климатология исследует специализированные климатические характеристики, показывающие влияние метеорологических факторов на объекты и процессы в различных секторах экономики и социальной сферы (Руководство, 2008). Эти специализированные характеристики (S) учитывают совокупное влияние нескольких метеорологических факторов, несводимое к их простой аддитивной сумме. Согласно монографии (Кобышева, Наровлянский, 1978) различают климатические комплексы I и II рода. Комплекс I рода формализует влияние на S метеорологических факторов $x, y, \dots$ соотношениями вида $S = f(x, y, \dots)$. После этого описание климатической изменчивости всей совокупности значений S выполняется теми же методами, которые используются для описания изменчивости входящих в него факторов ($x, y, \dots$). Комплекс II рода представляет собой различные сочетания градаций факторов $x, y, \dots$ и описывается методами многомерного статистического анализа. В настоящей статье рассмотрены комплексы первого рода: климатическая изменчивость характеристик отопительного периода и биоклиматические индексы, характеризующие совокупное влияние холода, ветра и влажности на организм человека.

Важнейшей особенностью Северной Якутии является продолжительный зимний период с низкими температурами воздуха (T). Именно здесь расположен полюс холода Северного полушария. Самые низкие температуры были зафиксированы на ГМС Верхоянск ($-67,8^\circ\text{C}$ в 1892 г.) и Оймякон. В период 1978–2010 гг. самая низкая температура в Верхоянске составила $-63,0^\circ\text{C}$. По действующим нормативам даты начала и окончания отопительного периода определяет устойчивый (непрерывно в течение 5 суток) переход среднесуточной температуры воздуха T через $+8^\circ\text{C}$. В работе (Кобышева и др., 2008) подчеркнуто: «Климатическое обеспечение отопления и горячего водоснабжения жилищного, административно-хозяйственного и промыш-

ленного комплексов — одна из наиболее важных и сложных проблем России. Расходы на отопление составляют не менее 30–40 % вырабатываемой тепловой энергии» (и это в целом по РФ, а на Крайнем Севере значительно больше). В энциклопедии (Энциклопедия..., 2005) характеристики отопительного периода отнесены к группе климатических ресурсов коммунального хозяйства.

Важность исследования биоклиматических индексов очевидна. При всех воздействиях окружающей среды на человека наиболее существенны факторы, определяющие его тепловое состояние. Биоклиматические индексы согласно (Энциклопедия..., 2005) являются одними из основных характеристик физиолого-климатических ресурсов теплового состояния человека, поскольку «тепловой комфорт или дискомфорт в значительной степени определяют здоровье, самочувствие и работоспособность». Согласно оценкам К.Ш. Хайрулина, приведенным в (Энциклопедия..., 2005), по реальным сочетаниям T , V и по пороговым критериям дискомфорта возможная продолжительность пребывания человека на открытом воздухе зимой именно в Северной и в Центральной Якутии является одной из наименьших для всей территории Российской Федерации.

Особенностью арктического побережья Якутии (сравнительно с континентальной областью) является сильный и штормовой ветер. Его климатические характеристики особенно важны для района Тикси. Именно здесь по многолетним данным

Таблица 1

**Координаты и высота над уровнем моря станций гидрометеорологической сети
Северной Якутии**

№ п/п	Название и код ГМС	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Н, м
1	Андрюшкино, <i>AND</i>	69,1	154,3	16
2	Черский, <i>CHE</i>	68,5	161,2	25
3	Чокурдах, <i>CHO</i>	70,4	147,5	61
4	Депутатский, <i>DPT</i>	69,2	139,5	284
5	Колымская, <i>KLM</i>	68,4	158,4	12
6	Среднеколымская, <i>SRK</i>	67,5	153,4	21
7	Верхоянск, <i>VRH</i>	67,3	133,2	138
8	Тикси, <i>TKS</i>	71,3	128,5	8
9	Джалинда, <i>GLN</i>	70,1	113,8	62
10	Джарджан, <i>GAR</i>	68,7	124,0	29
11	Оленёк, <i>OLN</i>	68,5	112,6	217
12	Усть-Оленёк, <i>UOL</i>	73,0	119,5	14
13	Саскылах, <i>SAS</i>	72,0	114,1	16
14	Сухана, <i>SUH</i>	68,8	118,0	77
15	Ярольин, <i>YAR</i>	68,2	108,5	236
16	Тюмяти, <i>TUM</i>	71,9	123,4	28
17	Юбилейное, <i>UBL</i>	70,8	136,2	22
18	Кюсюр, <i>KUS</i>	70,7	127,4	36
19	Дунай, <i>DUN</i>	73,56	124,3	5
20	Котельный, <i>KOT</i>	76,00	137,5	10
21	Санникова, <i>SAN</i>	74,4	138,5	16
22	Кигилях, <i>KIG</i>	73,2	139,8	26

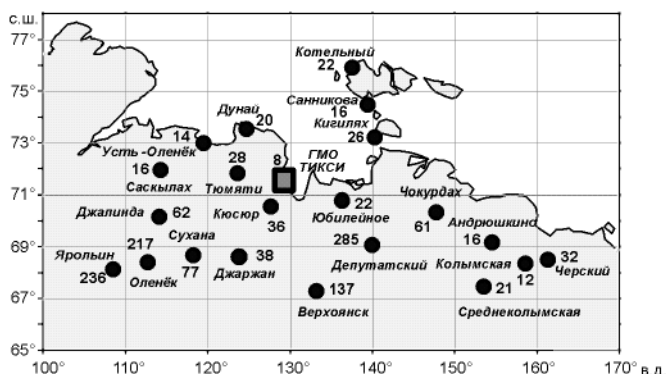


Рис. 1. Гидрометеорологическая сеть северной Якутии.

зафиксирован самый сильный ветер, а Тикси является одним из портов на трассе Северного морского пути.

Характеристики отопительного периода и биоклиматических индексов определены по рядам 8-срочных наблюдений с 1978 по 2010 г. на 22-х ГМС Северной Якутии (табл. 1, рис. 1). В настоящей статье 6 береговых и островных ГМС (Тикси, Дунай, Усть-Оленёк, Котельный, Санникова, Кигилях) обозначены как морские, а остальные 16 ГМС — континентальные. Характеристики сильного и штормового ветра в Тикси получены по ряду четырехсрочных измерений с 1936 по 2010 г. из электронного архива, размещенного на сайте ААНИИ (www.aari.ru).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА

Главная задача климатического обеспечения отопительного периода (ОП) состоит в определении необходимых запасов топлива (Кобышева и др., 2008). Основными климатическими параметрами ОП являются даты его начала θ_s , окончания θ_f и продолжительность, а также средняя температура за ОП. В Северной Якутии продолжительность ОП велика. За 33 года с 1978 по 2010 г. в некоторых случаях вообще не было условий для его завершения. Такие события отмечены на ГМС Усть-Оленёк (3 раза), Тикси (5 раз), Чокурдах (1 раз). На четырех самых северных ГМС — Дунай, Кигилях, Котельный и Санникова — основания для коротких (менее месяца) летних перерывов в ОП являются скорее исключением. За 33 года они отмечены всего лишь 9, 7, 5 и 8 раз соответственно. Приведенные ниже оценки получены без учета этих четырех ГМС.

Поскольку даты θ_s , θ_f и продолжительность θ (сутки) — целочисленные характеристики, центр и масштаб распределения представлены в табл. 2 медианой $Me = X_{0,50}$, интерквартильным расстоянием $Q = X_{0,75} - X_{0,25}$ и размахом $R = X_{max} - X_{min}$, где $X_{0,25}$, $X_{0,50}$, $X_{0,75}$ — квантили X_p соответствующего порядка p . Карты медиан θ_s , θ_f , θ приведены на рис. 2а, б, в.

Пространственное распределение дат начала, окончания и продолжительности ОП в целом соответствует распределению температуры в тёплый сезон. При этом основной контраст сосредоточен в направлении север-юг. Самое раннее окончание ОП приходится на 4 мая (Верхоянск), самое позднее начало приходится на 13–15 сентября (Верхоянск, Среднеколымская, Джарджан, Ярольин, Сухана, Тикси). Самое позднее окончание ОП приходится на 10 августа (Тикси) и 30 июля (Усть-Оленёк), самое раннее начало на всех ГМС приходится на 1–7 августа.

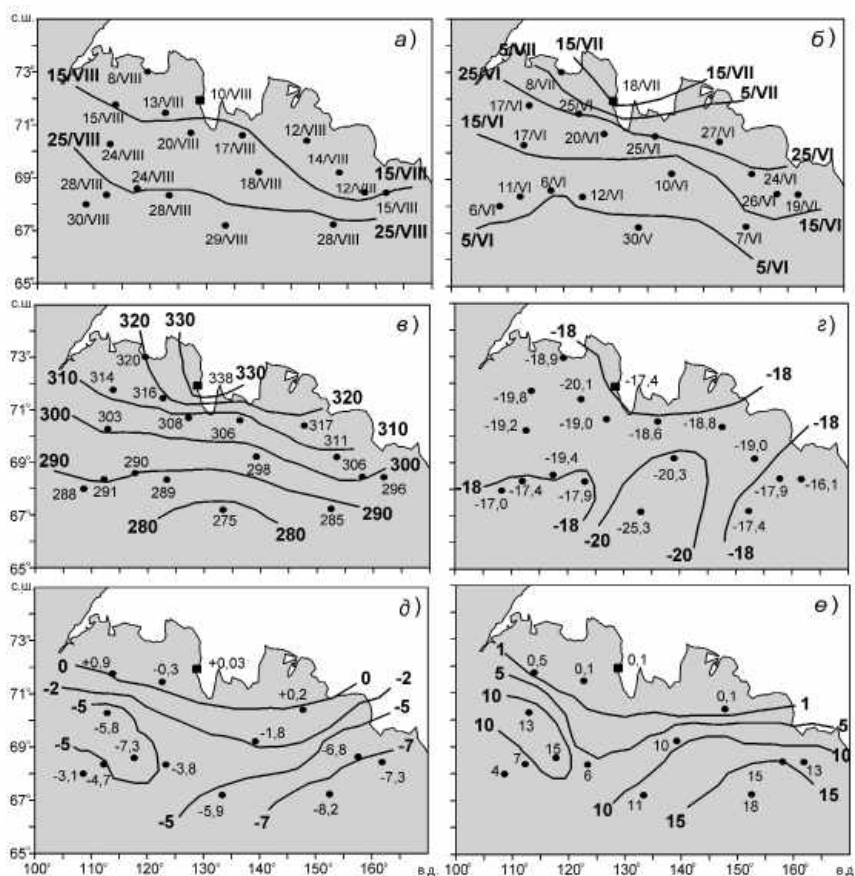


Рис. 2. Параметры отопительного периода — медиана дат начала (а), окончания (б) и продолжительности (в) ОП, среднемноголетнее значение средней за ОП температуры воздуха (г), коэффициент (д, сутки за 10 лет) и относительная дисперсия (е, %) тренда продолжительности ОП.

В среднем на севере и на востоке региона начало ОП более раннее, а окончание более позднее. Для θ_f (в июне) пространственный контраст сильнее, чем для θ_s (в августе), что согласуется с годовым ходом дисперсии $D_f(t)$ (Иванов, Макштас и др., 2009а). Медиана θ_s изменяется от 8–10 августа в Тикси и Усть-Оленьке до 28–30 августа — на южных ГМС. Медиана θ_f изменяется от 30 мая в Верхоянске и 6–7 июня в Среднеколымской, Сухане и Ярольине до 8 июля в Усть-Оленьке и 18 июля в Тикси. Масштабы межгодовой изменчивости θ_s и θ_f сопоставимы по интерквартильному расстоянию — 11–23 суток для θ_s и 12–25 суток для θ_f . Размахи θ_s несколько меньше, чем θ_f . Они составляют соответственно 21–61 суток и 35–71 суток.

Медиана продолжительности θ убывает с севера на юг от 338 суток в Тикси и 320 суток в Усть-Оленьке до 275 суток в Верхоянске и до 280–290 суток южнее 69° с.ш. Самая большая из максимальных θ за 1978–2010 гг. составляет 361 сутки в Тикси, 352 суток в Усть-Оленьке и 345 суток в Тюмеи и Саскылахе, а самая малая — 309 суток в Ярольине, 312 суток в Верхоянске и 314 суток в Джарджане. Важность климатического описания ОП для Северной Якутии подчеркивается тем, что даже самый короткий ОП (Верхоянск) велик — 240 суток.

61

В табл. 3 приведены средние многолетние значения m , экстремумы min , max и среднеквадратические отклонения σ средней за ОП температуры воздуха. Пространственное распределение $m_{\bar{T}}$ показано на рис. 2г. Поле $m_{\bar{T}}$ определяется в основном зимней температурой. Самая низкая $\bar{T}_{оп}$ отмечена в Верхоянске с $m_{\bar{T}} = -21,5^\circ\text{C}$, самая высокая — на восточной ГМС Черский с $m_{\bar{T}} = -16,1^\circ\text{C}$. Еще два очага повышенных значений $m_{\bar{T}}$ ($-17...-18^\circ\text{C}$) расположены на побережье Северного Ледовитого океана и в юго-западной части региона. Минимальные за 1978–2010 гг. значения $\bar{T}_{оп}$ составляют $-20,8...-25,3^\circ\text{C}$, максимальные $-12,6...-17,8^\circ\text{C}$.

Таблица 3

Моменты распределения средней за отопительный период температуры воздуха

Код ГМС	m	σ	min	max
AND	-19,0	1,5	-23,4	-16,5
CHE	-16,1	1,6	-21,2	-12,6
CHO	-18,8	1,5	-23,0	-15,8
DPT	-20,3	1,5	-24,4	-17,2
KLM	-17,9	1,2	-20,2	-15,9
SRK	-17,4	1,4	-21,8	-14,6
VRH	-21,5	2,0	-25,3	-17,8
TKS	-17,4	1,4	-20,5	-14,9
GLN	-19,2	1,7	-23,0	-16,6
GAR	-17,9	1,5	-21,2	-15,2
OLN	-17,4	1,6	-20,8	-15,1
UOL	-18,9	1,2	-21,0	-17,0
SAS	-19,8	1,7	-23,1	-16,9
SUH	-19,4	1,6	-23,2	-16,4
YAR	-17,0	1,8	-21,3	-14,0
TUM	-20,1	1,6	-24,7	-17,8
UBL	-18,6	1,3	-21,5	-16,0
KUS	-19,0	1,5	-22,0	-16,7

Оценки трендов получены по линейной регрессионной модели (Дрейпер, Смит, 1986), а их статистическая значимость — по таблицам (Большев, Смирнов, 1968). Параметры трендов дат начала и окончания ОП и его продолжительности (коэффициент наклона a в сутках за 10 лет с выделением значимых на 95 %-ном уровне трендов и относительная дисперсия D_{tr} , %) приведены в табл. 4. Для Андриюшкино, Усть-Оленёк, Кюсюр и Юбилейное оценки не приводятся из-за значительного количества пропусков.

Таблица 4

Коэффициенты (сутки за 10 лет) и относительные дисперсии (%) трендов дат начала, окончания и продолжительности отопительного периода

Код ГМС	Начало		Окончание		Продолжительность	
	a	D_{tr}	a	D_{tr}	a	D_{tr}
CHE	6,82	22,1	-0,46	0,1	-7,29	13,2
CHO	-0,92	0,7	-0,54	0,2	0,24	0,1
DPT	1,28	1,8	-0,49	0,1	-1,78	1,0
KLM	4,58	15,8	-1,70	1,3	-6,83	15,3
SRK	3,31	7,1	-4,93	21,5	-8,24	18,3
VRH	4,16	1,7	-1,61	2,3	-5,94	10,8
TKS	-3,23	6,8	-1,35	0,5	0,3	0,1
GLN	2,73	6,4	-3,02	6,6	-5,76	12,8
GAR	2,52	5,7	-1,24	1,3	-3,76	6,1
OLN	1,65	2,1	-3,09	5,7	-4,74	6,5
SAS	-2,16	4,4	-1,39	1,8	0,90	0,5
SUH	1,73	2,5	-5,53	14,2	-7,26	14,5
YAR	0,49	0,2	-2,62	5,2	-3,11	4,0
TUM	0,23	0,1	-0,10	0,1	-0,26	0,1

Примечание: значимые на 95 %-ном уровне тренды выделены жирным шрифтом.

Как видно из таблицы, тренды θ_s в основном положительные, то есть в 1978–2010 гг. преобладала тенденция к более позднему началу ОП, более четко выраженная на южных и восточных ГМС. Отрицательными являются тренды только на северных ГМС Чокурдах, Тикси и Саскылах. Все они незначимые, с дисперсией D_{tr} 1–7 %. Среди положительных трендов значимыми являются только два — Черский и Колымская с D_{tr} 22 и 16 %. Помимо них заметную D_{tr} от 6 до 13 % имеют положительные тренды на ГМС Среднеколымская, Верхоянск, Джалинда, Джарджан. Все тренды θ_f отрицательные, то есть преобладает тенденция к более раннему завершению ОП, также более отчетливая на южных ГМС. Значимыми являются тренды на ГМС Среднеколымская и Сухана с D_{tr} 22 и 14 %. На ГМС Джалинда, Оленёк и Юральин D_{tr} составляет 5–7 %.

Таким образом, в период 1978–2010 гг. в Северной Якутии отмечается тенденция к сокращению продолжительности ОП. Пространственные распределения коэффициентов тренда a и D_{tr} для рядов θ приведены на рис. 2д, е. Как видно из рисунков, на северных ГМС Саскылах, Тюмяти, Тикси, Чокурдах тренд слабый, с ничтожно малой относительной дисперсией. На остальных, более южных ГМС тренд продолжительности ОП положительный. На ГМС Черский, Колымская, Среднеколымская, Джалинда и Сухана он значим на 95 %-ном уровне. В восточной части северной Якутии D_{tr} составляет 11–18 %, а в западной части 5–15 %.

БИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИНДЕКСЫ

Из всех воздействий окружающей среды на человека особо важны факторы, определяющие тепловое состояние организма. Одним из наиболее употребительных методов оценки теплового состояния являются «комплексные климатические показатели», показывающие уровень тепловой нагрузки в зависимости от того или иного сочетания метеорологических параметров. Для такой оценки используются температурно-влажностные ($T-F$), температурно-ветровые ($T-V$), температурно-влажностно-ветровые ($T-F-V$) и т.п. индексы. В работе (Руководство..., 2008) приведено нескольких десятков таких индексов. Для настоящей работы из наиболее употребительных индексов отобраны те, которые учитывают совокупное воздействие температуры воздуха, скорости ветра и влажности: температурно-влажностный показатель и индекс холодового стресса.

Температурно-влажностный показатель по А. Миссенарду — эффективная температура (ЭТ), °С рассчитывается по формуле:

$$\text{ЭТ} = T - 0,4 \cdot (T - 10) \cdot \left(1 - \frac{f}{100}\right),$$

где T — температура приземного слоя воздуха (°С), f — относительная влажность воздуха (%).

Этот индекс используется при биоклиматическом районировании во все сезоны года. Он характеризует теплоощущение одетого человека. Для холодного сезона приняты следующие градации ЭТ:

ЭТ, °С	–12... 0	–24... –12	–30... –24	Менее –30
Теплоощущение	Холодно (Х)	Очень холодно (ОХ)	Крайне холодно (КХ)	Предельно холодно (ПХ)
Нагрузка	Умеренная	Сильная угроза обморожения	Очень сильная угроза обморожения	Чрезвычайная вероятность замерзания

Тепловое состояние человека в холодный сезон определяются в первую очередь температура воздуха и скорость ветра. Для оценки суровости погоды как фактора, ограничивающего пребывание человека на открытом воздухе, часто используется индекс суровости зимы Бодмана с соответствующими градациями:

$$S = (1 - 0,04T) \cdot (1 + 0,272V)$$

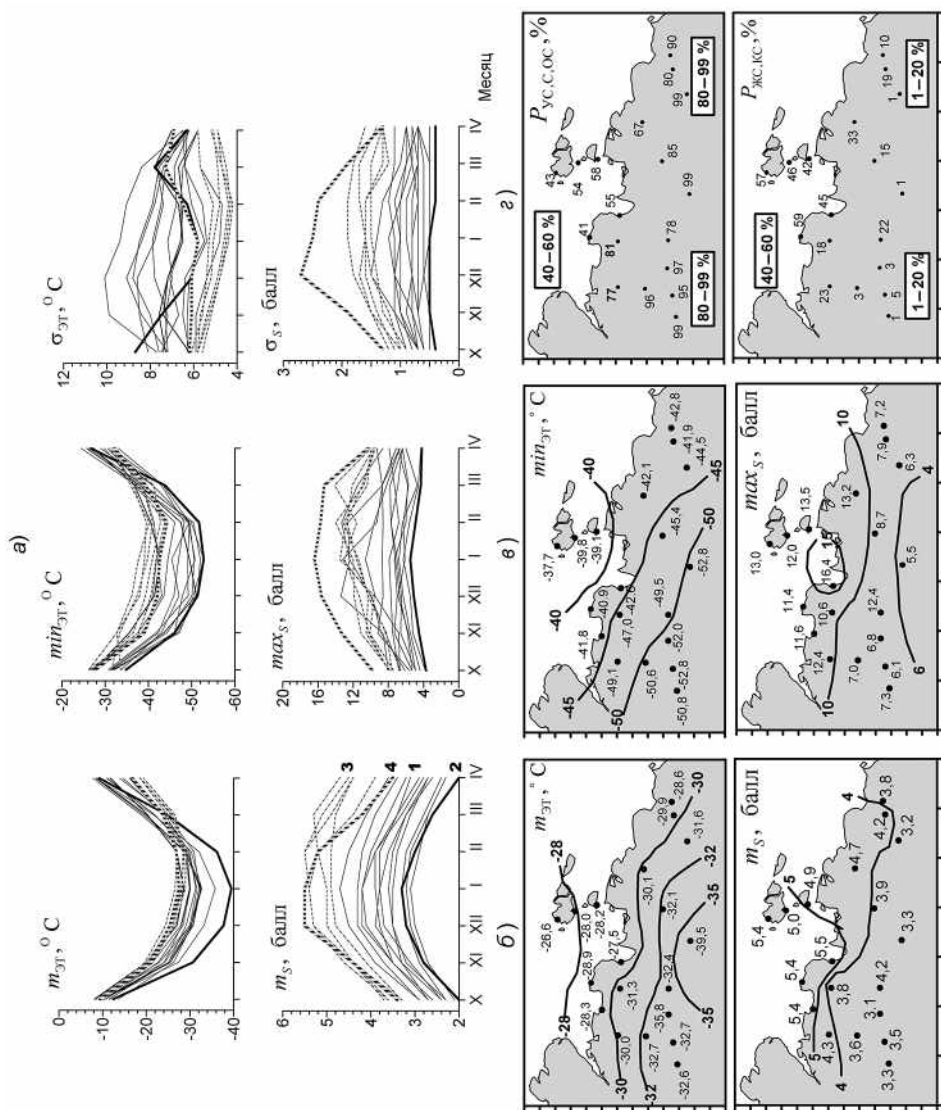
Балл индекса S	1 и менее	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	Более 6
Тип зимы	Мягкая (М)	Мало суровая (МС)	Умеренно суровая (УС)	Суровая (С)	Очень суровая (ОС)	Жестко суровая (ЖС)	Крайне суровая (КС)

Оценки ЭТ и S и их тренды рассчитаны для холодного сезона по месяцам с октября по апрель для всех станций, за исключением ГМС с большим количеством пропусков: Андрюшкино, Кюсюр, Юбилейное, а для трендов еще и ГМС Усть-Оленёк и Санникова. На рис. 3а приведены графики сезонного хода средних значений m , экстремумов min , max и СКО индексов ЭТ и S для континентальных (1) и морских (3) ГМС с выделением Верхоянска (2, полюс холода Северного полушария) и Тикси (4, наиболее сильный ветер). В цифровой форме значения $m_{ЭТ}$ и m_S приведены в табл 5. Карты средних и экстремальных значений для января приведены на рис. 3б.

