

## 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  $200 \text{ Вт/м}^2$ , в то время как для Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) их величина не превышает  $20 \text{ Вт/м}^2$  (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  $29 \text{ Вт/м}^2$ , 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/м<sup>2</sup> для ровного льда до 10,4 Вт/м<sup>2</sup> для льда со снежниками и 12,4 Вт/м<sup>2</sup> — для восторошенного (Perovich, Elder, 2002). Относительно большие (16,3 Вт/м<sup>2</sup>) 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/м<sup>2</sup>. Поток тепла на нижней границе верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в течение года колебался в пределах 0,3–1,2 Вт/м<sup>2</sup> (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/м<sup>2</sup> в холодный период, около 5 Вт/м<sup>2</sup> в период начала льдообразования и до 27 (в среднем — 10–15) Вт/м<sup>2</sup> в летние месяцы. Средний за период наблюдений поток тепла составил около 2,6 Вт/м<sup>2</sup> (McPhee et al., 2003). В 2008 г. в Амеразийском суббассейне в период льдообразования на нижней поверхности льда наблюдались потоки тепла до 10–15 Вт/м<sup>2</sup>, уменьшившиеся к апрелю 2009 г. до 0–3,5 Вт/м<sup>2</sup> (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/м<sup>2</sup> (Polyakov et al., 2013), в то время как в море Бофорга оно изменялось от 0,1 до 0,3 Вт/м<sup>2</sup> (Lique et al., 2014). В среднем оценки вклада АВ в поток тепла из океана в АВ близки к 2 Вт/м<sup>2</sup>, 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/м<sup>2</sup> (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). Льдина, 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-

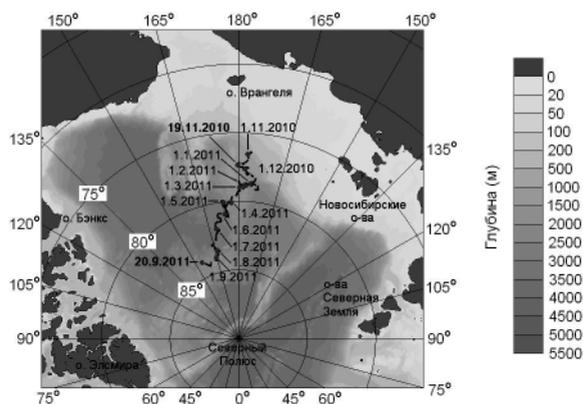


Рис. 1. Карта дрейфа станции СП-38.

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 STD-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 снежница 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 усреднением 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 быстрорастущего 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, усреднялись 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.

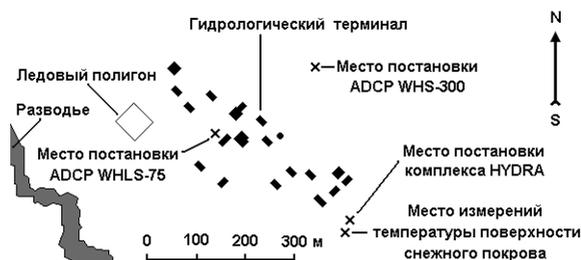


Рис. 2. Схема расположения построек (обозначены черными прямоугольниками) дрейфующей станции СП-38 и пунктов измерений по данным аэрофотосъемки от 2 декабря 2010 г.

### 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;  $\rho$  — 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;  $\Theta$  — 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).

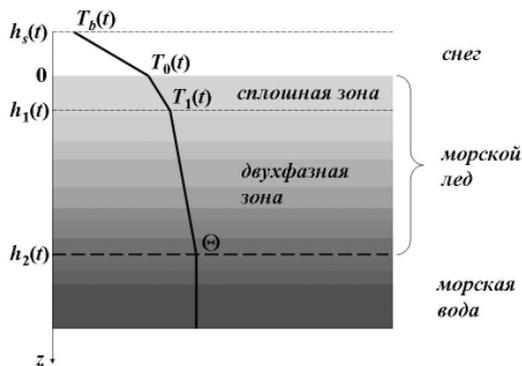


Рис. 3. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. Температура нижней поверхности льда равна температуре замерзания воды.

