УДК 551.321.4 + 551.46.06 (043) Поступила 5 октября 2017 г.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛЬДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

В.В. ХАРИТОНОВ

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

Приведены измерения вертикальных профилей температуры льда во время дрейфа научной станции «Северный полюс-38» с ноября 2010 г. по сентябрь 2011 г. Измерения проводились в пяти точках, расположенных на различном льду: молодом, остаточном однолетнем, двухлетнем, многолетнем. В работе рассмотрена методика измерений, приведены температурно-временные профили для всех типов льда. В качестве примера приведен временной профиль для градиента температуры льда. Снежный покров дает существенное тепловое сопротивление, тем самым снижая тепловой поток между атмосферой и океаном. Периоды прогревания и выхолаживания льда в годовом цикле чередуются с периодами, когда распределение температуры льда по толщине близко к линейному: с максимальным градиентом зимой и нулевым — летом. Обсуждаются общие закономерности сезонной эволюции температуры льда. Холодный фронт распространяется вниз по ледяному покрову в целом с октября по июнь. Рост льда продолжается в среднем до середины мая, а прогрев льда до температуры таяния происходит преимущественно в августе.

Ключевые слова: толщина льда, температура льда, градиент, снежный покров, годовой цикл.

ВВЕДЕНИЕ

Арктический ледяной покров играет значительную роль в формировании глобального климата и может служить индикатором процессов, связанных с его изменениями. Рост или таяние льда зависят в основном от комбинации двух факторов: температуры воздуха и наличия или отсутствия снежного покрова. От температурного режима на верхней и нижней поверхности ледяного покрова зависит и характер распределения температуры в его толще. Регулярные экспериментальные исследования температурного режима морского льда проводились на ряде дрейфующих станций «Северный полюс», а среди зарубежных комплексных программ по исследованию льда следует выделить эксперимент «Surface heat energy balance of Arctic» (SHEBA), когда в течение года проводилось изучение системы «атмосфера — морской лед — поверхность океана» в море Бофорта.

Толщина и тепловой режим морского льда всегда были предметом исследований. По результатам работ на дрейфующих станциях «Северный полюс» были опубликованы статьи (Яковлев, 1962; Гайцхоки, Спицын, 1970). Дальнейшее развитие есть в работах (Назинцев, Панов, 2000; Лебедев и др., 2003). Начиная с 1991 г. регулярные отечественные исследования Северного Ледовитого океана были прерваны вплоть до 2003 г. Основные черты теории формирования температуры льда освещены в работах

Ю.П. Доронина (1969, 1997). Из зарубежных исследований можно отметить работы (Perovich, Elder, 2001) и (Gould, Jeffries, 2005). Результаты исследований подтверждают изменчивость температурного режима льда год от года. Изменение температуры воздуха, снегонакопление, проникновение под лед талой воды в период летнего таяния — могут ли эти и другие факторы привести к каким-либо принципиальным отличиям в тепловом состоянии ледяного покрова? С целью выяснения этого вопроса проводятся исследования термодинамических процессов в ледяном покрове в годовом цикле. Данная статья представляет результаты наблюдения за температурой ледяного покрова на дрейфующей научно-исследовательской станции «Северный полюс-38» в течение одиннадцати месяцев, когда лед проходил все стадии годового цикла, включающие рост и таяние. Приведены температурно-временные профили льдов различного типа.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Дрейфующая станция СП-38 начала свою работу 15 октября 2010 г. в точке Северного Ледовитого океана с координатами 76°07,7′ с.ш., 176°41,6′ з.д. Первое измерение температуры льда было выполнено 5 ноября 2010 г., последнее — 22 сентября 2011 г. К этому времени координаты станции были 83°55′ с.ш., 155°55,6′ з.д.

В течение дрейфа станции СП-38 выполнялись измерения температуры ровного льда в пяти точках в районе расположения станции, находящейся на поле сморози, состоящем изо льдов разного возраста и размеров, спаянных в единое целое (Бородачев и др., 1994). Поэтому лед во всех точках был разный: молодой, остаточный однолетний, двухлетний, многолетний. Толщина льда на момент начала эксперимента зависела от его возраста и изменялась в пределах 0,6–2,3 м.