Таблица 5

Сезонный ход средних значений биоклиматических индексов

Код ГМС	Месяц						
	X	XI	XII	I	II	III	IV
Эффективная температура ЭТ, °C							
CHE	-8,1	-20,1	-27,0	-28,6	-27,0	-20,3	-11,8
CHO	-12,7	-22,7	-28,4	-30,1	-29,3	-24,4	-16,3
DPT	-13,0	-26,3	-30,4	-32,1	-30,9	-24,8	-13,9
KLM	-9,1	-21,5	-27,9	-29,9	-29,0	-23,8	-16,1
SRK	-9,1	-23,0	-30,0	-31,6	-29,6	-22,0	-11,1
VRH	-12,4	-30,7	-37,7	-39,5	-36,2	-24,8	-9,2
GLN	-10,5	-25,4	-30,3	-32,7	-30,3	-21,9	-10,9
GAR	-10,1	-25,5	-30,7	-32,4	-28,9	-20,0	-8,6
OLN	-9,9	-25,1	-30,2	-32,7	-29,2	-19,5	-8,4
SAS	-11,6	-24,1	-28,1	-30,0	-29,3	-24,3	-16,2
SUH	-10,1	-27,4	-33,2	-35,8	-32,1	-21,7	-8,5
YAR	-8,7	-24,2	-29,9	-32,6	-28,9	-18,9	-7,8
TUM	-11,4	-25,1	-29,1	-31,3	-29,9	-24,2	-14,7
TKS	-9,4	-21,1	-25,4	-27,5	-26,9	-23,9	-16,8
UOL	-10,3	-21,6	-26,1	-28,3	-28,4	-24,4	-16,7
DUN	-9,3	-21,3	-26,5	-28,9	-29,1	-26,1	-18,5
KOT	-10,0	-19,7	-24,4	-26,6	-27,1	-24,9	-18,6
SAN	-9,5	-20,6	-25,7	-28,0	-28,8	-26,6	-19,4
KIG	-8,6	-20,2	-25,7	-28,2	-28,5	-25,7	-18,7
Индекс Бодмана, S (баллы)							
CHE	2,4	3,1	3,7	3,8	3,6	3,2	2,7
CHO	2,9	3,9	4,5	4,7	4,5	4,1	3,6
DPT	2,6	3,5	3,8	3,9	3,9	3,4	2,9
KLM	2,6	3,5	4,1	4,2	4,0	3,6	3,2
SRK	2,0	2,8	3,1	3,2	3,1	2,7	2,3
VRH	2,0	2,8	3,2	3,3	3,0	2,6	2,0
GLN	2,3	3,2	3,5	3,6	3,5	3,2	2,6
GAR	2,7	3,5	4,2	4,2	3,9	3,3	2,8
OLN	2,4	3,3	3,5	3,5	3,4	3,1	2,7
SAS	2,9	3,7	4,3	4,3	4,2	3,9	3,4
SUH	2,1	2,7	3,0	3,1	2,9	2,7	2,3
YAR	2,3	2,9	3,2	3,3	3,2	2,8	2,4
TUM	2,7	3,3	3,9	3,8	3,8	3,4	3,1
TKS	3,4	4,4	5,5	5,5	5,2	4,2	3,5
UOL	3,3	4,4	5,3	5,4	5,2	4,4	3,9
DUN	3,6	4,6	5,3	5,4	5,5	4,9	4,4
KOT	3,7	4,4	5,3	5,4	5,5	5,1	4,5
SAN	3,6	4,4	5,0	5,0	5,2	5,3	4,7
KIG	3,3	4,1	4,8	4,9	4,9	4,8	4,4



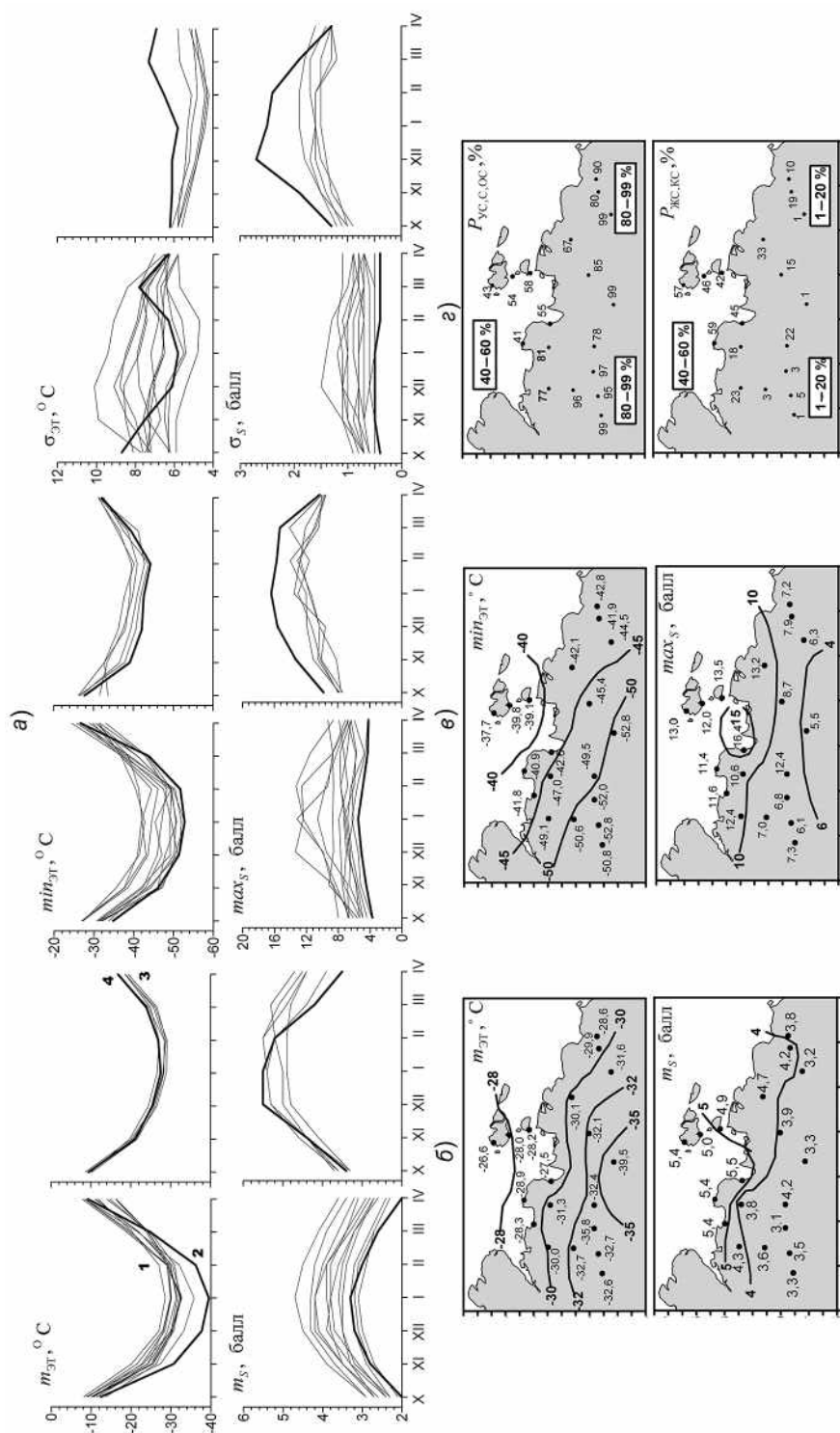


Рис. 3. Пространственно-временная изменчивость биоклиматических индексов: а — сезонный ход (с октября по апрель) среднего значения m , экстремумов $\min$, $\max$ и среднеквадратического отклонения σ на континентальных (1) и морских (3) станциях с выделением ГМС Верхоянск (2) и Тикси (4); пространственное распределение в январе средних (в), экстремальных (б), значений ЭТ, S и повторяемости центральных и крайних градаций индекса S (г).

Сезонный ход и пространственное распределение температурно-влажностного индекса ЭТ и самой температуры воздуха (Иванов, Макштас, 2012) качественно почти идентичны. В континентальной части Северной Якутии зима по индексу ЭТ более суровая, чем на побережье Северного Ледовитого океана и на островах. Самые суровые условия отмечены в Верхоянске, а самые мягкие на ГМС Котельный (хотя это и наиболее северная точка). На этих станциях для января средние значения индекса составляют $-39,5$ и $-26,6$ °С, а многолетние минимумы $-52,8$ и $-37,7$ °С. Размах сезонного хода $m_{\text{ЭТ}}$ и $\min_{\text{ЭТ}}$ на морских ГМС ослаблен по сравнению с континентальными.

Дополнительный учет ветра в индексе Бодмана (S) радикально изменяет представление о пространственном распределении характеристик суровости зимы. Ветер в континентальной части Северной Якутии ослаблен, велика повторяемость штиля. В морской части зимой ветер, наоборот, усилен, велика повторяемость сильных и штормовых ветров. По многолетним данным в Тикси в октябре–феврале максимальные скорости ветра составили 38–42 м/с (Иванов, Макштас и др., 2009б, 2012). Морские и континентальные ГМС по температурно-ветровому индексу Бодмана четко распадаются на 2 кластера. На всех без исключения морских ГМС зимние условия более суровые, чем на континентальных ГМС, а изменчивость индекса S на морских ГМС существенно выше по сравнению с континентальными. Самые суровые условия и максимум σ_s зафиксированы в Тикси, где значения m_s и $\max_s$ составили 5,5 и 16,4. Отметим, что на полюсе холода в Верхоянске, где зимой особенно велика повторяемость штиля, условия по температурно-ветровому показателю являются одними из самых «мягких» для рассматриваемого региона, а σ_s минимальна среди всех ГМС. Значения m_s и $\max_s$ на этой ГМС составляют 3,3 и 5,5. Карта распределения $\max_s$ на рис. 3в показывает, что с 1978 по 2010 г. на всех ГМС, кроме Верхоянска, отмечались условия, соответствующие градации КС — крайне суровая зима.

Таблица 6

Повторяемость индекса Бодмана по градациям суровости зимы в январе

Код ГМС	Градация суровости зимы, баллы индекса S						
	<1 М	1–2 МС	2–3 УС	3–4 С	4–5 ОС	5–6 ЖС	>6 КС
Континентальные ГМС							
<i>CHE</i>	0	0,7	20,7	39,7	29,2	8,1	1,6
<i>CHO</i>	0	0,1	3,4	24,9	37,8	20,7	13,1
<i>DPT</i>	0	0	15,9	46,3	23,2	9,0	5,6
<i>KLM</i>	0	0	5,6	34,5	40,1	10,9	8,8
<i>SRK</i>	0	0	39,6	52,3	7,9	0,1	0,1
<i>VRH</i>	0	0	31,1	59,6	8,7	0,6	0,0
<i>GLN</i>	0	0,2	17,2	56,4	22,7	2,8	0,6
<i>GAR</i>	0	0,1	15,2	41,3	21,5	10,9	11,0
<i>OLN</i>	0	0,5	26,4	48,6	19,8	4,3	0,4
<i>SAS</i>	0	0	10,7	35,0	30,9	15,9	7,5
<i>SUH</i>	0	0,3	49,7	43,1	4,3	0,4	2,2
<i>YAR</i>	0	0	36,3	52,8	9,5	1,0	0,4
<i>TUM</i>	0	0	20,2	42,1	19,1	9,5	9,1
Морские ГМС							
<i>TKS</i>	0	0	7,5	30,1	17,8	12,4	32,2
<i>DUN</i>	0	0	3,2	13,4	24,2	22,6	36,6
<i>KOT</i>	0	0	7,3	15,7	20,4	19,1	37,6
<i>SAN</i>	0	0,2	9,9	21,2	22,4	19,7	26,6
<i>KIG</i>	0	0	9,0	23,6	25,9	20,2	21,3

Примечание: жирным шрифтом отмечены максимумы повторяемости.

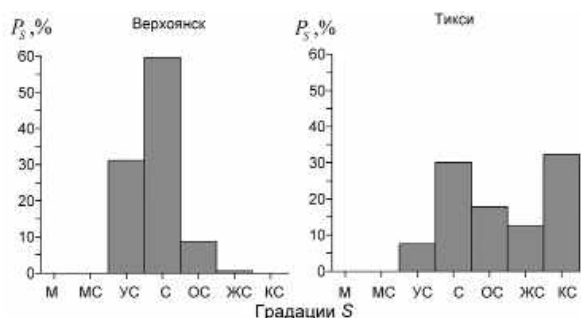


Рис. 4. Гистограммы повторяемости суровости зим по градациям температурно-ветрового индекса Бодмана в январе на континентальной ГМС Верхоянск и на морской ГМС Тикси.

В табл. 6 приведена повторяемость P_s градаций суровости зимы по Бодману, оцененных по среднесуточным значениям температуры и скорости ветра в январе. Гистограммы повторяемости суровости зим в январе для Верхоянска и Тикси приведены на рис. 4.

Как видно из таблицы, в Северной Якутии за период с 1978 по 2010 г. мягких зим «М» не было, а малосуровые зимы «МС» отмечались реже, чем в 1 % случаев. На континентальных станциях распределение балла суровости одномодальное. Мода приходится на центральные градации — суровые «С» и очень суровые «ОС» зимы — и составляет от 35 до 60 %. Интересно, что на полюсе холода в Верхоянске мода $P_s = 60\%$ (рис. 4) приходится на центральную градацию суровости и максимальна среди всех ГМС, жестоко суровые зимы «ЖС» отмечены лишь в 0,6 % случаев, а крайне суровых зим «КС» вообще не было.

Распределение балла суровости на морских ГМС бимодальное. Первая «температурная» мода на морских ГМС также приходится на центральные градации «С» и «ОС», она характеризует условия с характерной для этих ГМС температурой при слабом ветре. Вторая «ветровая» мода приходится на самую крайнюю градацию — крайне суровая зима «КС». Она формируется резкими усилениями ветра при прохождении глубоких циклонов. Роль ветра в воздействии комплекса температура-ветер на человека подчеркивает тот факт, что на ГМС Тикси, Дунай и Котельный ветровая мода больше температурной — 32–38 % против 20–30 %.

Наиболее наглядно различия морских и континентальных ГМС демонстрируют рис. 3г, где приведена карта P_s , определенной суммарно по трем центральным градациям (УС, С, ОС) и по двум крайним (ЖС, ЛС) градациям, а также рис. 4, построенный для ГМС, где это различие наиболее ярко выражено. В континентальной области повторяемость центральных градаций превышает 80 %, а повторяемость крайних градаций не достигает 20 %, тогда как в морской области эти значения примерно одинаковы и составляют 40–60 %.

В табл. 7 приведены параметры тренда индекса S в январе. Как видно из таблицы, на большей части ГМС в 1978–2010 гг. зафиксирована тенденция к ослаблению суровости погоды по температурно-ветровому показателю, однако значимые отрицательные тренды отмечены только на трех ГМС: Оленёк, Верхоянск и Среднеколымская (относительная дисперсия D_{tr} 17–23 %). На остальных ГМС D_{tr} отрицательных трендов составляет менее 10 %. Положительные тренды с D_{tr} 7 и 9 % отмечены на северо-западе на ГМС Тюмяти и Саскылах. В Тикси тренд ничтожно мал.

Коэффициент литнейного тренда a (балл за 10 лет) и его вклад в дисперсию D_{tr} (%) для индекса Бодмана в январе

Код ГМС	a	D_{tr}	Код ГМС	a	D_{tr}
<i>CHE</i>	–0,102	7	<i>SRK</i>	–0,100	22
<i>CHO</i>	–0,137	9	<i>VRH</i>	–0,130	23
<i>DPT</i>	–0,020	0,3	<i>GLN</i>	–0,035	1
<i>KLM</i>	–0,110	9	<i>GAR</i>	–0,023	0,3
<i>SAS</i>	0,150	9	<i>TUM</i>	0,103	7
<i>SUH</i>	–0,055	3	<i>TKS</i>	0,107	1
<i>OLN</i>	–0,213	17	<i>KOT</i>	–0,147	5
<i>YAR</i>	–0,028	2	<i>KIG</i>	–0,123	5

Примечание: Жирным шрифтом отмечены значимые на 95 %-ном уровне тренды.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СИЛЬНЫХ И ШТОРМОВЫХ ВЕТРОВ В ТИКСИ

Согласно работам (Иванов, Макштас и др., 2009б, 2012) самый сильный ветер на побережье Северной Якутии и на близлежащих островах наблюдался в Тикси. Начиная с 1936 г. на ГМС «Полярка» были неоднократно зарегистрированы скорости ветра V достигающие 38–42 м/с, а за период с 1978 г. — 34–36 м/с. По действующим нормативам превышение ветром уровня 30 м/с ($V_{\geq 30}$, шторм) определено как особо опасное явление погоды (ООЯ). В работе (Кошинский, 1982) указано, что ограничением многих видов морской деятельности является превышение ветром уровня 15 м/с ($V_{\geq 15}$). Важно учитывать также общую и непрерывную продолжительность указанных событий. В табл. 8 для каждого месяца года приведены значения модуля V_{max} и направления φ_{max} абсолютного максимума скорости ветра и общие за весь период число случаев (количество сроков) n и повторяемость P штормового и сильного ветра.

Таблица 8

Модуль V_{max} и направление φ_{max} абсолютного максимума скорости ветра в Тикси, число случаев и повторяемость штормового и сильного ветра

Параметр	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
V_{max} , м/с	42	38	40	34	24	28	26	25	28	34	40	40
φ_{max} , град.	250	200	250	230	250	260	230	360	290	230	230	200
$n_{V_{\geq 30}}$	17	12	5	1	–	–	–	–	–	3	5	14
$P_{V_{\geq 30}}$, %	0,14	0,11	0,04	0,01	–	–	–	–	–	0,02	0,04	0,12
$n_{V_{\geq 15}}$	1141	1002	594	359	151	73	58	64	136	593	731	1253
$P_{V_{\geq 15}}$, %	9,2	8,9	4,8	3,0	1,2	0,6	0,4	0,5	1,1	4,7	6,2	10,4

Розы максимальной скорости ветра и повторяемости сильного ветра $P_{V_{\geq 15}}$ приведены на рис. 5. В работах (Иванов, Макштас и др., 2009б, 2012) было показано, что по общей совокупности данных зимой преобладают юго-западные, а летом северо-восточные ветра. Совсем иным является годовой ход сильных и штормовых ветров. Табл. 8 и рис. 5 демонстрируют, что во все месяцы они сосредоточены преимущественно в западном и в юго-западном секторах. Особенно наглядно это демонстрируют розы повторяемости на рис. 5б. Годовой ход проявляется в зимнем усилении как самих значений V_{max} , $P_{V_{\geq 15}}$, так и в сосредоточенности их распределения по румбам. Согласно табл. 8 с октября по апрель V_{max} находится в пределах 34–42 м/с, а с мая по

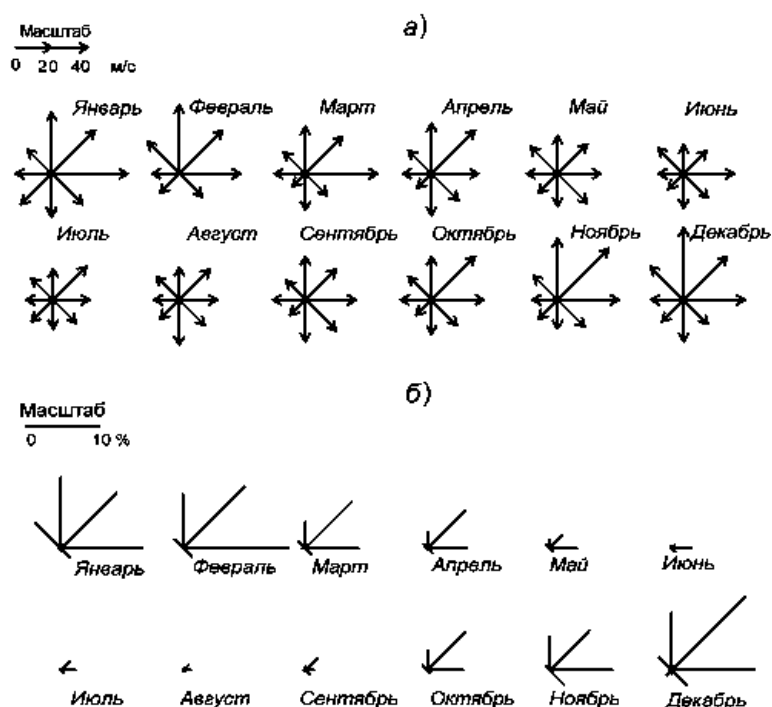


Рис. 5. Розы максимальной скорости ветра (а) и повторяемости сильного ветра $P_{v \geq 15}$ (б).

сентябрь не превышает 28 м/с. В целом количество штормов $n_{\geq 30}$ невелико — за 75 лет с 1936 по 2010 г. их было всего 57. Из них 43 наблюдались в декабре–феврале, а с мая по сентябрь их вообще не было. Указанным сезонам также соответствуют увеличенная и уменьшенная повторяемость $P_{\geq 30}$ сильного ветра, которая с ноября по март составляет 5–10 % (с максимумом в декабре–феврале), а с мая по сентябрь 0,5–1 %.

Таблица 9

Средние многолетние, наименьшие и наибольшие значения модуля максимальной скорости ветра и повторяемости сильного (15 м/с и более) ветра

Параметр	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Максимум скорости ветра, м/с												
<i>m</i>	23	22	20	17	15	14	14	15	16	20	20	23
<i>min</i>	8	8	6	7	8	9	9	10	10	9	9	10
<i>max</i>	42	38	40	34	24	28	26	25	28	34	40	40
Повторяемость сильного ветра, %												
<i>m</i>	9,2	8,9	4,8	3,0	1,2	0,6	0,4	0,5	1,1	4,7	6,2	10,4
<i>min</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>max</i>	53,2	42,0	23,4	20,0	7,3	5,8	4,0	6,5	6,7	17,7	30,8	30,6

Максимальная скорость ветра и повторяемость штормов и сильных ветров существенно изменяются от года к году. В табл. 9 приведены их средние многолетние, наименьшие и наибольшие значения. Средние значения годовых максимумов изменяются от 20–23 м/с с октября по март до 14–16 м/с с мая по сентябрь при миниму-

мах (см. также табл. 8) 38–42 м/с. Наименьшие годовые максимумы во все месяцы составили 6–10 м/с. Среднее многолетнее значение годовых повторяемостей $P_{V \geq 15}$ сильных ветров практически совпадает с общей оценкой повторяемости из табл. 8. Отметим, что во все месяцы были годы с полным отсутствием $V \geq 15$ м/с. Годовые максимумы $P_{V \geq 15}$ составили в мае–сентябре 4–7%, в ноябре–феврале 30–53 % при наибольшем значении в январе.

Поскольку в Тикси во все месяцы направление максимальных ветров изменяется от года к году незначительно (за крайне редкими исключениями), возможна оценка их многолетних трендов по временным рядам модуля максимальной скорости ветра. В табл. 10 оценки коэффициентов линейных трендов a_V и их относительной дисперсии D_V получены как по всему ряду, так и за последние 33 года (с 1978 г.). Здесь же приведены оценки коэффициента $a_{P \geq 15}$ и относительной дисперсии $D_{P \geq 15}$ тренда повторяемости сильного ветра. По данным с 1936 по 2010 г. во все месяцы отмечена тенденция к ослаблению максимального ветра. В январе, апреле и с июля по сентябрь отрицательные тренды V_{max} значимы на 95 %-ном уровне, их относительная дисперсия составляет 7–15 %. В остальные месяцы отрицательные тренды незначимы, с дисперсией от 2–4 % до ничтожно малой в мае, июне и декабре. За последние 33 года все тренды (кроме февраля) статистически незначимые, с декабря по апрель и в июне они отрицательные, а в остальные месяцы — положительные. Их дисперсия в феврале составила 30 %, а в остальные месяцы не превышала 3 %.