Данные по скорости течений были подвергнуты фильтрации и очищены от выбросов, отличающихся от среднего для горизонта значения более чем на  $3\sigma$ , где  $\sigma$  — 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;  $\gamma$  — 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-Сибирского 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

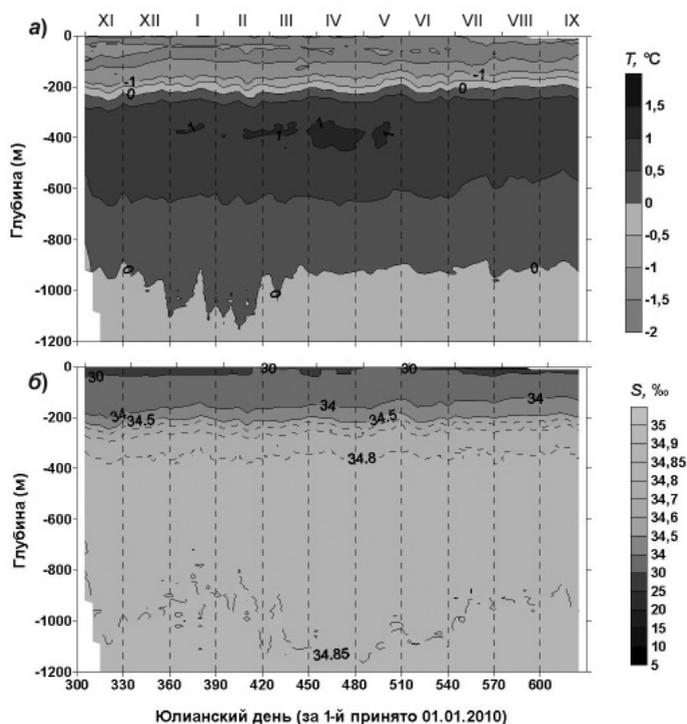


Рис. 4. Разрезы по температуре (а) и солёности (б) вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс-38».

воды (Никифоров, Шпайхер, 1980). На рис. 5 изображены профили температуры, солёности 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 °С и солёностью 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 °С и солёностью 34,5–35,0 ‰. Из-за длительного взаимодействия с более холодными окружающими водами их максимальная температура редко превышала 1 °С. Квазиоднородные слои в ядре АВ могут быть объяснены процессами двойной диффузии.

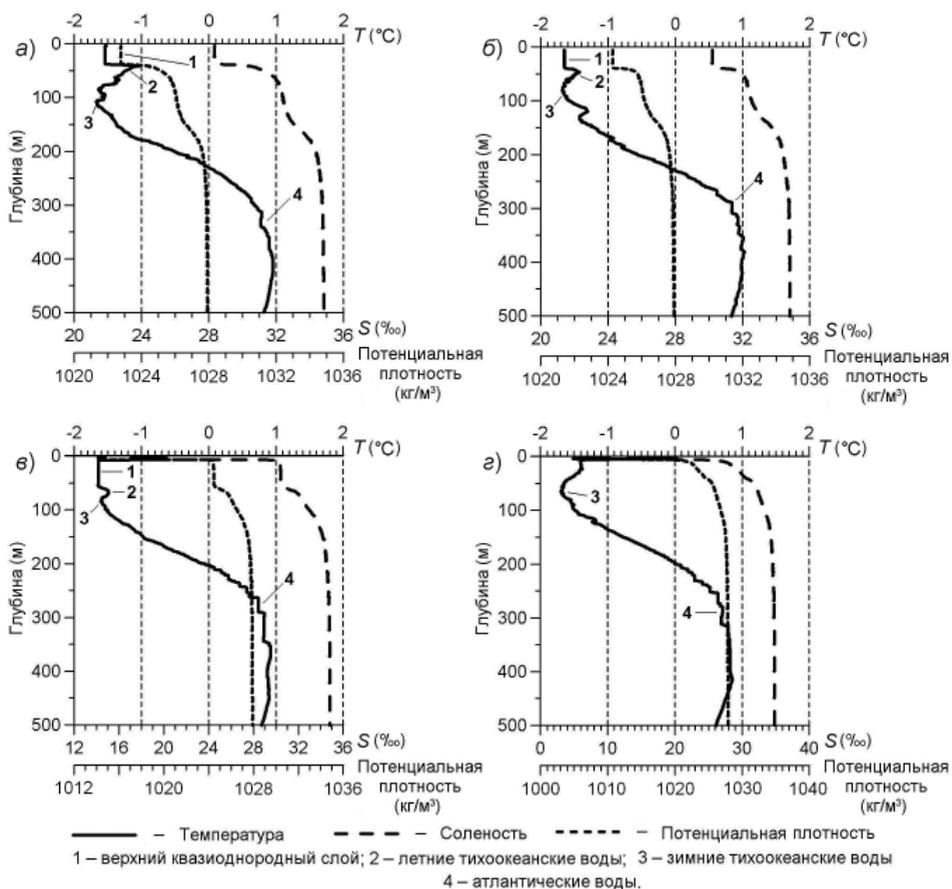


Рис. 5. Характерная термохалинная структура воды по данным гидрологических зондирований для каждого из сезонов: *а* — 25.11.20010; *б* — 10.03.2011; *в* — 20.06.2011; *з* — 15.08.2011.