В каждой точке была сделана скважина, измерены начальная толщина льда и превышение поверхности льда над уровнем океана. Названия точек и характеристики льда представлены в табл. 1. Минимальное расстояние между точками составляло 72 м, максимальное — около трехсот. В каждую скважину была вставлена полупрозрачная полиэтиленовая труба диаметром 25 мм и стенкой 2 мм с заглушенным нижним концом, верхний конец которой возвышался над поверхностью льда на заранее заданную

Таблица 1

Толщина льда в точках измерения температуры льда (см)

Характеристика льда	Точка	H_0	H_{max}	H_{end}	H_{snow}	ΔH	$\Delta H_{пов}$	$\Delta H_{ниж}$
Остаточный однолетний лед, снежный покров средней толщины	1-3	99	201	117	27	102	–27	–46
Молодой лед, снежный покров небольшой толщины	5-6	68	211	149	9	143	–25	–37
Двухлетний лед, снежный покров практически отсутствует	4-1	148	244	164	5	96	–33	–47
Многолетний лед, снежный покров средней толщины	М-1	239	301	239	28	62	–41	–21
Многолетний лед, снежный покров большой толщины	М-2	234	279	212	115	45	–67*	

Примечания: H_0 — толщина льда в начале измерений, H_{max} — максимальная толщина льда за год, H_{end} — толщина льда в конце измерений, H_{snow} — максимальная толщина снежного покрова, ΔH — прирост толщины льда к концу периода нарастания, $\Delta H_{пов}$ — величина стаивания верхней поверхности льда за период таяния, $\Delta H_{ниж}$ — величина стаивания нижней поверхности льда. * — $\Delta H_{пов} + \Delta H_{ниж}$.

высоту. После того, как трубы вмерзли в лед, были начаты регулярные (сначала через неделю, затем через две недели) измерения температуры воздуха в трубах с помощью погружного датчика на размеченном кабеле и измерителя температуры ТМЦ9210М4.

Теоретические исследования Г.А. Остроумова (1952) показали, а эксперименты (Харитонов, Морев, 2011) подтвердили отсутствие конвекции в трубах, т.е. температура воздуха в трубах соответствовала температуре льда.

Измерения проводились на горизонтах через 0,2 м, отсчеты глубины производились от верхнего края трубы. На каждом горизонте датчик выдерживался в течение 10–45 мин, в среднем 12–15 мин. Предварительно измерялась толщина снежного покрова, температура воздуха и поверхности льда. Толщина снежного покрова зависела от рельефа местности и для всех точек кроме одной изменялась незначительно.

Начиная с конца июля для измерения температуры ровного льда применялась другая технология. В ледяном покрове бурилась скважина глубиной 20 см, и на дне ее измерялась температура льда датчиком. Затем скважина углублялась до 40 см, на дне ее измерялась температура льда и т.д. по всей толщине льда. Данные об общей толщине льда были получены путем прямых измерений ледомерной рулеткой в скважинах вблизи от точек измерения температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В качестве примера на рис. 1 приведено распределение температуры в точке 5-6.

Режим приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в период дрейфа СП-38 целесообразно сравнить с данными, собранными в последние годы на других дрей-

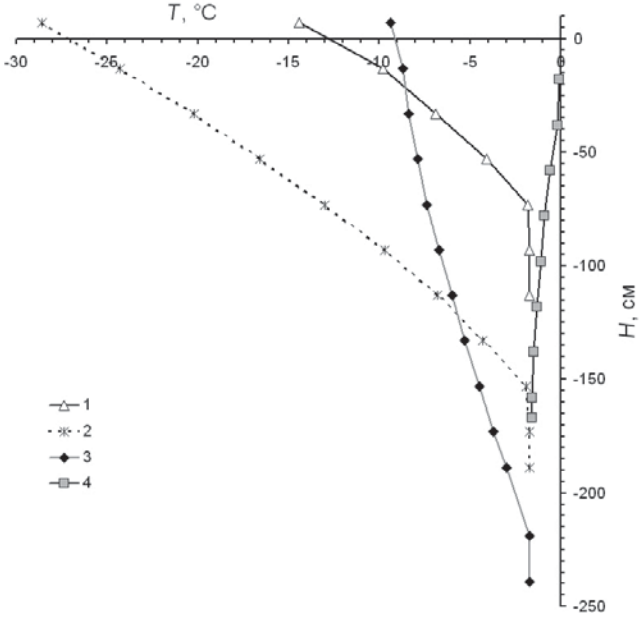

Рис. 1. Изменение температуры льда (*T*)в точке 5-6 с интервалом три месяца в зависимости от глубины *H*: *1* — 13 ноября 2010 г., *2* — 5 февраля 2011 г., *3* — 13 мая 2011 г., *4* — 11 августа 2011 г.