Тренды повторяемости $P_{P \geq 15}$ по знаку согласованы с трендами V_{max} . Это означает, что ослабление максимального ветра сопровождается уменьшением повторяемости сильного ветра и наоборот. За 75 лет с 1936 г. значимыми являются отрицательные тренды $a_{P \geq 15}$ в феврале–марте ($D_{P \geq 15} = 7$ %) и в июле–сентябре ($D_{P \geq 15} = 8$ –16 %). За последние 33 года с 1978 г. значим только отрицательный тренд $a_{P \geq 15}$ в феврале с $D_{P \geq 15} = 26$ %.

Таблица 10

Параметры трендов модуля максимальной скорости ветра и повторяемости сильного ветра по полному ряду с 1936 по 2010 г. и за период с 1978 по 2010 г.

Параметр	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1936–2010 гг.												
a_V , м/с за 10 лет	-0,69	-0,56	-0,48	-0,87	-0,06	-0,02	-0,48	-0,53	-0,57	-0,31	-0,33	-0,20
D_V , %	7	4	3	10	0,1	<0,1	7	15	12	2	2	0,5
$a_{P \geq 15}$, % за 10 лет	-0,42	-1,09	-0,63	-0,47	-0,01	-0,03	-0,12	-0,18	-0,33	-0,40	-0,81	0,03
$D_{P \geq 15}$, %	1	7	7	5	<0,1	0,3	8	13	16	4	6	<0,1
1978–2010 гг.												
a_V , м/с за 10 лет	-0,53	-2,52	-0,17	-0,90	0,61	-0,41	0,47	0,18	0,11	0,87	0,47	-0,85
D_V , %	2	30	0,1	3	2	1	3	1	0,1	3	1	3
$a_{P \geq 15}$, % за 10 лет	-0,40	-3,11	-1,16	-0,57	0,09	-0,40	0,13	0,01	-0,21	-0,18	-0,89	-1,42
$D_{P \geq 15}$, %	0,1	26	8	2	0,2	10	3,1	0,1	3	0,2	4	3

Примечание: Жирным шрифтом отмечены тренды, значимые на 95 %-ном уровне.

Оценки непрерывной продолжительности τ_{15} сильного ветра $V \geq 15$ м/с получены для июля–сентября (летняя навигация) и для ноября–марта (сезон увеличенной штормовой активности). Общее число таких событий (с различными τ_{15}) составило по

всему ряду наблюдений: в июле–сентябре 186 и в ноябре–марте — 1679. В табл. 11 приведены оценки квантилей X_p распределения τ_{15} , полученные по всему ряду измерений (с 1936 по 2010 г.) и на двух неперекрывающихся отрезках (1936–1977 гг. и 1978–2010 гг.). Масштаб распределения τ_{15} характеризует наряду с интерквартильным расстоянием Q и общим размахом R еще и интердецильное расстояние $Q_{0,9} = X_{0,90} - X_{0,10}$, показывающее размах без учета 10 % самых сильных отрицательных и положительных аномалий.

Таблица 11

Квантили распределений непрерывной продолжительности τ_{15} (ч) сильного ветра $V \geq 15$ м/с

Годы	$X_{\min}$	$X_{0,10}$	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	$X_{0,90}$	$X_{0,95}$	$X_{0,97}$	$X_{0,99}$	$X_{\max}$	Q	$Q_{0,9}$	R
Июнь–сентябрь													
1936–2010	6	6	6	6	6	12	12	12	18	36	0	6	30
1936–1977	6	6	6	6	6	12	12	18	24	36	0	6	30
1978–2010	6	6	6	6	6	6	12	12	12	12	0	0	6
Ноябрь–март													
1936–2010	6	6	6	6	12	24	36	48	72	144	6	18	138
1936–1977	6	6	6	6	18	30	48	54	72	144	12	24	138
1978–2010	6	6	6	6	12	24	30	36	54	72	6	18	66

Сопоставление данных в табл. 11 с данными, приведенными в табл. 8–10, показывает сопряженность интенсивности и продолжительности опасных усиления ветра. По данным с 1936 по 2010 г. в летнюю навигацию при ослабленной штормовой активности в 75 % случаев продолжительность τ_{15} сильного ветра $V \geq 15$ м/с не превышала 6 ч, а события продолжительностью 18 и более часов (при максимуме 3 суток) отмечены лишь в 1 % случаев. Зимой, при усиленной штормовой активности, короткими (6 часов и менее) были только 50 % событий усиления ветра, а в 40 % случаев τ_{15} составила от 6 до 12 ч. Аномалии τ_{15} обеспеченностью 5, 3 и 1 % составили 3, 4 и 6 суток, а самое продолжительное усиление ветра $V \geq 15$ м/с составило 12 суток. При этом на всех высоких уровнях значения X_p ($p \geq 0,75$) непрерывной продолжительности τ_{15} как в летний, так и зимний сезоны 1978–2010 гг. уменьшилась по сравнению с 1936–1977 гг. Так значения τ_{15} 1 %-ной обеспеченности составили на последнем и на первом временных отрезках летом 12 и 24 ч, зимой 54 и 72 ч.

В целом, согласно табл. 8, число штормов, зафиксированных в ГМО Тикси, невелико. За 75 лет количество наблюдений, выполненных при $V \geq 30$ м/с, составило: с декабря по февраль 14, 17, 12 (всего 43, что соответствует повторяемости менее 0,15 %); в октябре, ноябре, марте и апреле от 1 до 5 сроков; с мая по сентябрь такие события не регистрировались. Поэтому можно ограничиться самыми простыми характеристиками продолжительности штормов. Всего за 75 лет с 1936 по 2010 г. зафиксировано 57 штормов. Их продолжительность τ_{30} в 38 случаях не превышала 6 ч (1 срок) $\tau_{30} \leq 6$, еще в 19 случаях она составила $6 < \tau_{30} \leq 12$ ч и лишь 1 раз достигла 18 ч. Все 19 событий с $\tau_{30} > 6$ ч отмечались в период с ноября по февраль.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди элементов комплекса метеорологических факторов, влияющих на условия жизнедеятельности в Северной Якутии, особенно важно учитывать суровость зимы. Именно здесь (Верхоянск и Оймякон) расположен полюс холода Северного полуша-

рия, а максимально возможная годовая амплитуда температуры воздуха достигает 100 °С. На побережье и островах свой вклад вносит еще и сильный ветер.

Отопительный сезон (ОС) в Северной Якутии имеет большую продолжительность. На побережье Северного Ледовитого океана и на островах в течение многих лет вообще не было оснований для летнего перерыва в отопительном сезоне. На остальной территории медиана продолжительности ОС составляла в 1978–2010 гг. от 275 до 338 суток. Даже на самой южной ГМС (Верхоянск) максимально короткий ОС составил 240 суток. При этом на ГМС, расположенных южнее 72° с.ш., в исследованный период отмечается отрицательный тренд продолжительности ОС, достигающей на юго-востоке рассматриваемой области 7–8 суток за 10 лет.

Основным фактором влияния погоды на человеческий организм является тепловое состояние тела, определяемое биоклиматическими индексами. По температурно-ветровому индексу Бодмана S регион Северной Якутии может быть разделен на исключительно суровую морскую и несколько менее суровую континентальную области. Самые суровые условия отмечены в Тикси, районе, где зимой наблюдаются наиболее сильные ветры. Выявлено, что, несмотря на то, что Верхоянск является плюсом холода Северного полушария, здесь по индексу S условия наименее суровые вследствие преимущественно слабого ветра и частых штилей. Распределение S по грациям суровости в Верхоянске одномодальное, мода приходится на умеренно суровые и суровые зимы. В Тикси распределение бимодальное, первая мода (умеренно суровая и суровая зима) формируется низкой температурой при слабом ветре, вторая мода (крайне суровая зима) формируется при усилении ветра. В континентальной области в 1978–2010 гг. существовала тенденция, хотя и слабая и статистически незначимая, к ослаблению суровости зимы.

Самые сильные ветры наблюдались в Тикси. Здесь в течение всего года преобладающими направлениями сильных и штормовых ветров являются западное и юго-западное. Максимальная скорость ветра по данным с 1936 по 2010 г. составила в октябре–марте 38–42 м/с, в мае–сентябре 24–28 м/с. Всего за 75 лет с октября по апрель отмечено 57 штормов с $V \geq 30$ м/с. Характерная продолжительность штормов — не более 6 ч, при максимуме 18 ч. Повторяемость сильного ветра с $V \geq 15$ м/с составила в холодный сезон около 10 %, а с мая по сентябрь — 1 % и менее. Непрерывная продолжительность таких усиления ветра в 90 % случаях составила от 6 ч до 2 суток при максимуме 12 суток. В 1978–2010 гг. по сравнению с 1936–1977 гг. произошло небольшое уменьшение максимальной скорости ветра, повторяемости и непрерывной продолжительности штормов и опасных усиления ветра.

Работа выполнена в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.7.3. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Якутского Управления гидрометеослужбы и отдела взаимодействия атмосферы и океана ААНИИ, создавшим электронные архивы данных метеонаблюдений, выполненных на ГМС Северной Якутии и ГМО Тикси.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архив метео и аэрологических данных ГМО Тикси. URL: http://www.aari.ru/архивные_данные/ [дата обращения 01.03.2014]

Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: ВЦ АН СССР, 1968. 474 с.

Дрейнер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Т. 1. М.: Финансы и статистика, 1986. 366 с.

Иванов Н.Е., Макинтас А.П. Многолетняя изменчивость характеристик климата Северной Якутии // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012. № 4 (94). С. 5–23.

Иванов Н.Е., Макинтас А.П., Шутилин С.В. Многолетняя изменчивость характеристик климата в районе гидрометеорологической обсерватории Тикси. Часть 2 – годовой ход // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 3 (83). С. 97–113.

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

Кобышева Н.В., Клюева М.В., Александрова А.А., Булыгина О.Н. Климатические характеристики отопительного периода в субъектах Российской Федерации в настоящем и будущем // Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 46–53.

Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатическая обработка метеорологической информации. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 215 с.

Кошинский С.Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях СССР. Ч. 3. Северный Ледовитый океан. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 495 с.

Макинтас А.П., Большакова И.И., Гунн Р.М., Жукова О.Л., Иванов Н.Е., Шутилин С.В. Климат района Гидрометеорологической обсерватории Тикси // Сер. Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.; СПб.: Изд. ООО «Паульсен», 2011. С. 49–74.

Руководство по специализированному климатологическому обеспечению экономики / Под ред. Н.В. Кобышевой. СПб.: ГГО, 2008. 334 с.

Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / Под ред. Н.В. Кобышевой, К.Ш. Хайрулина. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 399 с.

МАКСИМАЛЬНАЯ ОСАДКА КИЛЕЙ ГРЯД ТОРОСОВ В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

канд. техн. наук В.С. ПОРУБАЕВ

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

ВВЕДЕНИЕ

Гряды торосов являются важной характеристикой ледяного покрова. Неравномерность скорости дрейфа льда вызывает сжатия и разряжения в ледяном покрове. При сжатиях происходит процесс торосообразования, в результате которого формируются гряды торосов с большой глубиной их подводной части. По степени опасности ледяных образований в море торосы располагаются после айсбергов и ледяных островов, но, в отличие от них, гряды торосов более многочисленны. Частота их с осадкой более 9 м в центральной глубоководной части Северного Ледовитого океана в зависимости от района весной изменяется от 0,3 до 9,0 гряд на 1 км пути. Осенью частота килей с такой осадкой несколько меньше. Максимальное ее значение не превышает 7 единиц на км пути.

Кили гряд торосов с большой осадкой оказывают негативное воздействие на плавание надводных и всплытие подводных кораблей. Дрейфующие гряды торосов могут попадать в окраинные моря, где глубина моря в некоторых районах сравнима с осадкой килей гряд торосов. На мелководье в результате дрейфа кили гряд торосов вызывают экзарацию дна, что представляет опасность для придонных технических сооружений.

При контакте гряды тороса с дном дрейф ее может прекратиться, и в этом месте образуется стамуха. Дрейфующие поля льда, наталкиваясь на стамуху, увеличивают ее размеры, как по вертикали, так и по горизонтали. Стамухи представляют опасность для судоходства и технических морских сооружений. Максимальная глубина моря, на которой могут формироваться стамухи, определяется максимально возможной глубиной килей гряд торосов, которые образовались в конкретном районе или появились здесь вследствие дрейфа из других районов океана.

Масштабные исследования нижней поверхности ледяного покрова северной полярной области, важной особенностью которой являются кили гряд торосов, производятся с бортов атомных подводных лодок (АПЛ) при попутных наблюдениях. Такие наблюдения проводятся в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

Глубоководная часть Северного Ледовитого океана не связана с границами морей и определяется только глубиной условно выбранной изобаты. При необходимости ограничивающая изобата может изменяться в зависимости от решаемых задач. Поэтому в данной статье глубоководной частью Северного Ледовитого океана называется

акватория, где АПЛ производили съемку рельефа нижней поверхности ледяного покрова. Эта глубоководная часть включает в себя центральную приполюсную область, северные окраины морей Гренландского, Бофорта, Лаптевых и пролив Фрама.

ГЕОГРАФИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯД ТОРОСОВ

При упоминании района исследования возникают трудности, связанные с разграничением окраинных морей и центральной акватории Северного Ледовитого океана.

Несмотря на многолетнюю историю научных исследований Арктики, до сих пор существуют неточности в описании границ центральной части Северного Ледовитого океана. Связано это не только с тем, что северные границы арктических морей Сибири, принятые в России, отличаются от границ, принятых Международной гидрографической организацией. Хотя в России границы арктических морей и их названия законодательно определены, для обозначения центральной части Северного Ледовитого океана однозначного названия нет, и часто употребляется название Арктический бассейн. Попытки решить вопросы с границами и названиями в Северном Ледовитом океане предпринимались давно.

Решить такие вопросы пытались в 1966 г. ученые США. Группа американских ученых разработала предложения по стандартизации названий в Северном Ледовитом океане. Их предложения были высланы директору Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ).

Для создания взаимно приемлемой системы названий Северного Ледовитого океана была организована инициативная группа советских ученых под председательством директора ААНИИ А.Ф. Трёшникова. Эта группа, проделав большую работу, в части географических названий, сославшись на постановление Президиума ЦИК СССР (протокол № 10 от 27 июня 1935 г.), предложила для всего океана, включая и окраинные моря, сохранить название Северный Ледовитый океан (СЛО). В СЛО входят 11 морей, границы которых определены вышеуказанным постановлением и опубликованы в пособии (Границы океанов и морей, 1960). По этому постановлению к Северному Ледовитому океану относятся моря: Норвежское, Гренландское, Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта, Баффина, Линкольна.

Особенностью этого постановления было то, что географическое название центральной приполюсной акватории Северного Ледовитого океана, которая расположена севернее границ окраинных морей, не было определено.

Предложенное инициативной группой ААНИИ название Арктический бассейн (Трёшников А.Ф. и др., 1967) для глубоководной части океана, ограниченной изобатой 2 км, привело к тому, что часть океана между северными границами некоторых морей и Арктическим бассейном оказалась без названия, так как севернее некоторых морей глубина составляет менее двух километров. С другой стороны, северные окраины морей Лаптевых, Бофорта и Гренландского формально стали относиться к Арктическому бассейну, так как имеют глубину более 2 км. Неточности в границах Арктического бассейна произошли из-за того, что для обозначения его водной поверхности было использовано понятие из геоморфологии — абиссаль, применяемое для обозначения поверхности дна.

В документе Международной гидрографической организации (Limits of Oceans and Seas, 1953) центральная часть Северного Ледовитого океана, исключая окраинные моря, называется Арктическим океаном (Arctic Ocean). В России, напротив, как уже указано выше, Северным Ледовитым океаном называется центральная часть вместе

с окраинными морями. В документе Международной гидрографической организации северные границы морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского существенно отличаются от границ, определенных постановлением Советского правительства. Документ в настоящее время выставлен на сайте Международной гидрографической организации, что дает основание считать, что никаких существенных изменений с 1953 г. до настоящего времени в него внесено не было.

При отсутствии общепринятых границ поверхности центральной части СЛО название Арктический бассейн в данной статье предлагается применять к части СЛО, находящейся вне морей за пределами их северных границ, независимо от глубины места. Таким образом, границы Арктического бассейна будут определены северными границами морей СЛО, если они на севере не граничат с другими морями, что не противоречит постановлению Президиума ЦИК СССР (протокол № 10 от 27 июня 1935 г.).

Описываемая в данной статье максимальная осадка килей гряд торосов относится в основном к Арктическому бассейну, а также к северным окраинам некоторых арктических морей. Условия формирования гряд торосов в Арктическом бассейне и в его окраинных морях различны, хотя четкой границы в этом отношении нет. Гряды торосов в результате дрейфа постоянно перемещаются. Большое количество гряд торосов из Арктического бассейна выносятся в Гренландское море через пролив Фрама. Особенности генерального дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане таковы, что арктические моря сибирского шельфа во многом являются поставщиком гряд торосов и ровного льда в Арктический бассейн.

МАКСИМАЛЬНАЯ ОСАДКА КИЛЕЙ ГРЯД ТОРОСОВ

Представляет интерес рассмотреть измеренную максимальную толщину подводной части гряды тороса, которая называется глубиной или осадкой киля гряды тороса. В работе использованы исходные данные по рельефу нижней поверхности ледяного покрова глубоководной части СЛО, заимствованные на сайте американского центра снега и льда (NSIDC, 1998). На этом сайте представлены данные измерений осадки льда через 1 м вдоль маршрута движения американских и английских атомных подводных лодок (АПЛ).

АПЛ могут, кроме гряд торосов, фиксировать осадку таких ледяных объектов, как айсберги и ледяные острова. Обычно АПЛ избегают встречи с айсбергами, но возможность осуществить съемку нижней поверхности айсберга или ледяного острова существует.

Как описано в работе (Кессель, 2005), ледяные острова образуются у северного побережья о. Элсмир, отрываясь от шельфового льда или многолетнего припая. Вовлекаясь в антициклонический круговорот, ледяные острова могут достигать северной части морей Бофорта, Чукотского, Восточно-Сибирского и акватории к северу от моря Лаптевых. Примером могут служить данные советской дрейфующей станции СП-24, которая базировалась на ледяном острове и летом 1978 г. дрейфовала в северной части Восточно-Сибирского моря. В этом же районе дрейфовала на ледяном острове американская научная станция Т-3 весной и летом 1980 г.

Наиболее мощными в Северном Ледовитом океане являются гренландские айсберги. Однако появление их в Арктическом бассейне маловероятно. Такие айсберги образуются при сползании ледников с восточного и западного побережья Гренландии и дрейфуют на юг в сторону Атлантического океана. В северной части Гренландии край ледникового щита располагается на большом удалении от моря, и

айсберги здесь не образуются. Источниками айсбергов в Северном Ледовитом океане, в частности, являются ледники островов Земли Франца-Иосифа, Северной Земли, архипелага Де-Лонга, которые, сползая в море, превращаются в айсберги, обломки и куски айсбергов (Захаров, 1996).

По данным АПЛ максимальная осадка льда определялась по участкам маршрута различной длины. В случае прямолинейного движения АПЛ с постоянной скоростью длина участка, как правило, равна 50 км. Однако нередко длина участка была существенно меньше. Для таких участков определялись различные ледовые характеристики, в том числе и максимальная осадка льда, которая, как правило, соответствует киям гряд торосов. В работе поверхность СЛО была разбита параллелями и меридианами на четырехугольники, равные по площади 50 тыс. км². Для каждого из этих четырехугольников определялась максимальная осадка килей гряд торосов, определенная на маршрутах АПЛ, попадающих в эти площадки. Следует отметить, что встречались площади СЛО, по которым не было данных. В этом случае производилась интерполяция значений осадки гряд торосов.

Чтобы исключить из рассмотрения осадку айсбергов, ледяных островов и ошибочные данные были проанализированы профили рельефа нижней поверхности ледяного покрова с осадкой более 25 м. Несмотря на то, что маршруты АПЛ охватывают большое пространство глубоководной части СЛО, количество гряд торосов с осадкой более 30 м было невелико.

Примеры исходных данных большой осадки льда и координаты мест, где она была зафиксирована, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Примеры значения большой осадки льда в Арктическом бассейне по данным АПЛ

Название АПЛ	Макс. осадка льда килей, м	Широта, градусы с.ш.	Долгота, градусы	Дата	Примечание
Sbmr_86a	36,55	85,85	–117,34	25.05.86	Гряда тороса (рис. 1а)
USS Billfish	58,03	83,95	–155,62	15.04.87	Айсберг (рис 1б)
USS Archerfish	28,3	85,01	157,18	24.09.97	Гряда тороса
USS Archerfish	36,93	84,91	158,59	24.09.97	Айсберг
HMS Superb	49,05	89,95	–35,55	17.05.87	Айсберг
UK91	62,07	86,71	–0,14	22.04.91	Ошибка измерений
USS Flyingfish	36,74	87,95	–39,64	15.04.77	Гряда тороса
USS Silversides	29,43	89,36	–163,29	15.09.89	Гряда тороса
HMS L2_92	56,05	82,75	–149,85	15.04.92	Ошибка измерений

Анализ профиля рельефа нижней поверхности ледяного покрова показал, что большая осадка льда в преобладающем количестве случаев принадлежит киям гряд торосов. Причем максимальная осадка килей не превышала 37 м. Айсберги встречались реже, но их осадка в отдельных случаях приближалась к 60 м.

Чтобы отличить гряду тороса от айсберга, строился график профиля рельефа нижней поверхности льда. Главным отличием гряды тороса от айсберга в данном случае являлась форма подводной части ледяного образования. Гряды торосов имеют треугольную или иногда трапециевидную форму кия (Миронов, Порубаев, 2011). Подводная часть айсберга, хотя не всегда имеет прямоугольную форму, все же имеет характерный рельеф, что позволяет отличить их от гряд торосов. Примеры профиля нижней поверхности гряды тороса и айсберга приведены на рис. 1.

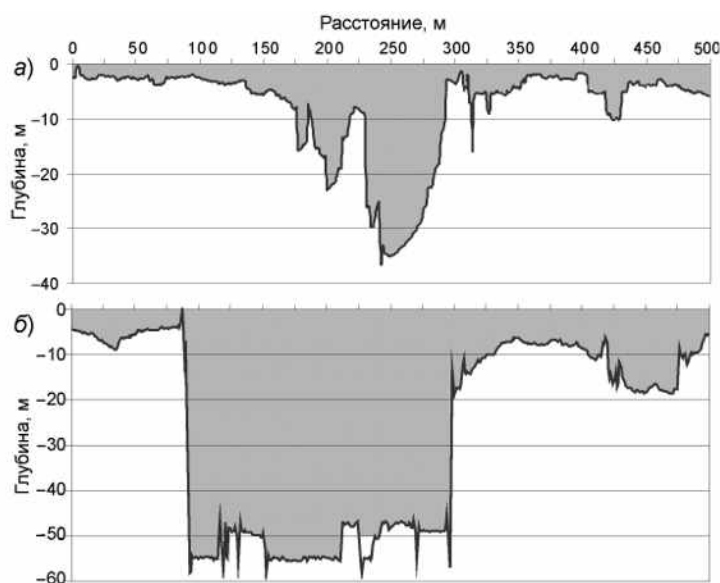


Рис. 1. Рельеф нижней поверхности гряды тороса (а) и айсберга (б) в Северном Ледовитом океане по данным подводных лодок.

Вероятность того, что айсберги были идентифицированы как гряды торосов, невелика, хотя все же существует, так как главным отличием гряд торосов от айсбергов (кроме размеров) является внутренняя их структура, которую оценить по данным сонаров не представляется возможным. Основным отличием гряды тороса от айсберга (при сравнимости их размеров) является ее консолидированный слой.