### ПОТОК К ВКС

Расчеты по формуле (1) были выполнены по данным STD-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  $1 \text{ Вт/м}^2$ ), обусловленные большими перепадами температур (до  $1,4 \text{ }^\circ\text{C/м}$ ), 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.

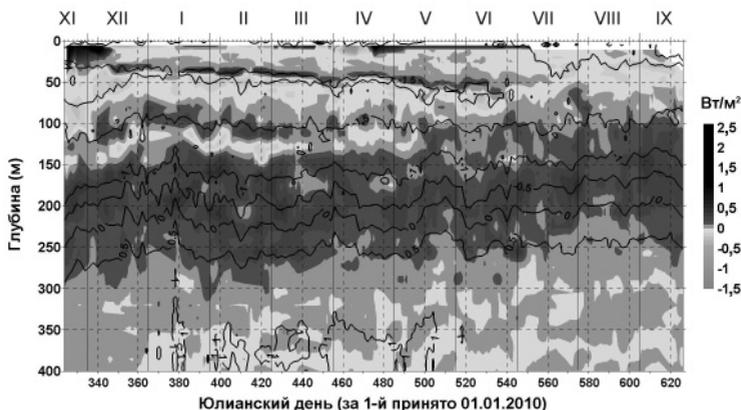


Рис. 6. Распределение вертикальных потоков тепла (Вт/м<sup>2</sup>) по глубине с 19 ноября 2010 г. по 20 сентября 2011 г.

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  $-0,4$  Вт/м<sup>2</sup> соответственно) величины потоков тепла. Эти же периоды характеризуются относительно большими, для данного района СЛО, величинами потока тепла от ВКС к нижней границе льда, достигающими  $5,5$  Вт/м<sup>2</sup> в период с 19.11 по 25.11 и  $3,5$  Вт/м<sup>2</sup> 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  $0,05$ – $0,15$  Вт/м<sup>2</sup> и  $0,15$ – $0,2$  Вт/м<sup>2</sup> соответственно, что отражено на рис. 7в, г, относящихся к зимнему и весеннему периоду.