Толщина льда 29 октября 2010 г. в момент установки трубы равнялась 60 см (прямое измерение), 13 ноября 2010 г. оценивается в 77 см, 5 февраля 2011 г. — в 161 см, 13 мая 2011 г. — в 226 см, 11 августа 2011г. — в 149 см (прямое измерение). Толщина снежного покрова колебалась в пределах 0 –7 см.

фующих в центральной части Арктического бассейна станциях, т.к. с 1970-х гг. из-за потепления климата (Алексеев и др., 2015*а, б*) ПТВ претерпела существенные изменения. Данные о ПТВ начиная с дрейфа станции СП-32 в 2003 г. и заканчивая дрейфом станции «Северный полюс-2015» обобщены в табл. 2.

Таблица 2

Средняя приповерхностная температура воздуха (°С) в центральной части Арктического бассейна по данным дрейфующих станций СП-32 – «Северный полюс-2015»

Средняя ПТВ	Месяц											
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
По данным рейфующих станций в 2003–2015 гг.	–14,8	–23,7	–27,9	–28,0	–31,9	–32,0	–20,7	–7,4	–0,5	0,1	–1,1	–6,0
По данным дрейфа СП-38 (2010–2011 гг.)	–12,4	–15,2	–25,5	–23,3	–27,7	–25,1	–19,2	–8,2	–1,6	0,4	–0,3	–2,2
Разница температуры	2,4	8,6	2,4	4,7	4,2	6,9	1,5	–0,8	–1,1	0,3	0,8	3,8

В соответствии с приведенными данными зима на СП-38 выдалась аномально мягкой, ПТВ в период интенсивного нарастания льда (октябрь–март) была выше средних за рассматриваемый период, разница температур колебалась от 2,5 до 8,6 °С. В весенний период (апрель–июнь) ПТВ практически не отличалась от средней за период. Летний период (июль–сентябрь) также был на полтора градуса теплее среднего.

Температурно-временные профили для всех пяти точек представлены на рис. 2. Ключевые значения толщины льда для каждой точки сведены в табл. 1. Как видно из рисунка, периоды прогревания и выхолаживания льда в годовом цикле чередуются с периодами, когда распределение температуры льда по толщине близко к линейному: с максимальным градиентом зимой и близким к нулевому — летом.

Точки 4-1, 1-3 и 5-6 находились на ледовом полигоне. В точке 1-3 снег был тонкий (9–15 см) до конца января, потом толщина снега начала расти и в течение февраля–мая в среднем составила 26 см. Толщина льда здесь выросла с 90 см в октябре до 200 см в середине июля. В этой точке в период таяния наблюдалась максимальная абляция (Бородачев и др., 1994) с нижней поверхности ледяного покрова (46 см).

Молодой лед в точке 5-6 образовался предположительно в конце лета и к ноябрю, когда были начаты измерения, достиг толщины 60 см. Из-за тонкого снежного покрова в течение почти всей зимы получился существенный рост льда. В результате появившегося разводья и последующего торошения последнее измерение в этой точке было произведено 11 августа 2011 г. Хотя лед в точке 1-3 в начале измерений был примерно в полтора раза толще, чем в точке 5-6, к концу сезона роста они были примерно одинаковой толщины.

Точка 4-1 располагалась на участке двухлетнего льда толщиной около полутора метров. Толщина снежного покрова в течение всего периода наблюдений здесь была совершенно незначительной, с декабря по май в среднем 2 см. Толщина льда к лету выросла на 95 см.

Точка М-1 располагалась на многолетнем льду толщиной 239 см. Снежный покров здесь к середине декабря вырос до 18 см и до середины июня в среднем составлял 21 см. Из-за этого, а также большой начальной толщины льда за годовой цикл прироста льда не произошло. В этой точке наблюдалась высокая абляция с нижней поверхности льда (41 см) и минимальная — с верхней (21 см).