Консолидированный слой гряды тороса представляет собой монолит, в который смерзлись ледяные блоки в слое, близком к поверхности воды. Он простирается до глубины в среднем 2–4 м. При этом отдельные вмёрзшие в него ледяные блоки, могут возвышаться над уровнем воды или распространяться в глубину от среднего уровня нижней поверхности консолидированного слоя. Толщина консолидированного слоя при этом в отдельных точках может достигать 6–8 м. Выше и ниже консолидированного слоя гряды тороса располагается хаотическое нагромождение ледяных блоков, которое составляет основную часть паруса и киля гряды тороса, в то время как айсберги почти полностью состоят из монолитного льда.

Кроме айсбергов в Северном Ледовитом океане встречаются обломки айсбергов, высота над водой которых находится в диапазоне 1–5 м, а также куски айсбергов с высотой над водой менее 1 м. При одинаковом объеме гряды тороса и обломка айсберга, последний представляет собой большую опасность для судов, чем гряда тороса. Однако однозначно идентифицировать обломок и тем более кусок айсберга в сплошном ледяном покрове по спутниковым снимкам, по данным судового лоатора и даже иногда при непосредственном визуальном наблюдении не всегда представляется возможным. Так, во время экспедиции сотрудников ААНИИ на ледоколе «Ямал» весной 2014 г. в море Лаптевых один ледяной объект при визуальном осмотре был определен как гряда тороса. В пользу этого свидетельствовали высота его паруса около 4 м и нагромождение ледяных блоков на его поверхности. Однако термобурирование показало, что в реальности ледяной объект — обломок айсберга. По-

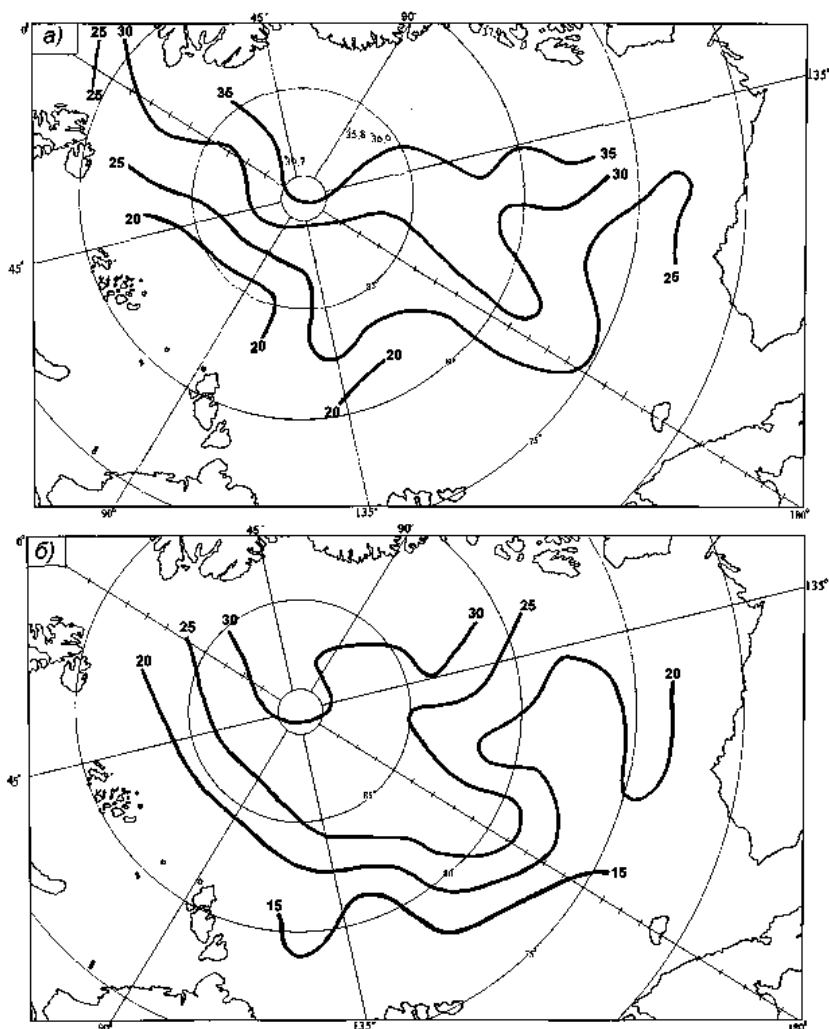


Рис. 2. Максимальная измеренная осадка килей торосов, м для весеннего (апрель–июнь, а) и осеннего (август–октябрь, б) сезонов.

этому важным является маркировка айсбергов радиобуями и последующее слежение за их движением.

В результате работы с исходными данными подводного профилирования нижней поверхности ледяного покрова были выделены кили гряд торосов с большой осадкой льда. Все значения осадки льда, не относящиеся к грядам торосов, были исключены из рассмотрения. Максимальные значения осадки килей гряд торосов были нанесены на карты (рис. 2). Значения максимальной осадки килей для весны (апрель–июнь) и осени (август–октябрь) различаются. Осадку килей гряд торосов в весеннее время несколько превышает осадку, наблюдаемую в осеннее время. Такое превышение в большинстве районов составляет около 5 м.

Анализ исходных данных показал, что максимальная осадка килей гряд торосов увеличивается от северных окраин морей сибирского шельфа по направлению

к Канадскому Арктическому архипелагу и Гренландии. Наибольшую осадку килей гряд торосов следует ожидать в районе от полюса в сторону Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Об этом свидетельствует общая тенденция увеличения осадки килей в Арктическом бассейне в этом направлении. Максимальная осадка килей гряд торосов, зафиксированная в районе, не превысила 36,7 м.

Данных об осадке килей гряд торосов, полученных с борта АПЛ в непосредственной близости от Гренландии и островов Канадского Арктического архипелага, нет. Однако есть данные о глубине килей гряд торосов, полученные в результате прямых измерений (Dickins, Wetzel, 1981) в Канадском Арктическом архипелаге. Измерения морфометрии гряд торосов проводились западнее острова Элlef Рингнес в проливе на границе с Арктическим бассейном. Максимальная осадка килей гряд торосов здесь также не превысила 37 м. Это свидетельствует в пользу того, что гряды торосов с осадкой более 37 м относятся к явлениям редкой повторяемости. Вероятность их существования крайне мала.

ВЫВОДЫ

На основании анализа исходных данных были сделаны следующие выводы:

- максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана по имеющимся данным измерений не превысила 37 м;
- осадка килей гряд торосов увеличивается от морей сибирского шельфа к острову Гренландия и к Канадскому Арктическому архипелагу;
- частота гряд торосов также увеличивается в таком же направлении, достигая 9 единиц на 1 км пути в канадском секторе океана;
- большие гряды торосов сравнимы по геометрическим параметрам с обломками айсбергов, что затрудняет их идентификацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Границы океанов и морей. Л.: Управление начальника гидрографической службы военно-морского флота, 1960. 51 с.

Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.

Кессель С.А. Ледяные острова Арктики. СПб.: «Фонд Отечества», 2005. 250 с.

Миронов Е.У. Порубаев В.С. Статистическая модель гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. Т. 3 (89). С. 49–61.

Трёиников А.Ф., Балакишин Л.Л., Белов Н.А., Деменицкая Р.М., Дибнер В.Д., Карасик А.М., Шнайхер А.О., Шургаева Н.Д. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 27. С. 5–15.

Dickins D.F., Wetzel V.F. Multiyear pressure ridge study. Queen Elizabeth Islands. In: POAC 81. Proceedings of the sixth International Conference on port and ocean Engineering under Arctic Conditions, II. 1981. P. 765–775.

Limits of Oceans and Seas. International Hydrographic Organization, Special publication No 23, Monte-Carlo, 1953. URL: http://www.iho.int/iho_pubs/standard/S-23/S23_1953.pdf [дата обращения 31.03.2014]

NSIDC. Submarine Upward Looking Sonar Ice Draft Profile Data and Statistics (1975–1999). Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 1998, updated 2006. URL: <http://dx.doi.org/10.7265/N54Q7RWK> [дата обращения 31.03.2014]

СТРУКТУРА ПОЛУСУТОЧНЫХ И СУТОЧНЫХ ПРИЛИВОВ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

д-р геогр. наук Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2}, К.Г. СМИРНОВ^{2,1}

¹ — ФГБУ «Государственный океанографический институт», Санкт-Петербургское отделение

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

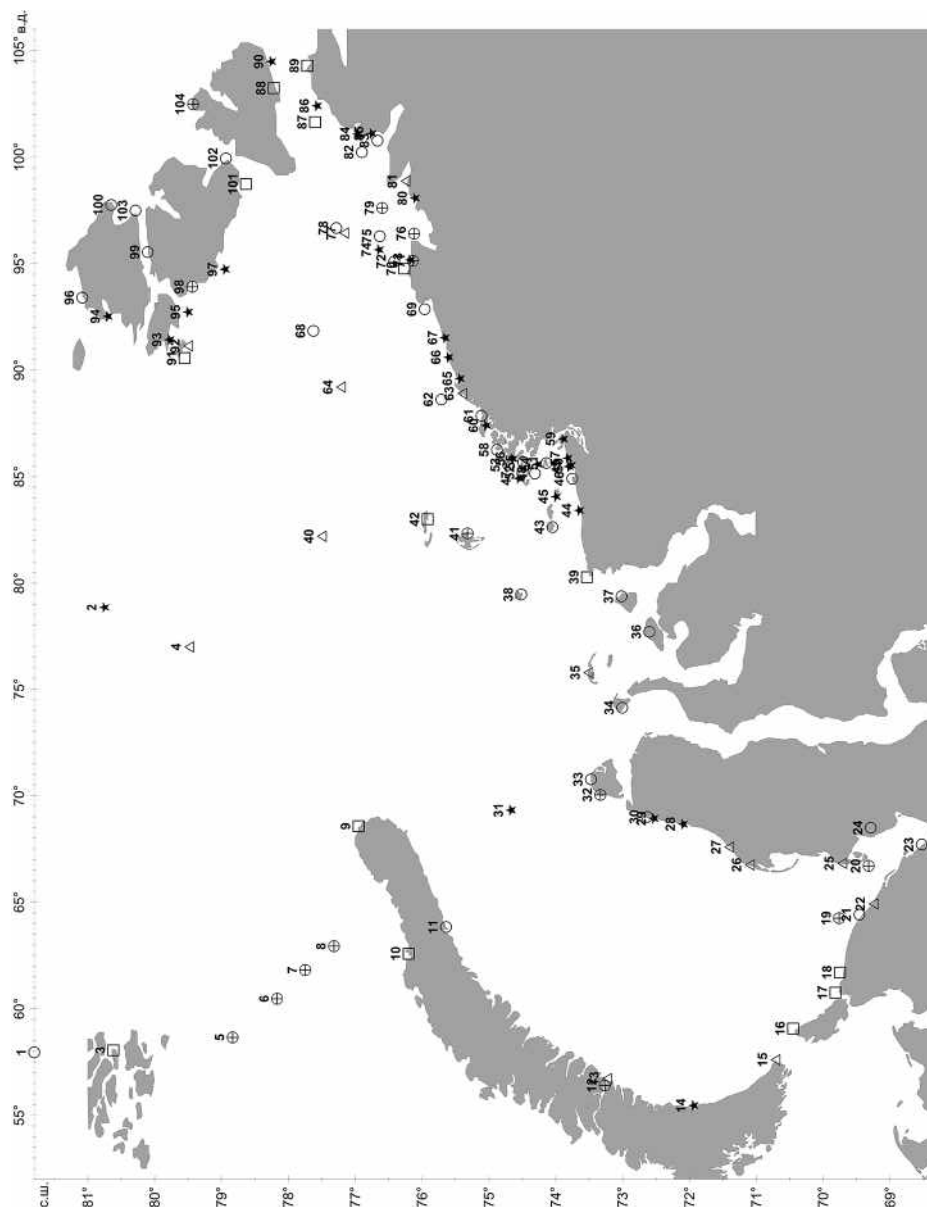
ВВЕДЕНИЕ

Основные черты формирования и распространения полусуточных приливов в Карском море (для волны M_2) и в целом необходимые для этого сведения о приливах были установлены в середине XX в. (Диесперова, 1954; Коптева, 1956). В дальнейшем эти сведения обсуждались в ряде работ по численному моделированию (Kowalik, 1979, 1981; Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, Proshutinsky, 1994; Padman, Erofeeva, 2004; Каган и др., 2010). В отношении исследования структуры суточных приливов возникали затруднения, связанные с недостаточной точностью определения констант этих приливов из кратковременных наблюдений в условиях малых величин амплитуд суточных приливов (в основном 2–3 см). В результатах воспроизведения разными авторами структуры суточных приливов с помощью численных методов отмечаются большие расхождения (Schwiderski, 1981; Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, Proshutinsky, 1994; Padman, Erofeeva, 2004). Исторический обзор исследований приливов в Карском море до середины XX в. дан в (Диесперова, 1954; Коптева, 1956), а за последующее время — в (Войнов, 1999, 2003) и здесь нами подробно не освещается. Подчеркнем, что реальное расположение и само существование амфидромических систем Карского моря в указанных и других работах никогда не подтверждалось по данным наблюдений за уровнем в открытом море. По существу амфидромические системы оставались гипотетическими теоретическими построениями.

Цель работы — полностью осветить проблему амфидромических систем Карского моря на основе наблюдений за уровнем в открытом море, полученных в экспедициях в юго-западной части Карского моря в 2012 г. (Миронов, 2012).

НАТУРНАЯ ИНФОРМАЦИЯ ПО УРОВНЮ МОРЯ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Материалы XX в. Частично, но не в полном объеме характеристики использованных материалов по уровню моря ранее нами приводились в (Войнов, 1999, 2003). На рис. 1 и в табл. 1 приведены пункты наблюдений (104) и сведения о периоде обработки и виде наблюдений. Здесь показаны только наблюдения с периодом обработки более 15 суток, а материалы с меньшей продолжительностью не приведены, но они иногда использовались нами при построении котидальных карт. В табл. 1 также не включены



83 Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений за уровнем моря: □ — группа I, △ — группа II, ⊕ — группа III, ○ — группа IV, ★ — группа V.

Классификация наблюдений за уровнем моря по методу обработки и анализа

Признак	Название пункта (номер на рис. 1)
Группа I	Хейса (3), Желания (9), Русская Гавань (10), Болванский Нос (16), Югорский Шар (17), Амдерма (18), Диксон (39), Известий ЦИК (42), Правды (70), Гейберга (87), Солнечная (88), Челюскина (89), Голомянный (91), Краснофлотские (101)
Группа II	Визе (4), Выходной (13), Меншикова (15), Усть-Кара (22), Марре-Сале (25), Харасавэй (26), Моржовая (27), Вилькицкого (35), Уединения (40), Стерлегова (63), Исаченко (64), Русский (77), Усть-Таймыра (81), Домашний (92), Песчаный (104)
Группа III	МО4 (5), МО3 (6), МО2 (7), МО1 (8), Маточкин Шар (12), Б-2 (19), Б-1 (20), Белый (32), Большой (41), Заря (71), Теттермана (76), Тыртова (79), Ватутина (98)
Группа IV	Рудольфа (1), Благополучия (11), Няру-Яха (23), Яра-Яха (24), Пайндте (30), Омбей-Яха (33), Шокальского (34), Олений (36), Сибирякова (37), Свердруп (38), Западный Каменный (43), Моржово (46), Большой Гольцман (48), Зверобой (51), Круглый (52), Олений-М (53), Песцовый (55), Колосовых (58), Неожиданностей (61), Кравкова (62), Кирова (68), Незаметная (69), Джеkmана (72), Петерсена (75), Пилота Алексеева (78), Вайгач (82), Таймыр (83), Ракета (96), Гряда (99), Розы Люксембург (100), Оловянный (102), Бухтеева (103)
Группа V	Ушакова (2), Абросимова (14), Былкин Нос (21), Ионда (28), Пяк (29), А-29 (31), Талая (44), Расторгуева (45), Северный Плавниковый (47), Зверобой (49), Громадского (50), Рыбные (54), Медуз (56), Половинка (57), Входной (59), Михайлова (60), Воскресенского (65), Накатная (66), Ломоносова (67), Боневи (73), Добрыня Никитич (74), Книповича (80), Кит (84), Дика (85), Гансена (86), Таймыра (90), 20 (93), Шар (94), 11 (95), 41 (97)

полностью данные для проливов Маточкин Шар, Карские Ворота, Югорский Шар, акваторий Байдарацкой губы, Обской губы и Енисейского залива, представляющих объекты отдельного изучения.

В качестве основы для обработки и анализа использовалась база отдела океанологии ААНИИ за 1975–1985 гг. (многолетние ежечасные ряды для сети полярных станций) и архив срочных измерений за 1980–2000 гг, любезно предоставленные И.М. Ашиком. База ежечасных данных основывалась на выборке из базы данных ВНИИГМИ-МЦД.

База имела пропуски отдельных лет или месяцев и была частично дополнена за годы до 1975 г. и восстановлена нами при наличии случайных программных пропусков по материалам, хранящимся в фондах ААНИИ с 1950–1960-х по 1980 г. Привлекались к обработке материалы наблюдений за уровнем моря, опубликованные в выпусках I–VII трудов Арктического института (Материалы по изучению приливов, 1935–1952 гг.). В этих выпусках помещены материалы практически всех кратковременных наблюдений в Карском море по 1948 г.

Ценные данные о приливах в недостаточно изученных акваториях Карского моря содержались в материалах наблюдений, выполненных Гидрографическими экспедициями за 1950–1980 гг., которые были переданы В.И. Пересыпкиным в ААНИИ. Эти наблюдения были получены при обеспечении гидрографических работ полярными гидрографами Архангельской и Диксонской гидрографических баз, а также Гидрографическим предприятием ММФ. В основном наблюдения выполнялись в зимний период с припайного льда в районах шхер Минина, архипелага Норденшельда и на островах Северной Земли. Наконец, были использованы исторические материалы

наблюдений, помещенные в различных публикациях. Все перечисленные выше материалы включены в табл. 1.

Методика обработки. Основным недостатком базы данных ВНИИГМИ-МЦД (также отдела океанологии ААНИИ) является неоднородность временных рядов, что не дает возможности получения достоверных оценок приливов при прямой первичной обработке по программам анализа приливов. Поэтому все ряды предварительно проходили проверку и контроль по специальной методологии (Войнов, 2011). В результате применения новой методологии обработки и анализа наблюдений обнаружено большое количество сомнительных наблюдений и брака на станциях, материалы которых прошли технический контроль в методических (морских) отделах различных территориальных УГМС, ААНИИ, а также последующий объективный контроль в ВНИИГМИ-МЦД (Войнов, 2013).

Результаты анализа приливов по 1948 г., помещенные в (Материалы по изучению приливов, 1935–1952), не всегда достоверны, так как методы анализа и контроля в то время были недостаточно разработаны. Например, длительное время неверно интерпретировались данные о приливах на зимовках судов «Таймыр» и «Вайгач» в 1914–1915 гг. в Карском море (Войнов, 2010). Можно привести ряд случаев с ошибками во времени измерений (неверная запись пояса наблюдений). Детальное описание обработки и анализа приливов содержится в (Войнов, 1999, 2003, 2013).

По информативности, надежности оценок констант приливов, возможности раскрытия структуры приливов, в том числе изучения сезонного и межгодового хода основных волн приливов, результаты обработки сведены в следующие группы (табл. 1).

Группа I. Для 14 пунктов с многолетними ежечасными сериями (от 8 до 20 лет в каждом пункте). Получены гармонические постоянные и оценки с.к.о. амплитуд и фаз по МНК до 92 волн приливов в спектре от долгопериодных частот по 1/6-суточный класс. Рассчитан сезонный и межгодовой ход основных волн приливов. При этом сомнительные годовые серии с количеством брака более 50 % не включались в итоговую обработку. Как правило, падение качества наблюдений шло с середины 1980-х гг., но на разных станциях имело индивидуальный характер.

В группе II для 15 пунктов обработаны многолетние регулярные срочные серии (от 3 до 33 лет в пунктах) совместно с кратковременными ежечасными сериями, охватывающими в ряде лет годовой или полугодовой цикл. Получены константы приливов и оценки с.к.о. амплитуд и фаз по МНК от 57 до 85 волн приливов. Рассчитан сезонный и межгодовой ход основных волн приливов. Применялась комплексная методика обработки регулярных срочных и нерегулярных ежечасных наблюдений (Войнов, 2009). При этом срочные серии с браком более 50 % не включались в обработку для получения конечных результатов.

Группа III. В 13 пунктах имелись ежечасные серии длительностью более полугода или кратковременные ежечасные серии в ряде лет с итоговым охватом годового или полугодового цикла. Получены константы приливов по МНК и оценки с.к.о. амплитуд и фаз до 85 волн приливов. Сезонный ход основных волн получен приближенно.

Группа IV. В 32 пунктах наблюдения состояли из ежечасных серий от 15 суток до 2–3 месяцев каждая в зимний и/или летний период. Получены константы приливов по МНК и оценки с.к.о. амплитуд и фаз до 57 волн приливов. Сезонный ход основных волн получен только для отдельных сезонов года (зимнего или летнего) приближенно.

Группа V. Наконец, для 30 пунктов имелись только единичные ежечасные серии с продолжительностью более 15 суток. В основном константы прилива получены по МНК с набором волн, выделяемых обычно из месячных серий (до 34 волн во втором приближении). Иногда применялся способ расчета по передаточным функциям прилива с использованием близлежащего реперного пункта. Сезонный ход определен выборочно по месяцу анализа.

Материалы 2012 г. и их обработка. В рамках гидрометеорологических исследований на НИС «Фридьоф Нансен» (Миронов, 2012) и НИС «Иван Петров» с помощью 5 автоматических буйковых станций были произведены измерения уровня в июле–августе 2012 г. Измерения выполнялись по датчику гидростатического давления устройства АДСР с дискретностью 20 минут (ст. 3–5) или 1 час (ст. 1–2), а продолжительность наблюдений составила от 24 до 29 суток (см. табл. 2; рис. 2). Данные были переведены в метрическую систему после учета поправок за атмосферное давление. Гармонический анализ измерений колебаний уровня моря проводился по методу наименьших квадратов (МНК) по методике, разработанной в ААНИИ (Войнов, 1999).

Таблица 2

Сведения о наблюдениях за уровнем моря в 2012 г.

Номер на карте	Глубина, м	Горизонт, м	Период наблюдений
1	138	78	31.07–23.08
2	176	47	31.07–24.08
3	60	59	08.07–04.08
4	100	99	05.08–04.09
5	18	17	05.08–25.08

При выборе списка волн для анализа в целом мы следовали критерию Рэлея. Отступление от этого правила было сделано для волны N_2 , которая, как показали эксперименты, надежно разрешается по этим рядам (критерий Рэлея требует 28 суток). Однако такие волны, как Q_1 , J_1 , L_2 , μ_2 и другие, не были включены в анализ, так как они разрешаются не надежно по имеющимся данным. Но их амплитуда в этой акватории Карского моря мала и не влияет на разрешение других волн. В целом было выделено 20 волн в суточном, полусуточном, 1/3-суточном, 1/4-суточном и 1/6-суточном классах прилива.

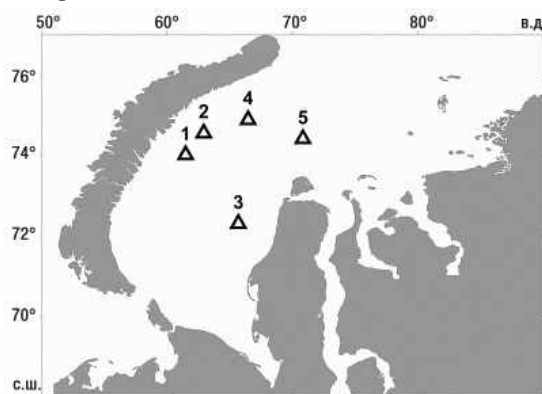


Рис. 2. Расположение пунктов наблюдений за уровнем моря в 2012 г.

В процессе обработки временных рядов были заменены обнаруженные случайные выбросы на интерполяционные оценки (Войнов, 2011). Влияние неперiodических колебаний частично устранялось с помощью суточного фильтра низких частот Гровза. Результаты по волнам K_1 , S_2 , N_2 во втором приближении исправлялись от влияния второстепенных волн соответственно π_1 , S_1 , ψ_1 , ϕ_1 , P_1 ; K_2 , T_2 , R_2 ; v_2 по теоретическим соотношениям.