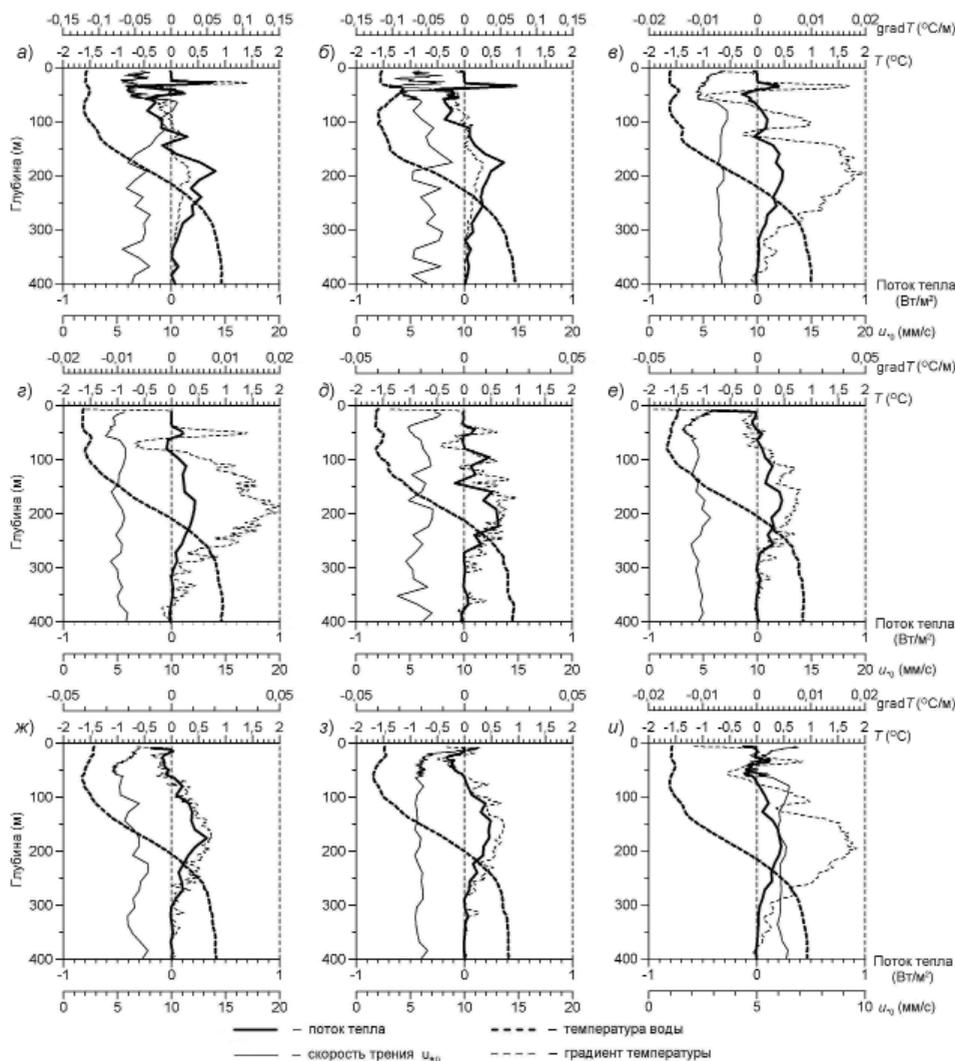


Рис. 7. Вертикальные профили потока тепла, скорости трения  $u_{*0}$ , температуры воды и ее вертикального градиента в разные периоды дрейфа: *а* — 19.11.2010–25.11.2010; *б* — 25.11.2010–3.12.2010 г.; *в* — 3.12.2010–11.05.2011; *г* — 11.05.2011–22.06.2011; *д* — 22.06.2011–26.06.2011; *е* — 26.06.2011–20.07.2011; *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 АБ 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 Вт/м<sup>2</sup>, 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  $7,5$  Вт/м<sup>2</sup>. 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  $2,25$  Вт/м<sup>2</sup>. Это близко к значениям, полученными в такое же время года в ходе экспериментов NPEO (до  $2$  Вт/м<sup>2</sup>) (McPhee et al., 2003) и SHEBA (до  $5$  Вт/м<sup>2</sup>, в среднем — около  $2,6$  Вт/м<sup>2</sup>) (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

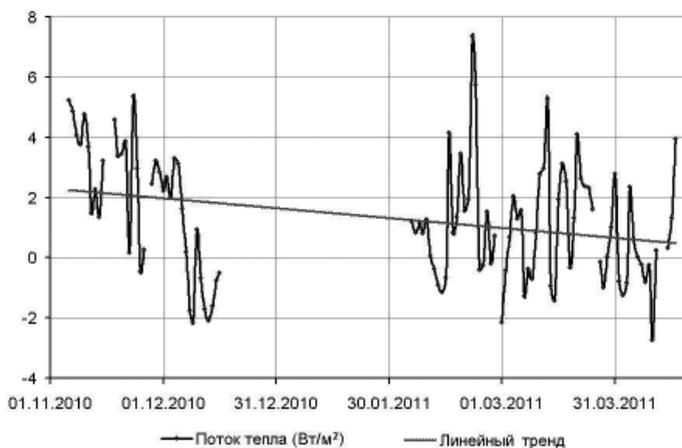


Рис. 8. Поток тепла от океана к нижней поверхности льда.