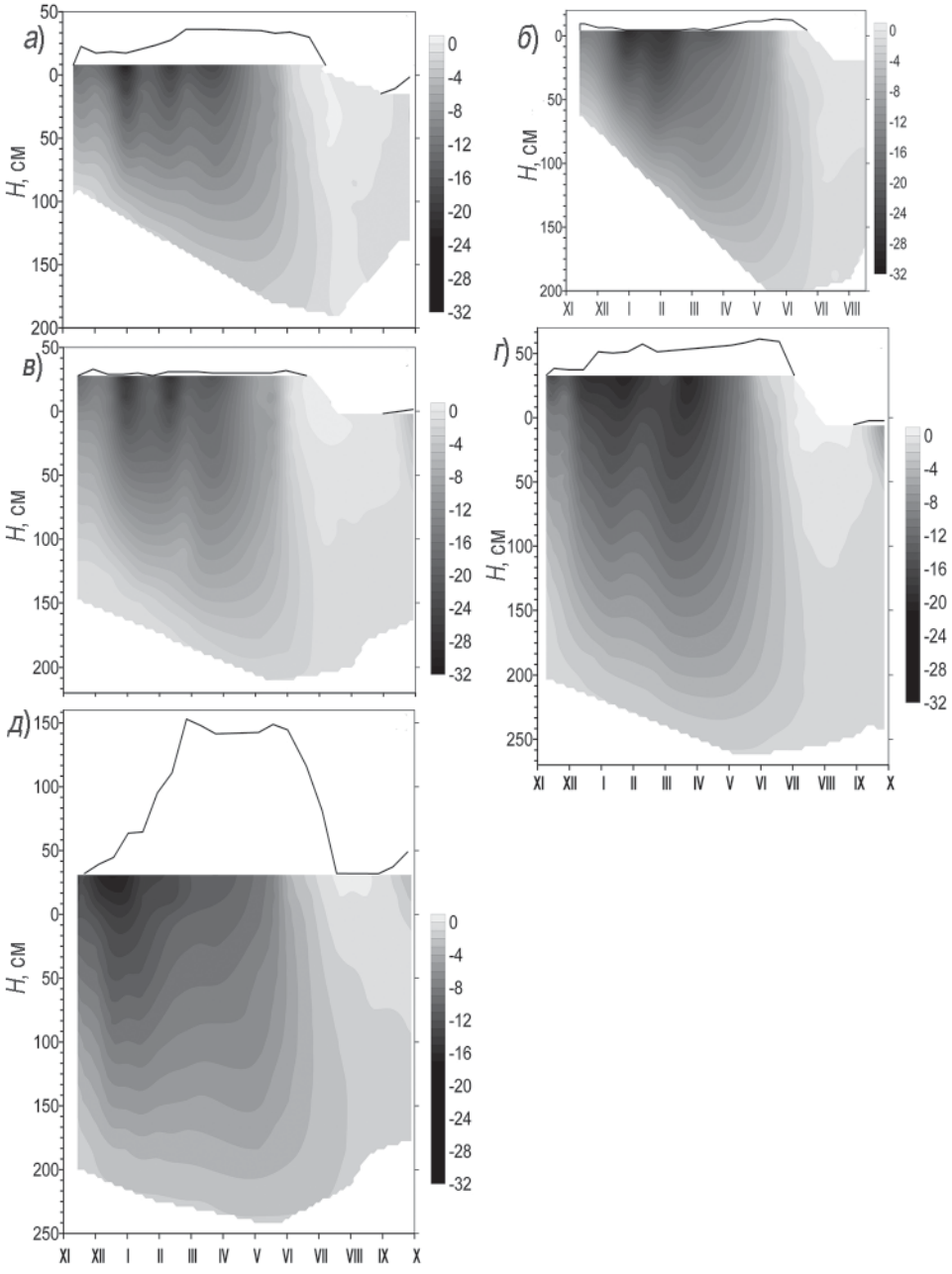

Рис. 2. Температурно-временные профили.

а — остаточный однолетний лед со снежным покровом средней толщины (точка 1-3); *б* — молодой лед со снежным покровом небольшой толщины (точка 5-6); *в* — двухлетний лед с практически отсутствующим снежным покровом (точка 4-1); *г* — многолетний лед со снежным покровом средней толщины (точка М-1); *д* — многолетний лед со снежным покровом большой толщины (точка М-2). Черная линия на графиках — высота снежного покрова.

Точка М-2 также находилась на многолетнем льду толщиной 234 см. Ее отличало наличие снежного покрова большой толщины в течение длительного времени — начиная с середины февраля и до конца мая. Поэтому температура льда здесь была выше и прирост льда минимальный из всех пяти точек наблюдения — всего 45 см. К сожалению, в этой точке не отмечена величина абляции с верхней поверхности, поэтому известно только уменьшение общей толщины льда к концу периода таяния — 67 см. В результате толщина льда за год уменьшилась на 22 см.