НОВЫЕ КАРТЫ ПРИЛИВОВ ВОЛН M_2 И K_1 ПО ИМЕЮЩИМСЯ ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА XX ВЕК

Полусуточная волна M_2 . Впервые амфидромическая структура прилива M_2 в юго-западной части Карского моря была выявлена в работе (Беренбейм, 1953). Она присутствует во всех без исключения работах по численному моделированию приливов. Имеются только различия в расположении центра амфидромии по данным этих работ, которые сведены в табл. 3.

Таблица 3

Расположение центров амфидромии волны M_2 в юго-западной части Карского моря по данным разных авторов

Номер п/п	Широта северная	Долгота восточная	Автор карты, год
1	74° 00′	66° 00′	Беренбейм Д.Я., 1953
2	73° 25′	61° 50′	Диесперова Р.А., 1954
3	73° 15′	63° 30′	Коптева А.В., 1958
4	72° 50′	64° 00′	Май Р.И., 2009*
5	72° 30′	63° 00′	Каган Б.А., 2007 (по карте)
6	73° 18′	62° 21′	Войнов Г.Н., 2013

Примечание.* — неопубликованные данные, личное сообщение.

В этой таблице даны сведения из тех работ, где можно было получить приближенно эти оценки, так как практически везде координаты амфидромий не приводились, а снять их с карт нельзя без больших ошибок. Причем, как правило, в численных расчетах использовались сведения о приливах, опубликованные в Таблицах приливов в 1941 и 1958 гг., которые даны в них только для летнего периода (август–сентябрь).

Карты изоамплитуд и изофаз приливов M_2 и K_1 ранее были построены нами преимущественно на основе средних годовых оценок приливов. В случаях, где в пунктах имелись только среднемесячные оценки приливов, они приводились к среднегодовым с помощью демодуляции (Войнов, 1999, 2003). То есть эти карты свободны от сезонной изменчивости приливов. Можно по-разному относиться к результатам эмпирических построений, но основные черты и локальные особенности распространения и формирования приливов они отражают объективно в силу наличия большого количества достоверной информации с достаточным пространственным разрешением. Поэтому эти карты могут быть ориентиром для контроля численных расчетов.

В Карском море прилив M_2 является доминирующим и дает хорошее первое приближение приливного движения в море. По рис. 3а видно, что полусуточный прилив в море формируется под влиянием приливной волны из Северного Ледовитого океана (СЛО), входящей между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей, и приливной волной из моря Лаптевых, входящей через проливы Вилькицкого и Шокальского.

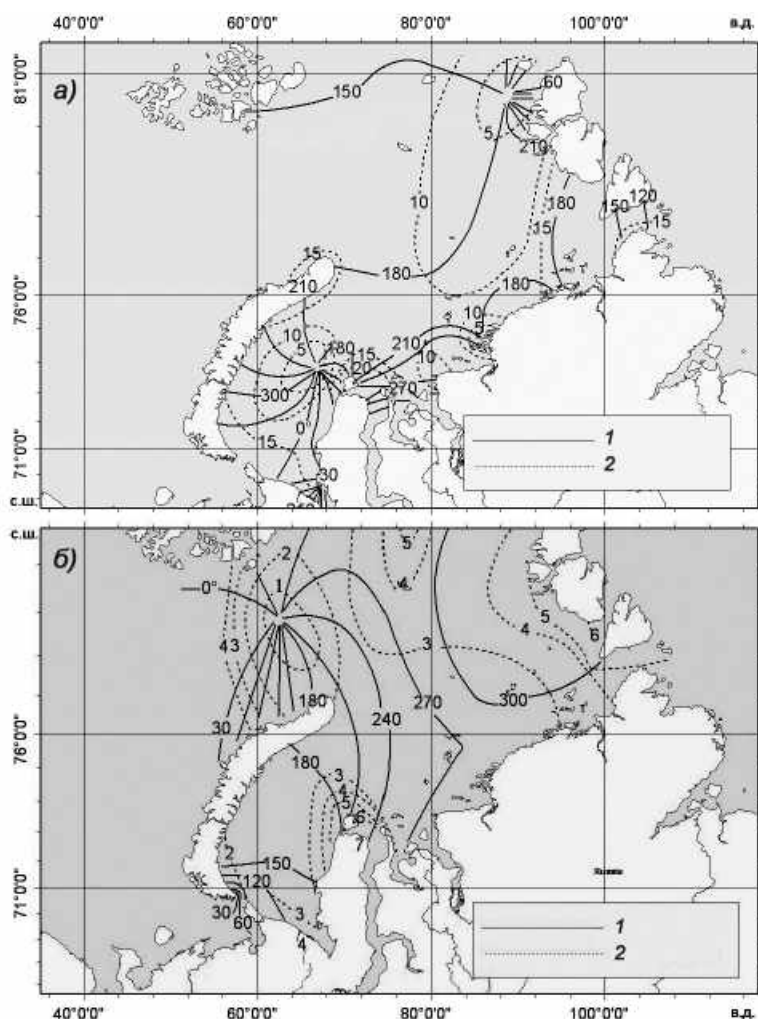


Рис. 3. Изофазы (1) по времени 0 пояса (град.), и изоамплитуды (2) составляющих волн M_2 (а) и K_1 (б).

В проливах Карские Ворота и Югорский Шар приливная волна (полусуточная) идет в Баренцево море.

Распределение прилива M_2 характеризуется наличием двух амфидромических систем (см. рис. 3). Главная амфидромия расположена в юго-западной части моря и определяет структуру прилива и приливного течения в этой и центральной частях моря. Вторая амфидромия образуется вблизи северной оконечности Северной Земли и влияет на распространение волны в северо-восточной части моря. Обе амфидромические системы имеют вращение линий изофаз в направлении против часовой стрелки и соответствуют теоретическому представлению как амфидромия Тейлора.

Вследствие сильного отражения приливной волны от берега образуется узловая зона в Байдарачьей губе, которая трансформируется в неполную вырожденную амфидромия. Области с малыми значениями амплитуд прилива M_2 (около или менее

10 см), но без амфидромических структур формируются в районах о. Шокальского, о. Диксон и шхер Минина.

Суточный прилив K_1 . На акватории Карского моря преобладает прогрессивно-стоячий характер колебаний прилива K_1 и волна прилива распространяется с юго-запада на северо-восток (рис. 3б). Непосредственно в Карском море не образуется ни одной амфидромической системы, но формируется узловая зона в проливе Карские Ворота. В этом проливе происходит сильная трансформация приливной волны и наблюдается большая изменчивость величины амплитуды прилива от 10 см у о. Вайгач (губа Долгая) до 1 см вблизи мыса Меншикова на Новой Земле.

На большей части акватории Карского моря величина амплитуды прилива K_1 составляет 2–3 см и увеличивается до 4–6 см вдоль западного побережья Северной Земли, а также в районе о. Белый и достигает 8 см на севере Обской губы. Наблюдается также зона локального усиления в северной части моря на мелководье в районе о-вов Визе и Ушакова.

На северо-востоке Баренцева моря между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа образуется амфидромическая система, в которой увеличение изофаз происходит против часовой стрелки. На большей части акватории Карского моря преобладают полусуточные приливы. Области с неправильными полусуточными приливами расположены в районе амфидромических систем волны M_2 . Небольшие зоны с неправильными полусуточными приливами наблюдаются в южной части пролива Бориса Вилькицкого, вдоль западного побережья о. Октябрьской Революции, а также в проливах Карские Ворота и Югорский Шар. Единственным ограниченным районом с преобладанием приливов суточного характера является пролив Красной Армии (Северная Земля).

Прилив в Карском море имеет выраженную сезонную изменчивость (Войнов, 2003). В сезонном ходе главных полусуточных волн прилива преобладает классический вид вариаций амплитуд и фаз. То есть наибольшие величины амплитуд наблюдаются в августе–сентябре (иногда в июле), и в эти же месяцы, как правило, происходит уменьшение фаз прилива. Размах колебаний амплитуд волны M_2 в среднем составляет 10–15 % средней годовой величины, а фаз — 10–20°. Имеются большие региональные особенности в величине сезонного хода констант приливов. В некоторых районах (архипелаг Норденшельда) наблюдается аномальное проявление сезонного хода, когда максимум амплитуд приходится на май–июнь.

Полусуточная волна M_2 для августа. Понятно, что для правильного отражения режима приливов и их сезонного хода следует строить приливные карты для каждого сезона, а в пределе и для каждого месяца года. В первом приближении достаточно получить картину приливов для августа и марта — в среднем для экстремальных периодов проявления сезонной изменчивости полусуточных приливов. Поэтому по нашим новым данным для августа была построена эмпирическая карта изофаз и изоамплитуд для юго-западной части Карского моря.

Местоположение центра амфидромии волны M_2 определялось по методу Штернека–Некрасова — с помощью функций $H\cos g$ и $H\sin g$ (Некрасов, 1975). Пересечение нулевых изолиний этих функций дает центр амфидромии. Центр амфидромии волны M_2 для августа расположен в координатах 73° 18' с.ш. и 62° 21' в.д. Гармонические постоянные для расчета приведены в табл. 4. В этой таблице даны оценки средних векторных значений за август для волны M_2 , а для волны K_1 приведены среднегодовые оценки констант. Степень надежности оценок для разных станций не одинаковая и

зависит от принадлежности к группе обработки (см. табл. 1). Самыми надежными следует считать оценки констант для станций в группах I–III. Для станций в группах IV–V они получены с меньшей степенью достоверности.

Таблица 4

Гармонические постоянные волны M_2 (за август) и волны K_1 (среднегодовые оценки) в Карском море. H — амплитуда (см), g — угол положения в 0 поясе (град.)

Номер п/п	Номер по табл. 1	Название пункта	Волна M_2		Волна K_1	
			H	g	H	g
1	9	Желания	16,82	166,8	1,37	193,7
2	11	Русская гавань	17,50	210,1	2,82	176,0
3	13	Выходной	15,82	293,3	1,84	155,5
4	14	Абросимова	17,28	310,0	0,84	203,4
5	15	Меншикова	20,65	335,5	0,49	352,7
6	16	Болванский Нос	19,44	338,5	3,35	104,9
7	17	Югорский Шар	18,71	350,2	3,84	118,3
8	18	Амдерма	20,42	347,3	3,52	116,3
9	19	Б-2	19,19	344,1	2,79	106,2
10	20	Б-1	15,44	41,7	4,48	132,0
11	23	Няру-Яха	44,44	153,0	7,70	147,2
12	24	Яра-Яха	25,35	188,8	6,24	142,8
13	21	Вылкин Нос	22,12	6,0	4,67	112,2
14	22	Усть-Кара	19,72	50,7	3,96	145,4
15	25	Марре-Сале	13,79	337,0	3,98	159,6
16	26	Харасавэй	15,46	23,7	3,56	150,4
17	27	Моржовая	16,19	25,8	3,48	164,8
18	30	Пайндте	21,80	69,8	5,32	160,1
19	31	АБС-56	17,6	193,3	4,57	202,4
20	32	Белый	24,47	122,6	5,85	183,2
21	33	Омбей-Яха	42,15	167,7	4,51	211,3
22	41	Большой	11,28	192,1	2,28	275,1
23	42	Известий ЦИК	10,05	185,3	2,41	270,0
24	40	Уединения	9,22	173,3	2,54	296,9

На рис. 4 приведены карты изолиний амплитуд (a) и изофаз (b) волны M_2 для августа. Данные обработки за 2012 г. не использовались для построения этих карт с целью проведения независимой экспертной оценки. Эти значения нанесены на карты для контроля и сравнения. Видно по рис. 4, что значения амплитуд для всех станций 2012 г. имеют отклонения от карт изолиний в пределах 1 см. Практически эта ошибка близка к 95 %-ному доверительному интервалу ошибок амплитуд волны для пяти станций ($\pm 0,28... \pm 0,77$ см). В отношении фаз видно удовлетворительное качественное согласие, а имеющиеся расхождения на ст. 1 и 5 могут быть обусловлены недостатками анализа кратковременных наблюдений на этих станциях.

В целом новые результаты за 2012 г. вполне удовлетворительно вписываются в карты изолиний, построенные по береговым наблюдениям. Таким образом, реальность амфидромической структуры полностью подтверждается.

Тем же приемом, как и для построения карт прилива M_2 для августа, был определен центр амфидромии по константам прилива на апрель. Центр амфидромии волны

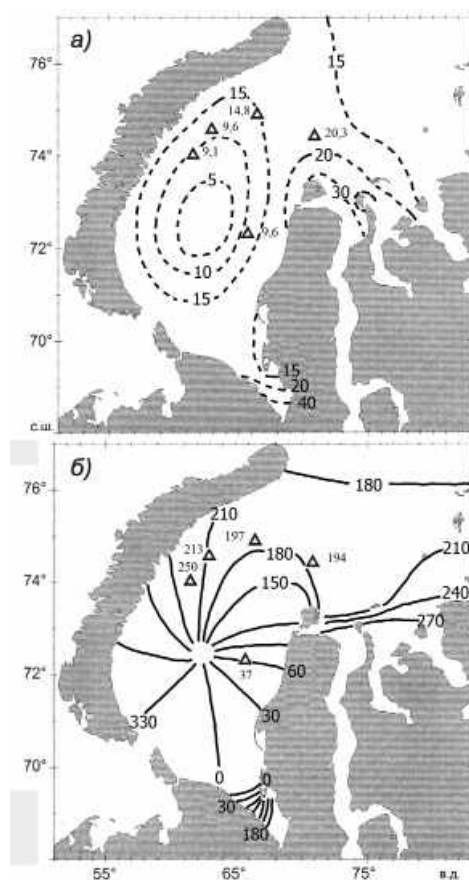


Рис. 4. Распределение прилива волны M_2 в августе: *a* — изоамплитуды, см; *б* — изофазы по времени 0 пояса, град. В пунктах открытого моря даны результаты анализа данных 2012 г.

M_2 для апреля расположен в координатах $72^\circ 56'$ с.ш. и $62^\circ 30'$ в.д. По сравнению с августом он (центр) сместился на 23 мили к югу. Поэтому мы не можем констатировать каких-либо радикальных отличий картины распространения прилива M_2 в летний и зимний периоды в открытой части моря. Однако в среднем значения фаз у восточного побережья Новой Земли в апреле увеличиваются на $9\text{--}15^\circ$, а вдоль западного побережья Ямала уже на $20\text{--}30^\circ$. Более подробно проблему сезонной изменчивости приливов здесь мы не будем обсуждать.

Уточненная карта суточного прилива K_1 . В работе (Войнов, 2003) было установлено, что суточные приливы имеют иную, чем полусуточные приливы, сезонную изменчивость. В целом сезонный ход констант суточных приливов определяется гораздо менее надежно вследствие небольших величин амплитуд этих волн. Поэтому для открытой части Карского моря строить карты с учетом сезонной изменчивости суточных приливов мы считаем нецелесообразным. Но в мелководных районах, где в зимний период устанавливается припай (например, Байдарацкая губа, Обская губа, Енисейский залив), режим приливных явлений сильно изменяется в годовом цикле, и здесь их надо рассчитывать на каждый месяц года.

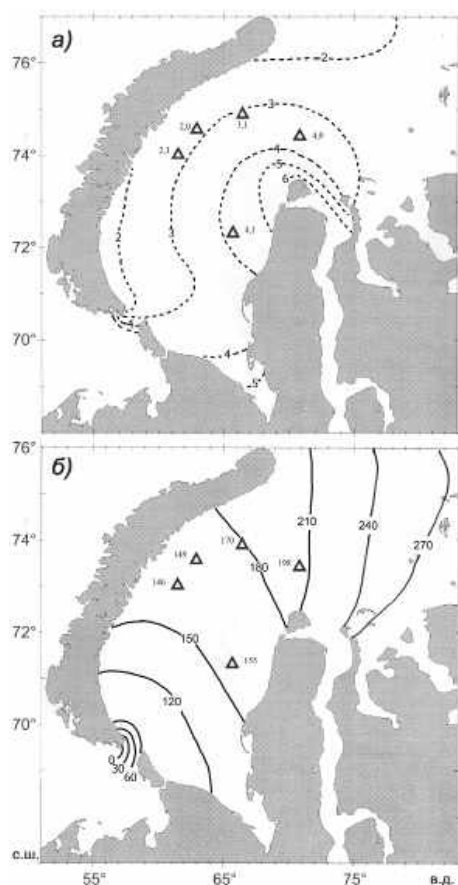


Рис. 5. Распределение прилива волны K_1 (средние за год). a — изоамплитуды, см; b — изофазы по времени 0 пояса, град. В пунктах открытого моря даны результаты анализа данных 2012 г.

Карты изолиний амплитуд и фаз волны даны на рис. 5. Они построены по среднегодовым оценкам и поэтому не полностью сопоставимы с данными наблюдений за 2012 г., которые относятся к августу. Однако и здесь наблюдается хорошая совместимость с независимо построенными картами. Видно по рис. 5 вполне удовлетворительное согласие для карты амплитуд. Расхождение с картой изолиний не превышает 0,5 см, что не выходит за пределы 95 %-ного доверительного интервала ошибок амплитуд волны для 5 станций ($\pm 0,58... \pm 1,04$ см). Для карты изофаз отклонения на ст. 1 и 2 также не превышают 95 % доверительные интервалы ошибок фаз для этих станций (± 32 и ± 41 градуса).

В целом подтверждается увеличение амплитуды к западному побережью п-ва Ямал и о. Белый, а также и увеличение фаз с юго-запада моря на северо-восток. В проливе Карские Ворота в районе мыса Меншиков наблюдается узловая зона, но формирования амфидромии не происходит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения за уровнем в открытом море в 2012 г. вполне удовлетворительно подтверждают амфидромическую структуру волны M_2 в юго-западной части Кар-

ского моря как по распределению амплитуд, так и по распределению фаз (углов положений). Структура прилива волны M_2 в зимний период (на апрель), полученная по материалам наблюдений за XX в., не показывает радикальных отличий от летнего периода. Не происходит вырождения амфидромии, что получается при расчете на моделях в условиях покрытия всего моря припайным льдом (Kowalik, 1981; Kowalik, Proshutinsky, 1994; Padman, Erofeeva, 2004; Каган и др. 2010). Однако это не означает, что сезонную изменчивость прилива в Карском море можно не учитывать. Ошибки при расчетах приливов в практических целях, возникающие от пренебрежения сезонным ходом прилива, будут существенно превосходить таковые от численной реализации моделей приливов.

Распределение амплитуд и фаз суточного прилива K_1 в юго-западной части Карского моря находится в согласии с наблюдениями открытого моря 2012 г. Известно, что суточные приливы в Карском море формируются как собственные, а их структура чувствительна к локальному изменению донной топографии (Kowalik, Proshutinsky, 1994). Этим, а также недостатком в точности ранее опубликованных данных по константам приливов объясняется расхождение в картине распространения прилива в результатах численных расчетов (Schwiderski, 1981; Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, 1981; Kowalik, Proshutinsky, 1994; Padman, Erofeeva, 2004; Каган и др. 2010).

В отличие от полусуточных приливов суточные приливы в открытом море, с нашей точки зрения, не имеют рационально объясняемого сезонного хода. Периодичность (сезонная или межгодовая) в ходе амплитуд и фаз второстепенной волны прилива может возникать, как известно, просто от нестрогого разделения основной волны от второстепенной в кратковременных анализах приливов.

Авторы выражают признательность Л.А. Тимохову за полезные замечания, позволившие улучшить содержание работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беренбейм Д.Я. Приливные явления в юго-западной части Карского моря // Тр. Арктич. ин-та. 1953. Т. 59. С. 149–171.
- Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества, 1999, 109 с.
- Войнов Г.Н. Приливные явления и методология их исследований в шельфовой зоне арктических морей (на примере Карского и северо-восточной части Баренцева морей): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. СПб.: РГМУ, 2003. 45 с.
- Войнов Г.Н. О новой интерпретации сезонной изменчивости приливов арктических морей России // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 59–70.
- Войнов Г.Н. О гармоническом анализе приливов по нерегулярным многолетним наблюдениям за уровнем моря и течениями // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 172–178.
- Войнов Г.Н. Гармонический анализ морских приливов по срочным наблюдениям за уровнем моря // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 79–91.
- Войнов Г.Н. Результаты оценивания характеристик приливов Карского моря по данным экспедиции на гидрографических судах «Таймыр» и «Вайгач» в 1914–1915 гг. // Известия РГО. 2010. Т. 142. Вып. 6. С. 69–75.
- Войнов Г.Н. Методика контроля и редакции многолетних временных рядов уровня моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 4. С. 51–61.

- Войнов Г.Н. О качестве многолетних наблюдений за уровнем на стационарной сети в прибрежной зоне морей северо-запада и арктических морей России // Тр. ГОИН. 2013. Т. 214. С. 223–236.
- Диесперова Р.А. Приливы Северного Ледовитого океана // Тр. ГОИН. 1954. Вып. 19. 74 с.
- Коптева А.В. Приливо-отливные течения и дрейф льдов Карского моря // Труды ААНИИ. 1958. Т. 89. 220 с.
- Каган Б.А., Тимофеев А.А., Софьина Е.В. Сезонная изменчивость поверхностного и внутреннего M_2 приливов в Северном Ледовитом океане // Изв. РАН. Физика атмосф. и океана. 2010. Т. 46. № 5. С. 703–714.
- Материалы к изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1935. Т. XXXVI. Вып. I. 51 с.
- Материалы к изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1936. Т. LII. Вып. II. 81 с.
- Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1937. Т. 81. Вып. III. 96 с.
- Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1938. Т. 119. Вып. IV. 83 с.
- Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1940. Т. 153. Вып. V–VI. 199 с.
- Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Труды Арктич. ин-та. 1952. Т. 42. Вып. VII. Карское море. 536 с.
- Мионов Е.У. Гидрометеорологические исследования по программе «КАРА-ЛЕТО 2012» // Росс. поляр. иссл. 2012. № 3 (9). С. 13–15.
- Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 247 с.
- Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M_2 and K_1 tide in the Nordic seas and the Arctic ocean // Tellus. 1989. Vol. 41. № 1. P. 73–96.
- Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. № 2. DOI: 10. 1029/2003 GL019003.
- Kowalik Z. A note on the co-oscillating M_2 -tide in the Arctic Ocean // Deutsche hydrogr. Zetschrift. 1979. Vol. 32. № 3. P. 100–112.
- Kowalik Z. A study of the M_2 tide in the ice-covered Arctic ocean // Modeling, Identification and Control. 1981. Vol. 2. № 4. P. 201–223.
- Kowalik Z., Proshutinsky A.Yu. The Arctic ocean tides. In: The Polar oceans. Ed. O.M. Johannessen et al. Amerikan Geophysical Union, The Nansen cent. Geophysical monograph. Washington. 1994. Vol. 85. P. 137–158.
- Schwiderski E.W. Global Ocean tides. Part IV: The diurnal Luni-Solar declination tide (K_1). Naval surface weapon center. Dahlgren, Va. 1981. 87 p.