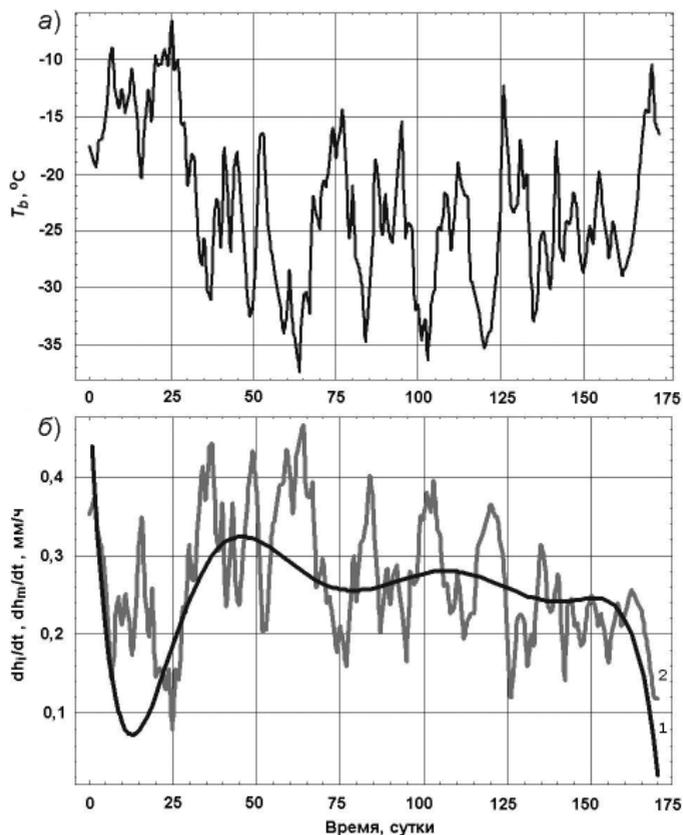


Рис. 9. Изменение температуры подстилающей поверхности (а) и скорости нарастания льда (б), измеренной (1) и рассчитанной (2) в зимний период дрейфа.

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 ( $dh_1/dt$ ) 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

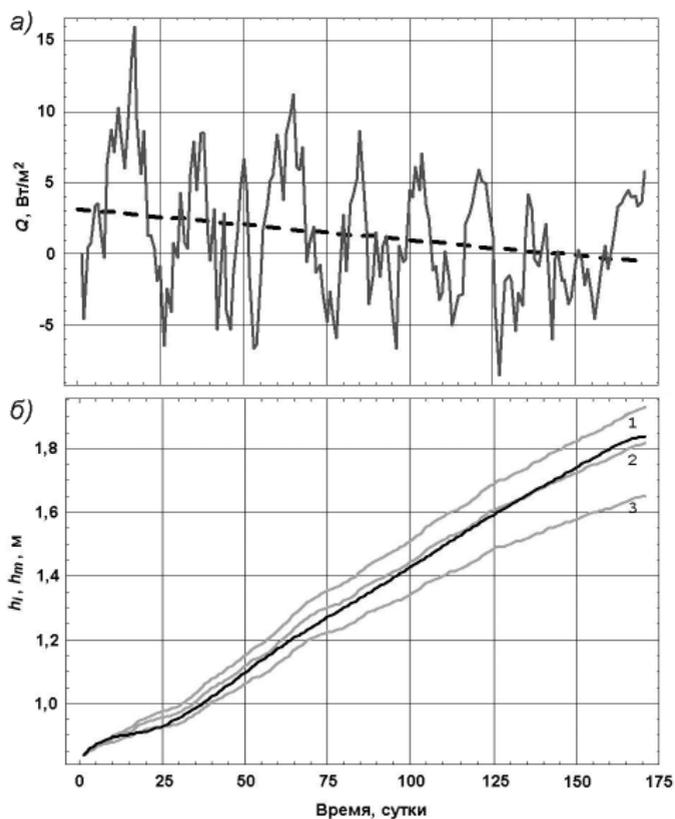


Рис. 10. Динамика потока тепла к нижней поверхности льда и ее тренд (а) и вариации измеренной (черная кривая) и смоделированной для потока тепла из океана 0 (1), 2 (2) и 4 Вт/м<sup>2</sup> (3) (серые кривые) толщины льда (б).

постепенно уменьшается с примерно 10 до 5 Вт/м<sup>2</sup>. 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, помимо того, 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<sup>2</sup>, увеличению потока на 1 Вт/м<sup>2</sup> соответствует уменьшение толщины льда примерно на 4–5 см. Наилучшее совпадение измеренной и рассчитанной толщин соответствует величине  $Q$ , близкой к 2 Вт/м<sup>2</sup>, 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 Вт/м<sup>2</sup>, возрастая в ряде случаев до 0,8 Вт/м<sup>2</sup>. 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<sup>2</sup>, характерную для данного региона СЛО в зимний период, и характеризовалось выраженным отрицательным трендом.

4. Для более реалистичного отображения картины динамики величин искомого потока 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.: Гидрометеоздат, 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 разводий 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.: Гидрометеоиздат, 1989. 141 с.
- Макитас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период / Под. ред. Ю.В. Николаева. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 68 с.
- Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 83 с.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 1960. 190 с.
- Трешников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 157 с.
- Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 1992. 52 с.
- Шутилин С.В., Макитас 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.