О НЕОБХОДИМОСТИ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ НЕФТЕГАЗОВЫХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

*академик Н.Н. МЕЛЬНИКОВ, канд. техн. наук А.И. КАЛАШНИК,
науч. сотр. Н.А. КАЛАШНИК*

*ФГБУН Горный институт Кольского научного центра РАН (ГоИ КНЦ РАН), г. Апатиты,
e-mail: kalashnik@goi.kolasc.net.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Западный сектор Российской Арктики в ближайшей перспективе будет являться крупным стратегическим центром добычи и транспортирования нефтеуглеводородов (Каминский и др., 2012; Мельников, Калашник, 2011). Вводится в эксплуатацию Приразломное нефтяное месторождение, принимаются инвестиционные решения и проводятся предпроектные изыскания для реализации Штокмановского проекта: обустройство месторождения, трубопроводная доставка газа и газоконденсата от подводного добычного комплекса к побережью Кольского полуострова, строительство завода по сжижению природного газа в п. Териберка (в 100 км от г. Мурманска), строительство сухопутной части трубопровода от п. Териберка до г. Волхова с подключением к трубопроводу NordStream. Рассматриваются варианты трубопроводного транспортирования нефти с месторождений Западной Сибири в порт г. Мурманска.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Наряду с известными сложными арктическими условиями, здесь возможны природно-техногенные геодинамические проблемы как при обустройстве месторождений, так и при добыче и транспортировании нефтеуглеводородов (Мельников, Калашник, 2011; Мельников, Калашник, 2009; Адушкин, Турунтаев, 2005; Механика горных пород..., 1994; Дмитриевский и др., 2009; Супруненко, Суслова, 2012; Калашник и др., 2011). Северо-восточная часть Балтийского щита, куда входит и Кольский полуостров, является геодинамически активной: здесь инструментально зафиксированы современные интенсивные поднятия земной коры, четко выделяются сейсмически активные Мурманская и Кандалакшская сейсмогенные зоны, в пределах которых происходят землетрясения магнитудой до 3–4 (Годзиковская и др., 2010). Непосредственно в районе планируемого строительства завода СПГ в начале XX в. произошло сильное землетрясение. В центральной части Кольского полуострова, вследствие крупномасштабных горных работ на Хибинских и Ловозерских месторождениях, произошли индуцированные землетрясения магнитудой свыше 4, приведшие к катастрофическим разрушениям как подземных горных выработок, так и наземных сооружений и коммуникаций. При этом область воздействия землетрясений в десятки раз превышала район ведения горных работ.

МИРОВОЙ ОПЫТ

Мировой опыт показывает, что на морских нефтегазопромыслах по разным причинам возникают чрезвычайные ситуации и аварии, которые приводят к социально-экономическим последствиям в виде непредвиденных сверхпланируемых финансовых затрат и ущерба. Это обусловлено прежде всего особенностями освоения шельфовых и морских нефтегазовых месторождений, среди которых можно выделить следующие:

- используются специальные дорогостоящие сооружения (платформы различных видов, эстакадные площадки, специальные суда, плавучие эксплуатационные палубы, подводные модули и другие) и технические средства, обеспечивающие функционирование нефтегазопромысловых объектов, добычу, временное хранение и трубопроводное транспортирование углеводородного сырья по дну моря. Повреждения и потеря функциональности этих сооружений требуют дорогостоящего ремонта и дополнительных финансовых затрат для вывода их на рабочий режим и ликвидации последствий аварий;

- нефтегазопромысловые объекты постоянно подвергаются значительным внешним нагрузкам: движение воды (течения, волны, приливные явления), ветровые нагрузки, ледовые нагрузки и айсберги (для арктических морей), природные и вызванные извлечением нефти/газа деформационные процессы, сейсмические явления и др., которые могут создавать чрезвычайные ситуации, вплоть до аварий. Для снижения воздействия этих нагрузок необходимо применение специальных защитных сооружений и превентивных мероприятий, что приводит к удорожанию проекта в целом;

- весь комплекс нефтегазопромысловых работ концентрируется в жестко ограниченном пространстве (например, на платформе) и выполняется в стесненных условиях в автономном, зачастую весьма удаленном от обеспечивающих береговых структур, режиме. Жизнеобеспечение персонала, работ и нефтегазовых объектов в целом также требует дополнительных финансовых затрат;

- используемые на шельфовых нефтегазовых объектах скважины и трубопроводы очень чувствительны к незначительным деформациям и смещениям, причем сложности в материально-техническом обеспечении и их труднодоступности делают даже обычные простои или ремонтные работы такого оборудования весьма дорогостоящими (свыше 150 тыс. \$ в день), а в случае аварии приводят к значительным социально-экономическим последствиям (Калашник и др., 2011; Кайзер, Пулцифер, 2007; Адушкин, Турунтаев, 2005; Механика горных пород..., 1994);

- линейные протяженные объекты (нефте- и газопроводы) пересекают тектонические разломы, аномалии рельефа, водные объекты и т.п., что предопределяет различную степень их нагружения и требования по обеспечению их прочности и функциональности.

Накопленный к настоящему времени мировой опыт морских (шельфовых) нефтегазовых разработок (Мельников, Калашник, 2009; Кайзер, Пулцифер, 2007; Калашник, Калашник, 2013; Механика горных пород..., 1994; Мельников, Калашник, 2010) показывает, что количество аварийных ситуаций на платформах, сооружениях для добычи и хранения нефтеуглеводородов, скважинах, трубопроводах и др. составило около 3500 случаев, а экономический ущерб превысил 50000 млн долларов США. Наибольшее число случаев произошло на платформах (35 %), трубопроводах (26 %) и скважинах (20 %) (рис. 1).

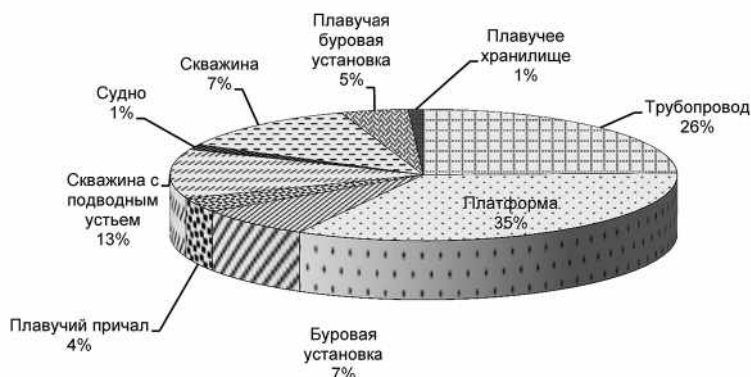


Рис. 1. Подверженность нефтегазовых объектов отказам и авариям (Кайзер, Пулцифер, 2007).

Наиболее ярким примером является проседание морского дна над центральной частью месторождения Экофиск, разрабатываемого в Северном море, достигшее за 30 лет добычи 9 м и приведшее к значительным техническим и экономическим последствиям (Мельников, Калашник, 2009; Механика горных пород..., 1994). Вследствие проседания основания шести платформ и внешняя стенка нефтехранилища оказались недопустимо низкими по отношению к уровню моря, и потребовалось провести работы по наращиванию и подъему оснований платформ и возведению дополнительной, более высокой, внешней стены нефтехранилища. Значительное проседание дна моря также привело к деформациям и повреждениям уложенных на дне моря трубопроводов и конструкций; в самой толще перекрывающих продуктивный коллектор пород были повреждены эксплуатационные скважины (произошли разрывы в зонах цементирования, были сплюснуты или разрушены обсадные трубы). Для ликвидации повреждений в течение нескольких лет было выполнено более 70 повторных ремонтных работ, затраты на которые, по разным оценкам (Мельников, Калашник, 2009; Калашник, Калашник, 2013; Механика горных пород..., 1994), превысили 400 млн. долларов США.

Другой характерный пример, получивший широкую мировую огласку и приведший к огромным экологическому и социально-экономическому ущербам, — авария в Мексиканском заливе на платформе Deepwater Horizon, принадлежащей британской компании British Petroleum (Разбор полетов..., 2010). Платформа Deepwater Horizon представляла собой буровую установку 5-го поколения, RBS-8D дизайна, предназначенную для сверхглубоководного морского бурения на перспективном слое Макондо в 80 км от юго-восточного побережья Луизианы. Установка должна была произвести начальное бурение, после чего другие установки должны были быть использованы для добычи нефти из этой скважины. Платформа обслуживалась экипажем из 130 человек. 20 апреля 2010 г. произошел выброс из скважины и взрыв метана, в результате чего буровая загорелась. Попытки потушить пожар были неудачными, и 22 апреля, после 36-часового пожара, Deepwater Horizon затонула и опустилась на дно залива на глубину 1500 м в 400 м к северо-западу от пробуренной скважины. Вследствие аварии 11 человек погибли, 17 получили ранения. В воды залива из скважины вытекло почти 5 млн баррелей нефти. На поверхности воды образовалось нефтяное пятно, которое постепенно достигло береговой линии всех пяти штатов, располо-

женных на побережье Мексиканского залива. На сегодняшний день убытки British Petroleum составили уже 12 млрд долларов на ликвидацию последствий экологической катастрофы и компенсации потерпевшим. Образовавшийся в результате разлив нефти был признан самой масштабной экологической катастрофой в истории США.

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Системный анализ и обобщение опубликованных исследований позволяют сформулировать общую концепцию решения задач геодинамической безопасности нефтегазообъектов в регионе Баренцева моря (Мельников, Калашник, 2011; Мельников, Калашник, 2009; Калашник, 2013а; Калашник, 2013б; Адушкин, Турунтаев, 2005; Мельников и др., 2010). Природное воздействие на нефтегазообъект подразумевает действие гравитационных и тектонических сил, эффекты от современных движений земной коры, процессы по активным разломам, природные землетрясения и др. (рис. 2).

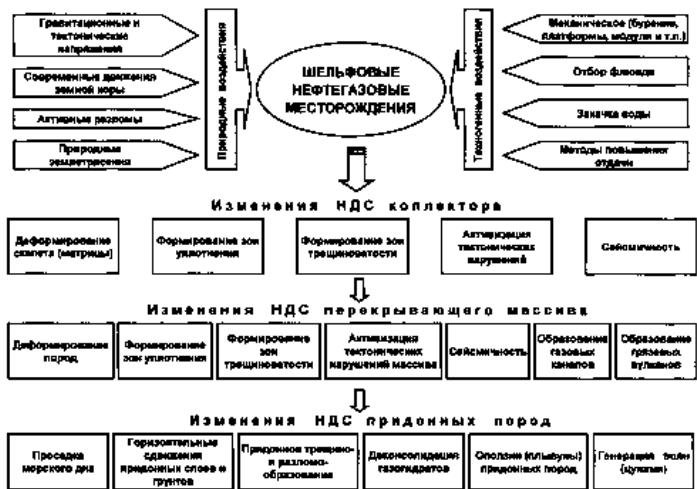


Рис. 2. Воздействие на шельфовое нефтегазовое месторождение и результирующие геомеханические и геодинамические процессы.

Техногенное воздействие, соответственно, обусловлено механическим бурением, отбором флюида, закачкой воды и/или другими методами повышения нефтегазоотдачи. Совместное интегрированное воздействие приводит к изменению напряженно-деформированного состояния пород коллектора и развитию геодинамических процессов (деформирование скелета, формирование зон уплотнения и разуплотнения, образование микротрещин, микросейсмичность и т.п.) перекрывающего массива (деформирование пород, формирование зон уплотнения и разуплотнения, активизация тектонических нарушений, сейсмичность, вплоть до образования грязевых вулканов и газовых каналов) и придонных пород (просадка морского дна, сдвиги придонных грунтов и пород, деконсолидация газогидратов, оползни, генерация волн и цунами) (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Конечно, на формирование этих опасных геодинамических процессов, приводящих к разрушающим явлениям, влияет большое количество факторов и условий, но в основе этих явлений лежат геомеханические процессы (Мельников, Калашник,

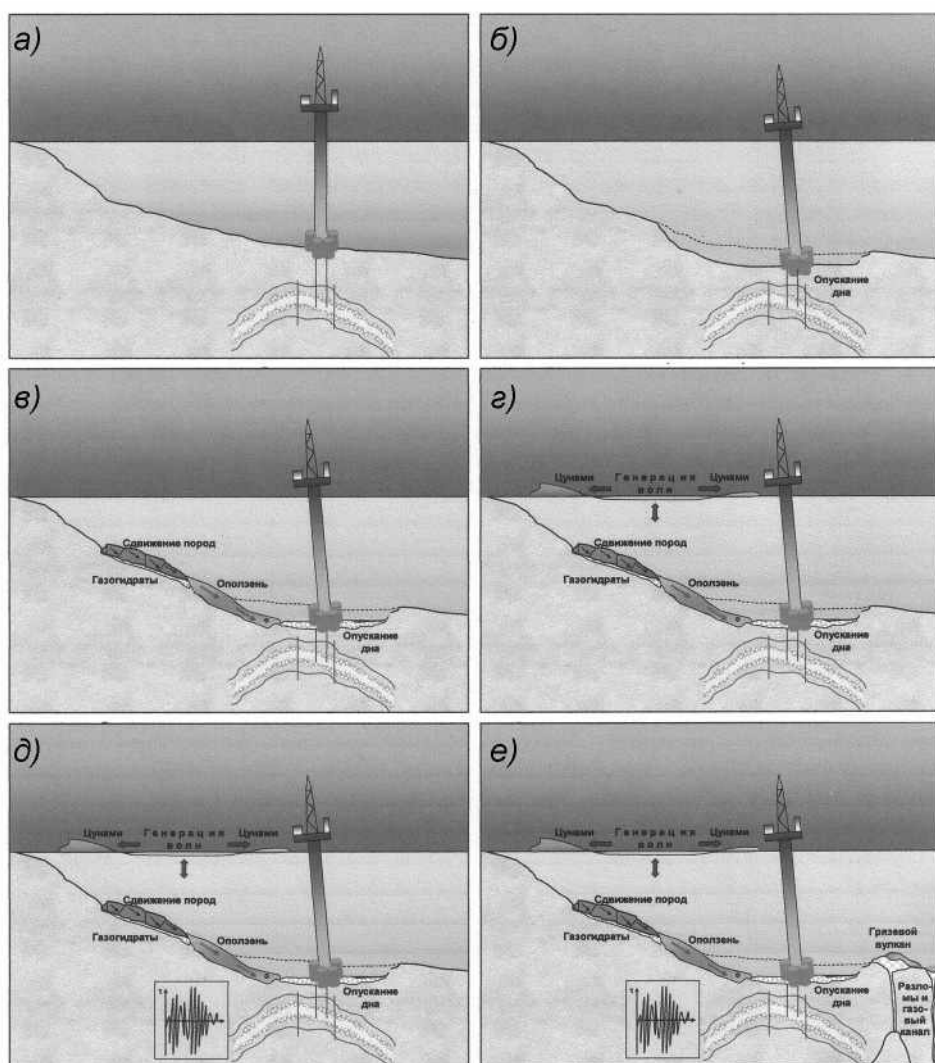


Рис. 3. Модельное отображение геодинамических процессов при отработке морских нефтегазовых месторождений (по материалам совместных семинаров с NGI, а также по (<http://www.ngi.no/en/Geohazards/Content/Shortcuts/Research-and-development/to-be-filled-1/>): а — уплотнение коллектора; б — проседание дна моря; в — оползни, сдвигание пород; г — генерация волн (цунами); д — землетрясения; е — грязевые вулканы и газовые каналы.

2009). Именно недооценка влияния геомеханических процессов приводит к формированию условий возникновения необратимых геодинамических явлений, разрушающих скважины, трубопроводы и добывающие устройства и сооружения.

Достаточно хорошо известным на сегодняшний день обстоятельством является то, что освоение Штокмановского газоконденсатного месторождения требует решения ряда сложных технических задач, среди которых немаловажную роль будет играть вызванное добычей газа техногенное деформирование продуктивных пластов и перекрывающих пород (Мельников, Калашник, 2011; Мельников, Калашник,

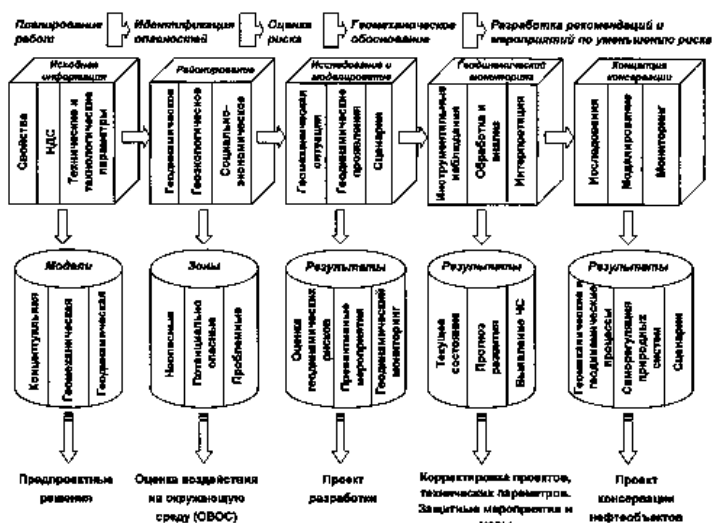


Рис. 4. Концептуальные подходы к обеспечению геодинамической безопасности нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики.

2009; Дмитриевский и др., 2009; Мельников, Калашник, 2010; Калашник, Калашник, 2010; Механика горных пород..., 1994). В частности, на основе выполненного нами математического моделирования установлены закономерности деформирования геологической среды, заключающиеся в объемном уплотнении продуктивного пласта, приводящем к регрессивному прогибу (проседанию) морского дна и значительным субгоризонтальным деформациям и перемещениям придонных слоев грунтов и пород (Мельников, Калашник, 2011; Калашник, Калашник, 2010; Мельников, Калашник, 2010; Дмитриевский и др., 2009). Уплотнение продуктивного пласта (коллектора) будет зависеть от степени и площади снижения внутрипластового давления и может достигнуть 30 %, вследствие чего сформируется регрессивный прогиб (проседание) морского дна и произойдут значительные субгоризонтальные деформации и перемещения придонных слоев грунтов и пород. На основе анализа всех результатов моделирования определено, что для условий ориентировочно десятилетней отработки Штокмановского газоконденсатного месторождения максимальная величина проседания морского дна может составить 3–5 м.

Столь существенные проседания перекрывающего массива пород и субгоризонтальные перемещения придонных пород не могут не привести к развитию опасных геодинамических процессов, в результате которых возможны потеря устойчивости, нарушения прочности и разрушения основных конструкций и объектов добычи и транспортирования газа и конденсата. В итоге может возникнуть чрезвычайная ситуация и даже авария (Мельников, Калашник, 2009; Калашник, Калашник, 2013; Механика горных пород..., 1994; Дмитриевский и др., 2009).

Выполненный авторами анализ федеральных законов (ФЗ «О недрах» № 65-ФЗ от 06.06.2003 г., ФЗ «Об охране окружающей среды» № 7-ФЗ от 10.01.2002 г. ст. 1, ФЗ «О защите населения и территорий от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера» № 68-ФЗ от 21.12.1994 г., ФЗ «О промышленной безопасности опасных производственных объектов» № 116-ФЗ от 21.07.1997 г.), нормативно правовых и ме-

тодических документов (СНиП 22-02-2003 «Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения», СНиП 11-02-96 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения», СНиП 22-01-95 «Геофизика опасных природных воздействий», СНиП 2.01.09-91 «Здания и сооружения на подрабатываемых территориях и просадочных грунтах», ГОСТ Р 22.1.01-95 «Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Мониторинг и прогнозирование. Основные положения», ГОСТ Р 22.1.06-99 «Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Мониторинг и прогнозирование опасных геологических явлений и процессов», РД 07-603-03 «Инструкция по производству маркшейдерских работ», РД 39-117-91 «Инструкция по маркшейдерским и топографо-геодезическим работам в нефтяной и газовой промышленности», РД 07-113-96 «Инструкция о порядке утверждения мер охраны зданий, сооружений и природных объектов от вредного влияния горных разработок», РД 07-408-01 «Положение о геологическом и маркшейдерском обеспечении промышленной безопасности и охраны недр», ВРД 39-1.13-081-2003 «Система производственного экологического мониторинга на объектах газовой промышленности. Правила проектирования», «Правила безопасности в нефтяной и газовой промышленности» (ПБ 08-624-03), «Правила охраны недр» (ПБ 07-601-03), «Положение о порядке осуществления государственного мониторинга состояния недр», Приказ МПР России № 433 от 21.05.2001, «Положение об организации и осуществлении государственного мониторинга окружающей среды (государственного экологического мониторинга)», утв. постановлением Правительства РФ №177 от 31.03.2003, «Положение о функциональной подсистеме мониторинга состояния недр (Роснедра) единой государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций», утв. приказом ведомства № 1197 от 24.11.2005 г., «Временное положение о горно-экологическом мониторинге» 1997 г., «Руководство по геодинамическим наблюдениям и исследованиям для объектов топливно-энергетического комплекса (ТЭК)» 1997) и ряда соответствующих публикаций показал, что обеспечение геодинамической безопасности нефтегазообъектов в российском секторе Западной Арктики требует проведения специальных исследований и научно-технической проработки.

По мнению авторов, основная идея концептуальных подходов к обеспечению геодинамической безопасности нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики должна заключаться в том, что для каждого этапа жизненного цикла нефтегазообъекта должны выполняться соответствующие специальные геомеханические и геодинамические исследования, в результате которых должны разрабатываться и реализовываться превентивные геобезопасные мероприятия по алгоритму «планирование работ — идентификация опасностей — оценка риска — геомеханическое обоснование — разработка рекомендаций и мероприятий по уменьшению риска» (рис. 4). Обязательным условием обеспечения геодинамической безопасности должен являться геодинамический мониторинг, проведение которого позволит выявить на ранней стадии развитие опасных деформационных процессов и своевременно принять управленческое решение по предотвращению развития чрезвычайной и аварийной ситуации.

В целях решения задач геодинамической безопасности нефтегазовых объектов в западном секторе Российской Арктики авторами разработана системная структура геодинамического мониторинга добычи, хранения и трубопроводного транспортирования углеводородного сырья, учитывающая тектонофизические особенности

региона и включающая комплексы натуральных измерений потенциально-опасных зон соответствующими методами контроля, прогнозных расчетов, экспертных оценок природных и техногенных воздействий на нефтегазообъекты в целях прогнозирования и обнаружения на ранних стадиях признаков возникновения опасных деформационных процессов для принятия управляющих решений и превентивных мероприятий (Козырев и др., 2011). Организационную и техническую основу геодинамического мониторинга должны составить имеющиеся станции и полигоны наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для обеспечения геодинамической безопасности работ и устойчивости конструкций и нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики и трубопроводного транспортирования углеводородного сырья необходимо проведение специальных геомеханических исследований, включающих в себя: оценку геодинамического режима региона добычи и хранения нефтеуглеводородов, а также по трассам трубопроводов; оценку исходного напряженно-деформированного состояния пород коллектора и вмещающего массива; тенденции и механизмы (модели) деформирования их вследствие добычи нефти/газа; оценку геодинамических рисков; обоснование геобезопасного расположения нефтегазообъектов и разработку превентивных геобезопасных мероприятий по обеспечению безопасности добычных и транспортных работ и устойчивости основных конструкций и сооружений; геодинамический мониторинг добычи и транспортирования углеводородного сырья.

Исследования выполнены по Программе Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-1 «Геологическое строение и нефтегазоносность Арктики (территории и акватории)».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.
- Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке / Отв. ред. А.Н. Виноградов. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 130 с.
- Дмитриевский А.Н., Кульпин Л.Г., Максимов В.М. Проблемы освоения природно-техногенных объектов морской добычи углеводородов в Арктике // Мурманшельфинфо. 2009. № 1 (6). С. 11–16.
- Кайзер М.Дж., Пулцифер А.Г. Риски и потери при морской добыче // Oil & Gas Journal. 2007. № 6. С. 96–105.
- Калашиник А.И. Научно-технические основы геодинамической безопасности освоения углеводородных ресурсов западного сектора Российской Арктики // Записки Горного института. 2013. Т. 201. С. 261–268.
- Калашиник А.И. Геомеханическое обеспечение безопасности нефтегазовых объектов в районе Баренцева моря // RAO/CIS Offshore 2013: Тр. 11-й Междунар. конф. и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ 10–13 сентября 2013 г. Санкт-Петербург. СПб.: Химиздат, 2013. С. 304–306.
- Калашиник А.И., Борисов А.В., Калашиник Н.А. Анализ данных кавернометрии и осложнений при строительстве разведочных скважин на Штокмановском газоконденсатном месторождении // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. 2011. № 7. С. 23–26.

- Калашиник А.И., Калашиник Н.А.* Техногенное деформирование недр при разработке Штокмановского газоконденсатного месторождения // Рациональное освоение недр. 2010. № 2. С. 56–61.
- Калашиник А.И., Калашиник Н.А.* Социально-экономические последствия чрезвычайных ситуаций и аварий при нефтегазодобыче на шельфе // Записки Горного института. 2013. Т. 201. С. 34–39.
- Каминский В.Д., Андреев С.И., Смирнов А.Н., Супруненко О.И., Козлов С.А.* Перспективы развития МСБ России на континентальном шельфе и в Международном районе Мирового океана // Разведка и охрана недр. 2012. № 9. С. 98–104.
- Козырев А.А., Калашиник А.И., Каспарьян Э.В., Савченко С.Н.* Концепция организации геодинамического мониторинга нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики // Вестник МГТУ: Тр. Мурман. гос. тех. университета. 2011. Т. 14. № 3. С. 587–600.
- Мельников Н.Н., Калашиник А.И.* Геодинамические аспекты освоения шельфовых нефтегазовых месторождений (на примере Баренцрегиона) // Геоэкология. 2010. №4. С. 291–301.
- Мельников Н.Н., Калашиник А.И.* Шельфовые нефтегазовые разработки: геомеханические аспекты. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. 140 с.
- Мельников Н.Н., Калашиник А.И.* Шельфовые нефтегазовые разработки западного сектора российской Арктики: геодинамические риски и безопасность // Газовая промышленность. 2011. Спецвыпуск 661. С. 46–53.
- Мельников Н.Н., Калашиник А.И., Савченко С.Н., Калашиник Н.А.* Научно-технические аспекты геодинамической безопасности нефтегазообъектов западного сектора Российской Арктики // Горный журнал. 2010. № 9. С. 51–54.
- Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти: Сб. науч. тр. / Под ред. В. Мори и Д. Фурментро. М.: Мир, 1994. 416 с.
- Разбор полетов по «возможно худшей» нефтяной катастрофе в истории США // Oil&Gas Journal. 2010. № 11. С. 24–28.
- Супруненко О.И., Суслова В.В.* Западно-Арктическая нефтегазоносная провинция: ресурсная база углеводородного сырья, состояние и перспективы недропользования // Горный журнал. 2012. № 3. С. 66–71.
- Offshore Geohazards. URL: <http://www.ngi.no/en/Geohazards/Content/Shortcuts/Research-and-development/to-be-filled-1/> [дата обращения 03.04.2014]

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 913+94

Поступила 28 января 2014 г.

**ПОХОД «ЧЕЛЮСКИНА» — НАЧАЛО НОВОГО ЭТАПА
ОСВОЕНИЯ АРКТИКИ (К 80-ЛЕТИЮ СОБЫТИЙ)***д-р геогр. наук Л.М. САВАТЮГИН¹, канд. геогр. наук И.Н. СОКРАТОВА^{1,2,3}**1 — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: savat@aari.ru**2 — Российская академия наук, г. Москва, e-mail: sokratova@geodep.ras.ru**3 — Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, г. Москва*

13 апреля 1934 г. успешно завершилась «Челюскинская эпопея», ставшая важной вехой в освоении Северного морского пути. В 1930-е гг., как и сейчас, перед нашей страной остро стоял вопрос отстаивания приоритета в Арктике и доказательства прав на обширные территории в Северном Ледовитом океане (СЛО). Для этого необходимо было убедительно доказать, что СССР в состоянии решить задачу освоения побережья и островов СЛО и наладить навигацию по Северному морскому пути (СМП). После экспедиции на ледокольном пароходе «Александр Сибиряков» (1932 г.), впервые в истории мореплавания прошедшей по всей трассе СМП от Архангельска до Берингова пролива за одну навигацию, 12 декабря 1932 г. при Совете народных комиссаров СССР было организовано Главное управление Северного морского пути (ГУ СМП) (Белов, 1969; Визе, 1948; Жуков, 2008). Первым начальником ГУ СМП стал инициатор его создания О.Ю. Шмидт, один из наиболее энергичных и неординарных научных и политических деятелей XX века. На Управление была возложена задача «проложить окончательно Северный морской путь от Белого моря до Берингова пролива, оборудовать этот путь, держать его в исправном состоянии и обеспечить

безопасность плавания по этому пути» (Белов, 1969). Следующая экспедиция была запланирована на 1933 г. О.Ю. Шмидту, как главе нового ведомства, необходимо было обеспечить судоходство по трассе СМП в максимально короткие сроки. Многие принятые О.Ю. Шмидтом решения по организации экспедиции ряд современников и исследователей объясняют его честолюбием (или даже авантюризмом) (Корякин, 2011; Фрейдгейм, 2005 и др.). Он, как и в 1932 г., возглавил экспедицию. Шмидту с трудом удалось добиться передачи в распоряжение ГУ СМП нового грузопассажирского судна «Лена», построенного в Дании на верфях компании «Бурмейстер и Вайн». Корабль не был ледокольным пароходом, он был «усиленным для навигации во льдах», поскольку создавался по заказу советских внешнеторговых организаций для плавания в Охотском море (Белов, 1969; Корякин, 2008). 19 июня 1933 г. «Лена» была переименована в «Челюскин», капитаном «Челюскина» не без колебаний согласился стать знаменитый полярный капитан В.И. Воронин, который в силу ряда причин не смог отказать О.Ю. Шмидту (Ермолаев, 2001; Отто Юльевич Шмидт. 120 лет со дня рождения, 2011). Экспедиция на «Челюскине» была запланирована как комплексная.

«Челюскин» должен был пройти из Мурманска во Владивосток, отработавая схему доставки грузов по трассе СМП и укрепив опыт плавания «Сибирякова». Необходимо было проверить, в каких пределах возможно плавание на Севере грузовых пароходов и каким образом организовать совместную работу этих судов и ледоколов на всем пути. В ходе экспедиции планировалось сменить зимовщиков острова Врангеля и расширить полярную станцию. Научная программа, составленная Всесоюзным арктическим институтом, включала сбор материалов по океанографии (гидрографические, гидрологические, геофизические, геодезические работы); промысловые исследования; специальные наблюдения (Гаккель, 1959; Лаппо, 1980). Предстояло изучить ряд еще недостаточно известных участков Северного Ледовитого океана. По плану экспедиция должна была завершиться 1 октября 1933 г. Предполагалось, что пароход, ввиду его непригодности к плаванию во льдах, будет сопровождать ледокол «Красин».

«Челюскин» вышел из Ленинградского порта 16 июля 1933 г. со значительным отставанием от графика и направился в Копенгаген (Белов, 1969; Поход «Челюскина», 1934; Фрейдгейм, 2005), где судостроители устранили выявленные дефекты. Затем он совершил переход в Мурманск, где произошла еще одна задержка: между 2 и 10 августа было закончено комплектование экипажа, получены продукты и дополнительное оборудование на весь рейс, в Мурманске же на борт поднялись пассажиры, следовавшие на остров Врангеля.

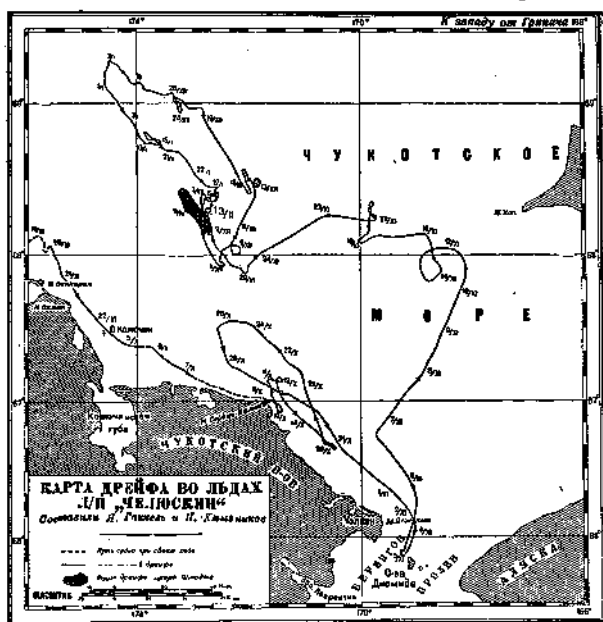
Ход плавания «Челюскина» подробно описан в ряде публикаций (Белов, 1969; Корякин, 2011; Поход «Челюскина», 1934; Фрейдгейм, 2005 и др.). В них рассмотрены причины, приведшие к гибели судна, которая произошла 13 февраля 1934 г. В результате сильного

Карта дрейфа л/п «Челюскин».



Е.В. Войшвилло, Б.М. Стародубцев.
Пароход «Челюскин». 1987 г.

сжатия льдами пароход был раздавлен и затонул в Чукотском море, в 155 милях от мыса Северный и в 144 милях от мыса Уэлен. Поскольку такой исход был вполне ожидаем, эвакуация на льдину была проведена оперативно, в течение 2 часов. На лед удалось перенести все необходимое для создания лагеря, единственной жертвой стал завхоз экспедиции Б.Г. Могилович. В результате катастрофы на льду оказалось 104 человека. Сначала на льдине был разбит палаточный лагерь, затем были построены бараки, камбуз, сигнальная вышка; быт налаживался. Шмидт обеспечил поддержание



оптимистичного настроения в лагере, каждый вечер устраивая собрания, на которых информировал о том, что предпринимается на Большой земле для их спасения, читал общеобразовательные лекции. Участники экспедиции выпускали стенгазету «Не сдаемся!». Не прекращались научные наблюдения, включая сбор данных о поведении льдов в зависимости от ветра, морских течений и приливов (Гаккель, 1959; Лаппо, 1980). Был создан и поддерживался в рабочем состоянии ледовый аэродром.

По инициативе И.В. Сталина на следующий день после трагедии была создана правительственная комиссия по оказанию помощи челюскинцам. Операция по спасению разрабатывалась с поистине глобальным размахом (при этом в возможность спасения верили далеко не все специалисты) (Как мы спасли челюскинцев, 1934; Корякин, 2011). Весь мир следил за судьбой полярной экспедиции.

Главную роль в спасении полярников сыграла полярная авиация (Как мы спасли челюскинцев, 1934; Каманин, 1971). Спасти удалось всех людей, 2 месяца проводивших на льдине в условиях полярной зимы. 13 апреля 1934 г. из ледового лагеря были вывезены последние участники экспедиции.

16 апреля 1934 г. Указом ВЦИК СССР была учреждена высшая степень отличия — звание Героя Советского Союза, и первыми Героями стали семь летчиков, эвакуировавших челюскинцев со льдины. Остальные участники спасательной операции также были отмечены орденами и медалями. Все «челюскинцы» были награждены орденами Красной Звезды (Каманин, 1971; Корякин, 2011).

Триумфальное возвращение участников экспедиции стало логическим продолжением того беспрецедентного внимания, с которым освещался ход спасательной операции, — это было доселе невиданное ликование нации, едва ли не впервые почувствовавшей себя единой и сильной. Апофеозом встречи стал парад на Красной площади (Героическая эпопея, 1935; Корякин, 2011; Новиков, 1956).



Капитан В.И. Воронин и О.Ю. Шмидт.

Существуют различные оценки итогов экспедиции «Челюскина». Опубликованы работы, в которых рассматриваются вопросы, был ли поход авантюрой О.Ю. Шмидта или закономерным событием в освоении Арктики; мог ли Советский Союз в тридцатые годы позволить себе серьезно подготовленную арктическую экспедицию; насколько важна была в то время разведка Северного морского пути (Белов, 1969; Жуков, 2008; Корякин, 2011; Фрейдгейм, 2005).

О значении экспедиции на «Челюскине» можно говорить в общеполитическом плане и с точки зрения выполнения программы работ. На официальном уровне было заявлено, что плавание «Челюскина» доказало реальность полного освоения Северного морского пути. При этом не афишировалось, что катастрофа «Челюскина» как раз доказала всю сложность этой задачи. Так, В.Ю. Визе подробно описывает ход экспедиции и спасение челюскинцев, но избегает любых оценок (Визе, 1948). В. Новиков отмечает общеполитическое значение экспедиции (Новиков, 1956). Я.Я. Гаккель (Гаккель, 1959) и С.Д. Лаппо (Лаппо, 1980) дают оценку влияния научных работ на «Челюскине» на последующий ход научного изучения Арктики, В.С. Корякин поднимает проблему реальных и мнимых заслуг участников событий (Корякин, 2011).

Существует мнение, что экспедиция не справилась с основным заданием — пройти Северным морским путем так, чтобы ни у кого не осталось сомнений в пригодности этой трассы в смысле ее транспортной эксплуатации. Но, с другой стороны, это был эксперимент (пусть крайне дорогой и



Первые Герои Советского Союза:

А.Д. Ляпидевский, С.А. Леваневский, М.Т. Слепнёв,
В.С. Молоков, Н.П. Каманин, М.В. Водопьянов, И.В. Доронин.

на людях — вполне в духе советских экспериментов того времени), который должен был ответить на вопрос: смогут ли неледокольные, в том числе боевые, корабли за одно лето проходить Северным морским путем во Владивосток без ледокольной проводки, или нужно создавать мощный ледокольный флот?

Опыт похода «Челюскина» показал необходимость ледокольной проводки транспортных судов. С 1935 г. стало обязательным нахождение линейных ледоколов на западном и восточном участках трассы. Была отработана проводка ледоколами грузовых судов в тяжелых льдах. Перед Великой Отечественной войны на Дальний Восток пришли новые ледоколы: «Иосиф Сталин», «Вячеслав Молотов», «Анастас Микоян» и «Лазарь Каганович» мощностью по 10000 л.с. Долгое время они обеспечивали ледовые проводки судов. Бесспорно влияние похода «Челюскина» на общий ход арктического судостроения и в особенности ледоколостроения. В Ленинграде было образовано ЦКБЛ — конструкторское бюро для проектирования судов ледового плавания. По его проектам, преимущественно на отечественных заводах, было построено много ледокольно-транспортных судов и ледоколов.

В 1936 г. военные корабли, эсминцы «Сталин» и «Войков», впервые прошли по «Челюскинскому маршруту». Для защиты их корпусов, не предназначенных для плавания во льдах, были применены так называемые «шубы» из деревянных бру-

сьев, закрепленных в районе ватерлинии. Опыт плавания по СМП боевых кораблей, не имеющих ледовых подкреплений, был позже неоднократно использован. В 1942 г. по СМП были переведены из Владивостока на Северный флот корабли: лидер «Баку» и три эсминца — «Разумный», «Разъяренный» и «Ревностный» в составе экспедиции особого назначения (ЭОН-18) для обеспечения проводки ка-

раванов; они также имели «шубы». Прошли благополучно и подводные лодки Д-1, Д-2 и Д-3 (Жуков, 2008).

Большую ценность представляли проведенные во время экспедиции и дрейфа на льдине научные наблюдения (Гаккель, 1959; Лаппо, 1980). Полученная информация была использована для развития океанографии и полярной навигации.

В 1937 г. была воплощена возникшая именно во время дрейфа челюскинцев на льдине идея создания дрейфующих научных станций «Северный полюс». Не случайно среди четырех сотрудников станции «Северный полюс-1» были двое челюскинцев: радист Э.Т. Кренкель и гидробиолог П.П. Ширишов.

В результате «Челюскинской эпопеи» очевидной стала необходимость создания особой полярной авиации, которую позже организовали в системе ГУСМП.

Экспедиция «Челюскина» имела важное политическое значение. Успешная спасательная операция продемонстрировала миру высокий моральный дух советского народа, возможности полярной авиации. Это отразилось на атмосфере дальнейшего отношения международного политического сообщества к Советскому Союзу. Так, вскоре США установили дипломатические отношения с СССР.

В целом «Челюскинская эпопея» ознаменовала новый этап освоения Арктики. Она стала важным шагом в изучении условий плавания в СЛО, способствовала дальнейшему освоению Северного морско-

го пути, островов и побережья Северного Ледовитого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов М.И. Научное и хозяйственное освоение Советского Севера 1933–1945 гг. // История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 4. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1969. 616 с.

Визе В.Ю. Моря Советской Арктики. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. 396 с.

Гаккель Я.Я. Во льдах Чукотского моря // Водный транспорт. 1959. 14 апр.

Героическая эпопея: Альбом фотодокументов. М.: Правда, 1935. 160 с.

Ермолаев М.М. Воспоминания. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 260 с.

Жуков Ю.Н. Сталин: арктический щит. М.: Вагриус, 2008. 720 с.

Как мы спасали челюскинцев / Под общей редакцией О.Ю. Шмидта, И.Л. Баевского, Л.З. Мехлиса. М.: Изд. ред. газ. «Правда», 1934. 408 с.

Каманин Н.П. Спасение челюскинцев // Летчики и космонавты. М.: Политиздат, 1971. 448 с.

Корякин В.С. Челюскинская эпопея. М.: Вече, 2011. 320 с.

Лаппо С.Д. Научные исследования экспедиции на «Челюскине» // Известия Всесоюзного географического общества. 1980. Т. 92. Вып. 4.

Новиков В. Из истории освоения Советской Арктики. М., 1956. 216 с.

Отто Юльевич Шмидт. 120 лет со дня рождения. М.: Изд-во «РМП», 2011. 255 с.

Поход «Челюскина»: Героическая эпопея: В 2 т. М.: Изд. ред. газ. «Правда», 1934. Т. 1. 472 с. Т. 2. 464 с.

Фрейдгейм Л. Домыслы и правда об экспедиции «Челюскина» // Промышленные ведомости. 2005. № 6.

Предварительные результаты исследований химического состава воды, замерзшей в буровой скважине после вскрытия озера Восток. Алехина И.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 5–14.

Изучены образцы повторного льда, образовавшегося в скважине 5Г-1Н после вскрытия озера, отобранные на разных глубинах, а также пробы заливочной (буровой) жидкости и шлама, отобранные из скважины 5Г-2 перед вскрытием озера. Проведенные комплексные анализы образцов замерзшей озерной воды, поднятой из скважины, показали, что все пробы содержат в себе включения заливочной жидкости, что не позволяет получить достоверные данные о реальном химическом составе озерной воды. При изучении центрального канала в керне замерзшей озерной воды (образец с глубины 3436 м) установлены существенные изменения в составе компонентов керосина, являющегося основой заливочной жидкости. Эти изменения заключались в замещении органических соединений производными одноатомного фенола. Высказано предположение о том, что данные вещества могли образоваться при взаимодействии компонентов заливочной жидкости и газов, содержащихся в озерной воде, в частности кислорода, содержание которого в озере повышено.

Ключевые слова: Антарктида, подледниковое озеро Восток, ледовые керны, заливочная жидкость, органический состав, углеводороды, химические элементы.

Табл. 4. Ил. 4. Библ. 23.

УДК [551.336 + 551.8] (99)

Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене. Полещук К.В., Веркулич С.Р. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 15–24.

Новая кривая последлениковых изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера построена на основе анализа палеогеографических данных. В течение примерно 12000–7000 л.н. уровень моря рос (максимум подъема — современные высотные отметки 12 м). Примерно с 6000 л.н. началось падение уровня, которое было осложнено двумя событиями: замедление скоростей падения около 4600–4000 л.н.; замедление падения, стабилизация и небольшой подъем уровня моря в период 2500–1000 л.н. Сравнение новой кривой с данными об эвстатических изменениях уровня, результатами моделирования гляциоизостатических процессов, данными о параметрах прошлого оледенения и ходе дегляциации позволило оценить вклад в изменения относительного уровня моря в районе оазиса Бангера эвстатических и тектонических (включающих гляциоизостазию) составляющих.

Ключевые слова: Антарктида, оазис Бангера, голоцен, донные осадки, береговые формы рельефа, ископаемые раковины, радиоуглеродное датирование, диатомовый анализ, уровень моря, гляциоизостазия.

Ил. 3. Библ. 27.

Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинных характеристик вод в районе корабля погоды «Майк». Смирнов А.В., Кораблев А.А., Вязилова А.Е. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 25–32.

Исследуется эволюция океанографических характеристик в Северо-Европейском бассейне в районе корабля погоды «Майк» за период с 1948 по 2013 г. Рассмотрены сезонная и межгодовая изменчивость термохалинного состояния вод и процессы, формирующие годовой ход средних значений океанографических параметров в верхнем слое, и механизмы, управляющие перераспределением свойств по вертикали. За исследуемый временной интервал выделены периоды с устойчивыми положительными (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) и отрицательными (1976–1981, 1992–1997) аномалиями солёности, сопровождавшиеся аномалиями температуры, как правило, такого же знака.

Ключевые слова: Северо-Европейский бассейн, сезонная и межгодовая изменчивость, термохалинный режим.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 28.

Характеристики припайного льда в заливе Прюдс (на примере бухты Саннефьорд). Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 33–40.

В период 2010–2012 гг. (56-я и 57-я РАЭ) в районе российской станции «Прогресс» были проведены натурные исследования припайного льда в бухте Саннефьорд (залив Прюдс). Исследования включали в себя комплекс ледоисследовательских, океанографических и специальных метеорологических и актинометрических наблюдений. Измерения морфометрических и теплофизических характеристик снежно-ледяного покрова выполнялись на специальных полигонах (площадные исследования) и профилях (маршрутные исследования). Были получены новые данные о толщине снега на припае и толщине льда, альбедо, температуре и солёности снежно-ледяной толщи, характеристиках подледного слоя воды и внутриводного льда.

Ключевые слова: Антарктика, припай, морской лед, снег, теплофизические и морфометрические свойства морского льда, альбедо.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 6.

Вертикальные потоки тепла в верхнем 400-метровом слое Арктического бассейна по данным наблюдений на дрейфующей станции «Северный полюс-38». Балакин А.А., Алексеев Г.В., Богородский П.В., Харитонов В.В., Соколов В.Т. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 41–56.

Представлены результаты расчета вертикальных потоков тепла в верхнем 400-метровом слое по данным океанографических наблюдений вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс-38» в 2010–2011 гг. Описаны методика натурных наблюдений, полученные данные, а также методы вычислений потоков. Произведен анализ рассчитанных величин и их сравнение с результатами предшествующих экспериментов.

Ключевые слова: вертикальный поток тепла, атлантические воды, тихоокеанские воды, морской ледяной покров, верхний квазиоднородный слой, экранирующий эффект, градиент температуры.

Табл. 1. Ил. 10. Библ. 40.

УДК 551.96.0+519.2

Оценка влияния климата на социально-экономическую деятельность в Северной Якутии. Иванов Н.Е., Макштас А.П. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 57–74.

Статья продолжает цикл работ по описанию современного климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси и Северной Якутии. Район характеризуется суровой зимой, а его прибрежная часть еще и сильными ветрами. Климатические характеристики параметров отопительного сезона и биоклиматических индексов теплоощущения получены по данным стандартных метеорологических наблюдений на сети континентальных и морских ГМС Северной Якутии за период с 1978 по 2010 г. Климатические характеристики сильных и штормовых ветров в Тикси приведены для периода с 1936 по 2010 г.

Ключевые слова: гидрометеорологическая обсерватория Тикси, Северная Якутия, прикладная климатология, отопительный период, биоклиматические индексы, штормовой ветер.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 12.

УДК 551.326.12.2(268)

Максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Порубаев В.С. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 75–81.

Приведены карты распределения максимальной осадки килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Показано, что осадка гряд килей торосов, по имеющимся данным, не превысила 37 м. Отмечено, что гряды торосов по геометрическим параметрам могут быть сравнимы с обломками айсбергов, что затрудняет их идентификацию. Обращено внимание, что для глубоководной части Северного Ледовитого океана, называемой в российской научной литературе «Арктический бассейн», необходимо уточнение в части описания ее границ.

Ключевые слова: осадка килей, гряды торосов, Северный Ледовитый океан.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 8.

УДК 551.46.713

Структура полусуточных и суточных приливов в юго-западной части Карского моря. Войнов Г.Н., Смирнов К.Г. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 82–94.

Исследована пространственная структура приливов волны M_2 и волны K_1 в Карском море на основе средних оценок гармонических постоянных, вычисленных по всем имеющимся материалам наблюдений за уровнем моря за XX век. Получены новые карты приливов волны M_2 для августа и волны K_1 . Приведены результаты гармонического анализа наблюдений за уровнем в открытой части Карского моря в августе 2012 г. Эти результаты согласуются с новыми картами приливов волны M_2 для августа и волны K_1 по средним оценкам.

Ключевые слова: Карское море, приливы, волны M_2 и K_1 , гармонические постоянные.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 26.

О необходимости обеспечения геодинамической безопасности нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Калашник Н.А. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 95–103.

Рассмотрены перспективы добычи и транспортирования нефти и газа в западном секторе Российской Арктики. Отмечены возможные геодинамические проблемы как при обустройстве месторождений, так и при добыче и транспортированию углеводородного сырья. Выполнен анализ морских нефтегазопромыслов, на основании которого выявлены основные группы влияющих на безопасность факторов и оценена подверженность нефтегазовых объектов отказам и авариям. На основе выполненных авторами исследований в регионе Баренцева моря предложены концептуальные подходы к обеспечению геодинамической безопасности нефтегазовых объектов западного сектора Российской Арктики, заключающиеся в том, что для каждого этапа жизненного цикла нефтегазообъекта должны выполняться соответствующие специальные геомеханические и геодинамические исследования, на основе которых разрабатываются и реализуются превентивные геобезопасные мероприятия по алгоритму «планирование работ — идентификация опасностей — оценка риска — геомеханическое обоснование — разработка рекомендаций и мероприятий по уменьшению риска».

Ключевые слова: Арктика, западный сектор, нефтегазовые объекты, геодинамическая безопасность.

Ил. 4. Библ. 19.

УДК 913+94

Поход «Челюскина» — начало нового этапа освоения Арктики (к 80-летию событий). Саватюгин Л.М., Сократова И.Н. Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (100). 2014. С. 104–108.

Представлен исторический анализ целей, задач и хода подготовки экспедиции на пароходе «Челюскин» по Северному морскому пути в 1933 г., а также спасения «челюскинцев» после гибели судна в 1934 г. Дана оценка вклада «Челюскинской эпопеи» в дальнейшее развитие Северного морского пути.

Ключевые слова: Арктика, Северный морской путь, пароход «Челюскин», Отто Шмидт, ледокольный флот.

Ил. 4. Библ. 14.

Preliminary results of chemical analyses of water refrozen in borehole 5G-1 following the unsealing of the lake Vostok. Alekhina I.A., Vasiliev N.I., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 5–14.

One year after the lake's unsealing, the first samples of refrozen lake water have become available. A new, 122m-long ice core taken from a depth of 3415–3543 m was obtained in spring 2013. A few horizontal thick sections of the secondary water ice were analysed using chromatography and GC-MS, with focus on the modified organic species of drilling fluid, which may give additional information on the properties of the lake water.

It was shown that ice core samples of the secondary water ice selected on its vertical profile, contain minor inclusions of drilling fluid, and the presence of this fluid means that we unfortunately cannot obtain authentic data about the initial chemical composition of the lake water. Essential variations in structure of drilling fluid components were established during studying the central channel of the core. It is assumed, that reactions which have led to similar transformations, can be connected with the high content of oxygen in lake water.

Elemental analysis of the cleanest samples showed increased concentrations of some elements. But because the samples were contaminated with drilling fluid, it is not possible to come to any firm conclusions about the composition of the lake water.

Keywords: Antarctica, Subglacial Lake Vostok, ice cores, Drilling fluid, Hydrocarbons, Organic composition, Chemical elements.

Tab. 4. Fig. 4. Ref. 23.

UDC [551.336 + 551.8] (99)

Reconstruction of Holocene relative sea-level changes in the Bunger oasis region (East Antarctica). Poleschuk K.V., Verkulich S.R. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 15–24.

New curve of postglacial relative sea level changes in the Bunger oasis region is based on paleogeographic data analysis. Within approximately 12000–7000 yr BP the sea level was rising (maximum of this lift — modern altitude marks 12 m). About 6000 yr BP the sea level started falling, that was complicated by two events: slowing of falling speed about 4600–4000 yr BP; slowing of falling speed, stabilization and moderate sea level rise during 2500–1000 yr BP. Comparison new curve with eustatic level changes data, results of glacio isostasy modeling, data about past glaciatio parameters and deglaciation process allowed to estimate the contribution of eustatic and tectonic (including glacio isostasy) components in relative sea level changes in the Bunger oasis region.

Keywords: Antarctic, Bunger Oasis, Holocene, bottom sediments, coastal forms of relief, fossil shells, radiocarbon dating, diatom analysis, sea level, glacial isostasy.

Fig. 3. Ref. 27.

UDC 551.465.73 (268.4)

Seasonal and interannual variability of Water thermohaline properties in the ows “Mike” area. Smirnov A.V., Korablev A.K., Vyazilova A.E. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 25–32.

An evolution of oceanographic properties in the OWS ‘Mike’ area for 1948–2013 is examined. Seasonal and interannual variability of water’s thermohaline properties is considered, as well as processes shaping the mean upper-layer annual cycle and the mechanisms governing the vertical mixing. During the time interval several steady periods were distinguished with positive (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) and negative (1976–1981, 1992–1997) salinity anomalies accompanied by coherent temperature anomalies.

Keywords: the Nordic Seas, seasonal and interannual variability, thermohaline regime.

Tab. 1. Fig. 1. Ref. 28.

UDC 551.326(269)

The characteristics of land-fast in Sanneffjorden bukta (Prudz Bay, East Antarctic). Ivanov B.V., Bezgreshnov A.M. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 33–40.

The field studies of the land-fast ice in the Sanneffjord (Prudz Bay) were carry-out in the 2010–2012 (56 and 57 RAE) near the Russian Antarctic station “Progress”. The researches involved a complex of sea ice physics, oceanographic, special meteorological and radiation observations. Morphometric measurements and thermal characteristics of the snow-ice cover were performed in special polygons and profiles. The new data on the thickness of snow over the land-fast ice and sea ice thickness, albedo, temperature and salinity of the snow-ice thickness, under ice water layer characteristics and frazil ice were obtained.

Keywords: Antarctic, land-fast ice, sea ice, snow, thermal and morphometric properties of sea ice, albedo.

Tab. 4. Fig. 5. Ref. 6.

UDC 551.465.6(268)

Balakin A.A., Alekseev G.V., Bogorodsky P.V., Kharitonov V.V., Sokolov V.T. Vertical heat fluxes in the upper 400-meter layer of Arctic basin according to observations at the drifting station “North pole-38”. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 41–56.

Results of the vertical heat fluxes calculation in the upper 400-meter layer along the trajectory of “North Pole-38” station drift during 2010–2011 are presented. Methodology of observations, received data and calculations are described. The values of heat fluxes are analyzed and compared to results of previous experiments.

Keywords: vertical heat flux, Atlantic water, Pacific water, sea ice cover, upper mixed layer, shielding effect, temperature gradient.

Tab. 1. Fig. 10. Ref. 40.

UDC 551.96.0+519.2

Assessment of climate impact on the socio-economic activities in the Northern Yakutia. Ivanov N.E., Makshtas A.P. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 57–74.

The article continues series of papers described the current climate of the northern Yakutia and area of Hydrometeorological Observatory Tiksi. The region under study is characterized by harsh winter and strong winds in the coastal part. Climatic characteristics of heating season parameters and bioclimatic indexes are calculated with data of standard meteorological observations executed at the network of continental and marine meteorological stations during 1978–2010. Climatic characteristics of strong winds and gales in the Tiksi area for the period 1936–2010 are presented.

Keywords: Hydrometeorological Observatory Tiksi, Northern Yakutia, applied climatology, heating season, bioclimatic indexes, gale.

Tab. 1. Fig. 5. Ref. 12.

UDC 551.326.12.2(268)

Maximum draft of ice ridge keels in the deep-sea area of the Arctic Ocean. Porubayev V.S. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 75–81.

Charts of the distribution of the maximum ice ridge keel draft in the deep-sea part of the Arctic Ocean are presented. It is shown that the ice ridge keel draft in the available data was not greater than 37 m. It is noted that the ice ridges by their geometrical parameters can be comparable to bergy bits, which makes their identification difficult. It is emphasized that some specification is required for the deep-sea part of the Arctic Ocean called the “Arctic Basin” in the Russian scientific literature, in terms of describing its boundaries.

Keywords: draft of keels, ice ridges, the Arctic Ocean.

Tab. 1. Fig. 2. Ref. 8.

UDC 551.46.713

The structure of semi-diurnal and diurnal tides in southwest Kara sea. Voinov G.N., Smirnov K.G. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 82–94.

The spatial structure of M_2 -tide and K_1 -tide in the Kara Sea is considered on the basis of average estimates of the harmonic constants received by all available sea level observation materials for the XX century. Results of the harmonic analysis of sea level observation are given in the open part of the Kara Sea in August, 2012. These results agree with new maps of M_2 -tide and K_1 -tide for August by average estimates.

Keywords: Kara Sea, tides, M_2 -tide, K_1 -tide, harmonic constants.

Tab. 4. Fig. 5. Ref. 26.

On providing geodynamic safety of oil and gas objects in the western sector of Russian Arctic. Melnikov N.N., Kalashnik A.I., Kalashnik N.A. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 95–103.

The prospects are considered of oil and gas production and transportation in the western sector of Russian Arctic. Possible geodynamic challenges are found both during field construction and hydrocarbon production and transportation. The analysis has been carried out of oil and gas fields being the basis for revealing basic group of impacts on safety and estimating prone- to- fails and emergencies oil and gas objects. Based on carried out studies in the region of the Barents Sea the conceptual approaches are suggested of providing geodynamic safety of oil and gas objects of the western sector of Russian Arctic. It includes the idea that relevant special geomechanical and geodynamical studies should be carried out for each stage of oil and gas object life cycle to be basic for development and implementation of geosafe preventive measures by the algorithm “work planning — hazard identification — risk assessment — geomechanical justification — development of risk minimization recommendations and measures”.

Keywords: Arctic, western sector, oil and gas objects, geodynamical safety

Fig. 3. Ref. 19.

UDC 913+94

Voyage of the “Cheluskin” — beginning of the new stage of the Arctic exploration (to the 80th anniversary of the event). Savatyugin L.M., Sokratova I.N. Problems of Arctic and Antarctic. № 2 (100). 2014. P. 104–108.

A historical analysis of the aims, tasks and course of the preparation of the voyage of the “Chelyuskin” steamship over the Northern Sea Route in 1933 are presented. The rescue campaign of the “Chelyuskinites” is described. The contribution of this epopee into further development of the Northern Sea Route is assessed.

Keywords: Arctic, Northern Sea Route, “Chelyuskin” steamship, Otto Shmidt, ice-breaker fleet

Fig. 4. Ref. 14.

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 2 (100)

Подписано в печать 16.06.2014
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 0250801

Типография ООО «Эс Пэ Ха»
188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15

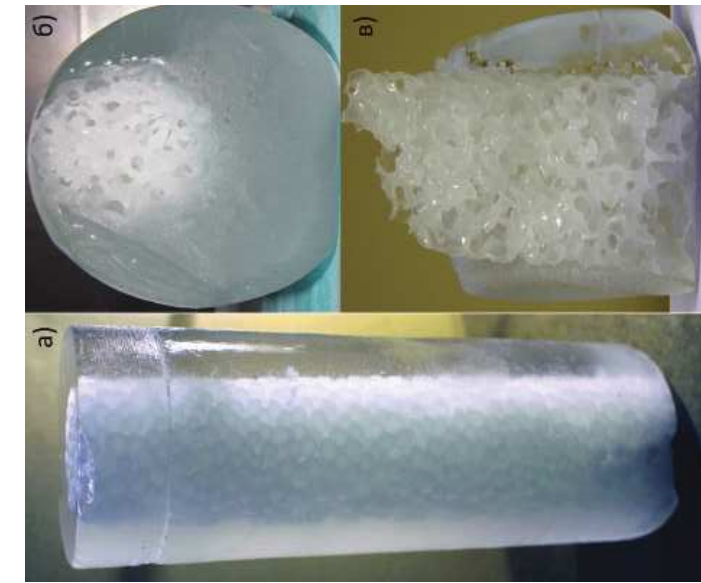


Рис. 1. Образец с гидратной сердцевинной с глубины 3426 м.

a — общий вид керна с гидратной сердцевинной; *б* — обработанный образец перед плавлением; *в* — гидратная сердцевина керна (скелет), оставшаяся после плавления периферийной части.

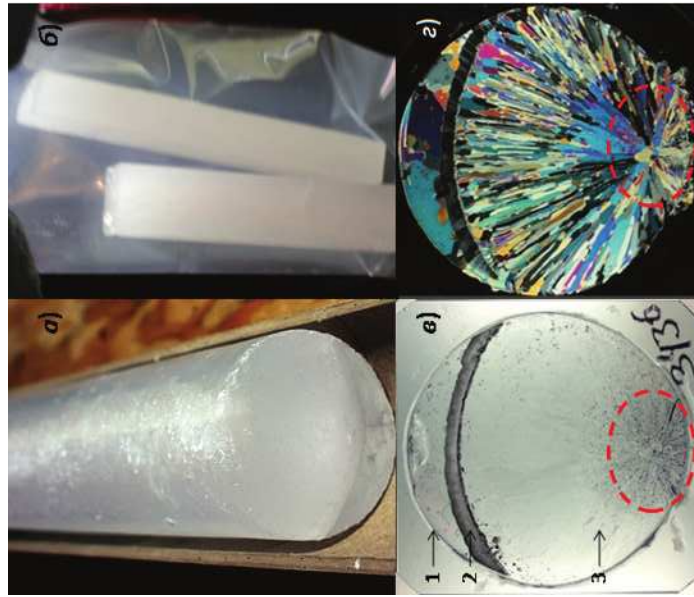


Рис. 2. Образец с глубины 3436 м с центральным каналом.

a — общий вид керна; *б* — призматические образцы центрального канала, вырезанные для анализа; *в* — поперечный срез керна в естественном свете (1 — атмосферный лед; 2 — гидратный слой; 3 — вторичный озерный лед); *г* — поперечный срез керна в поляризованном свете. Красной линией отмечена область центрального канала, взятая на анализ.

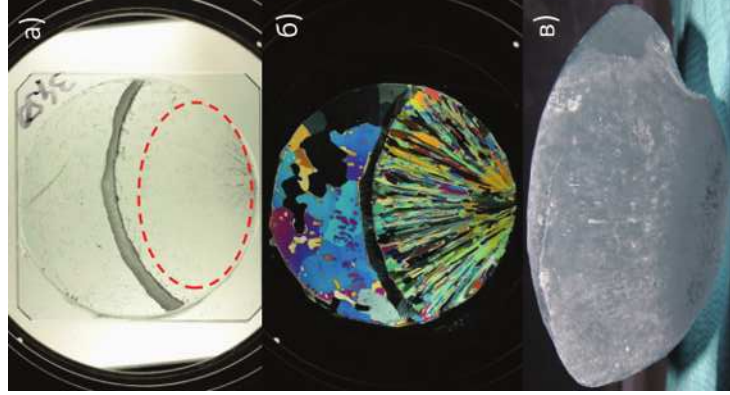


Рис. 3. Образец с глубины 3450 м.

a — поперечный срез ядра в естественном свете; *б* — поперечный срез ядра в поляризованном свете; *в* — обработанный образец перед плавлением. Красной линией отмечена область, взятая на анализ.

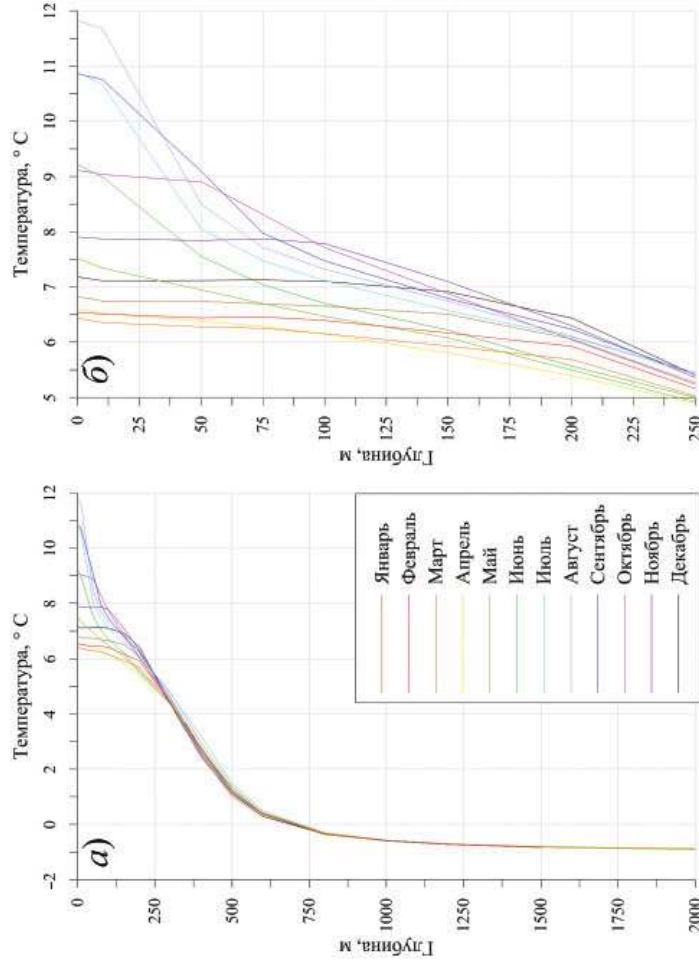


Рис. 1. Средние профили температуры по месяцам по всей толще вод (*a*) и в верхнем (0–250 м) слое (*б*) по данным КТМ.

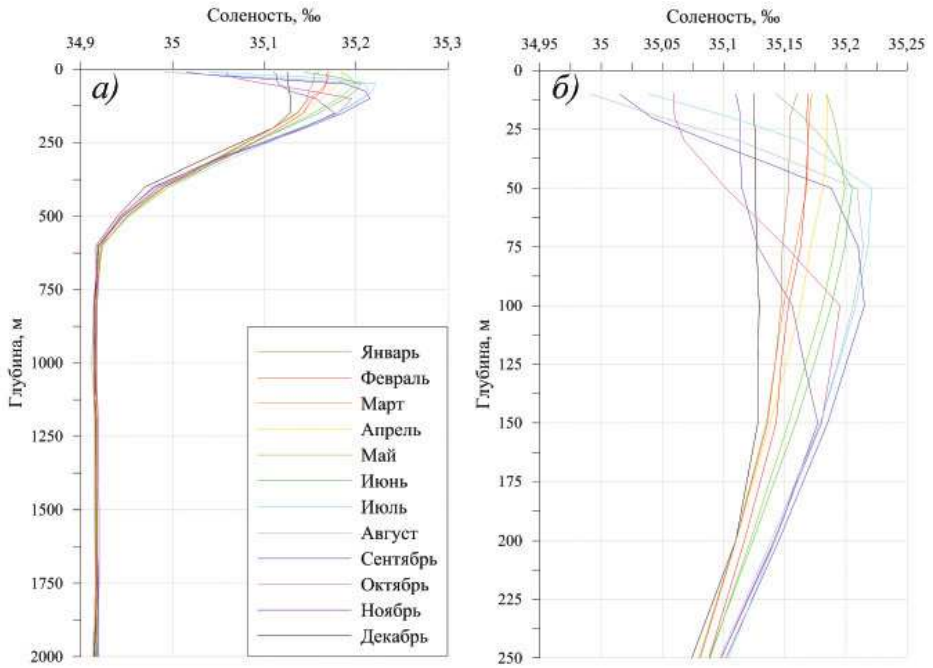


Рис. 3. Средние по месяцам профили солености по глубине (а) и в верхнем (0–250 м) слое (б).

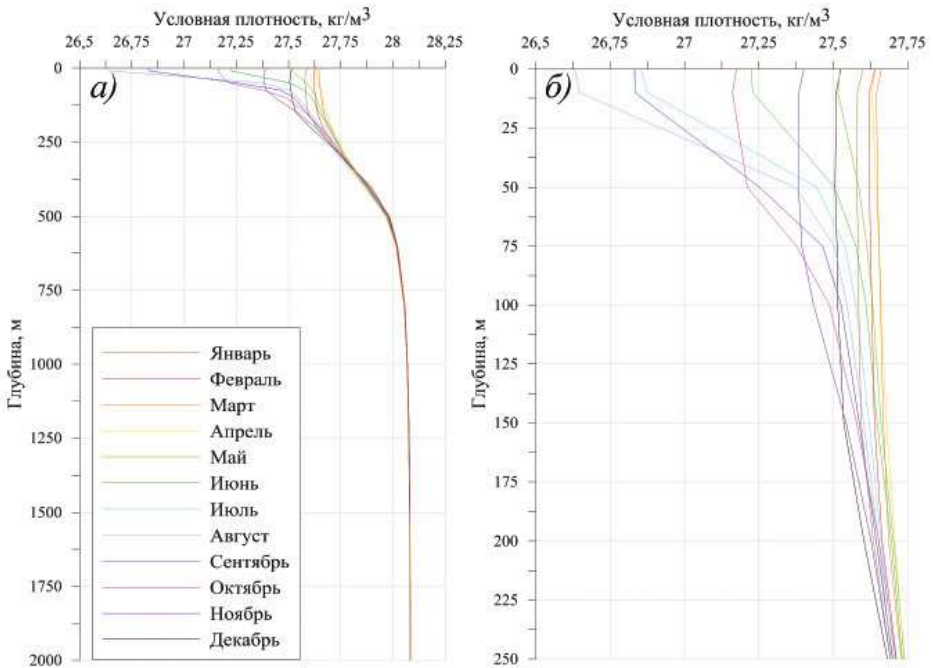


Рис. 4. Средние по месяцам профили плотности по глубине (а) и в верхнем (0–250 м) слое (б).

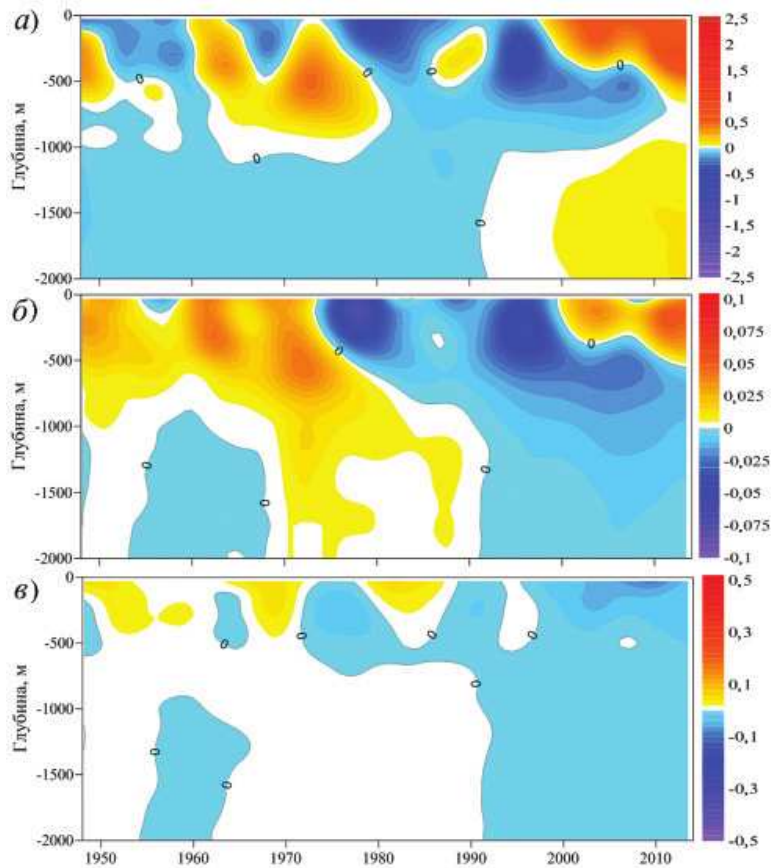


Рис. 5. Временные диаграммы аномалий температуры (а), солёности (б) и плотности (в) для района КПМ.



Рис. 4. Кристаллы внутриводного льда, всплывшие в лунке.