Всего лишь в одной точке 1-3 (рис. 2*а*) в течение примерно месяца со второй декады июля по вторую декаду августа наблюдалась близкая к нулю температура льда по всей толщине. По всей вероятности, это вызвано попаданием под лед большого количества талой пресной воды.

Неравномерное распределение снега по поверхности ледяного покрова приводит к пространственной неоднородности температурного поля и возникновению горизонтальной составляющей теплового потока в нем. В работе (Perovich, Elder, 2001) рассмотрен случай, когда торос располагался рядом со снежницей, т.е. скоплением на льду талой воды, главным образом благодаря таянию снега. Сравнив профили температуры льда под снежницей и находящегося в нескольких метрах льда полностью консолидированного, т.е. смерзшегося в единый монолит тороса, авторы оценили величину горизонтального теплового потока. Даже в таком экстремальном случае он не превышает половины от величины вертикального теплового потока. На рис. 3 приведено для примера временное распределение вертикального градиента температуры по толщине льда в точке 1-3.

Для периода выхолаживания (ноябрь–март) характерны повышенные значения градиента, достаточно равномерно распределенные по толщине льда. В периоды сильного понижения температуры воздуха, как это было в декабре, видно, что возрастание градиента начинается с верхних слоев льда и распространяется вниз. Со временем градиент постепенно выравнивается, становясь равномерным по глубине. Следующий за периодом похолодания период потепления уменьшает градиент в верхней части льда с последующим его выравниванием. Начиная с середины апреля характер распределения градиента несколько меняется в сторону смещения максимума в область нижней половины льда. Такой характер сохраняется до середины августа, когда градиент становится близким к нулю по всей толщине ледяного покрова. Осеннее

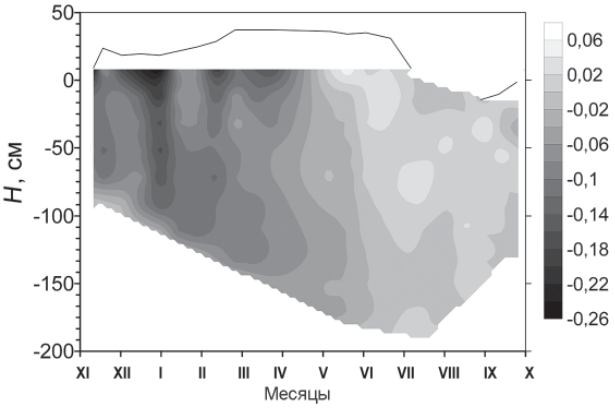

Рис. 3. Временное распределение вертикального градиента температуры по толщине льда (*H)* в точке 1-3. Значения градиента приведены в °С/см.

выхолаживание приводит к следующему циклу нарастания градиента температуры сначала в верхнем слое льда и далее вниз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Г.Н. Яковлев (1962) рассмотрел вопрос типизации распределения температур в толще ледяного покрова, а также привел изоплеты в ледяном покрове толщиной 3,5 м в течение годового цикла. Сравнивая наши данные с данными Г.Н. Яковлева, можно отметить хорошее совпадение основных типичных случаев стратификации температуры по толщине льда, характерных для разных периодов года. Спустя почти полвека температурный режим на различных глубинах в течение годового цикла также имеет сходный характер.

D.K. Perovich и B.C. Elder (2001) в заключительной части своей статьи резюмируют общие закономерности сезонной эволюции температуры льда: во-первых, распространение холодного фронта вниз по ледяному покрову осенью, во-вторых, низкая температура и рост льда поздней осенью, зимой и ранней весной и, в-третьих, прогрев до температуры таяния летом. Авторы используют понятие холодного фронта из метеорологии, и в данном случае это передний край более холодной массы льда. Полученные нами результаты позволяют сделать некоторые уточнения. Временные профили градиента температуры льда показывают распространение холодного фронта вниз не только осенью, но в целом с октября по июнь. В работе (Гайцхоки, Спицын, 1970) показано наличие ненулевого градиента температуры льда вплоть до середины июня. Зимой 2010/11 г. в центральной части Арктического бассейна самый холодный лед был в период с середины декабря по середину апреля, а рост льда продолжался в среднем до середины мая. К.П. Тышко и С.М. Ковалев (2005) отмечают прекращение роста льда большой толщины (свыше 130–140 см) к концу мая. Прогрев льда до температуры таяния происходит преимущественно в августе.

В период низких температур воздуха (ноябрь–май) чем толще лед и тоньше снег, тем ниже температура льда. Это констатируется и в работе (Perovich, Elder, 2001). Но что из этих двух факторов — толщина льда или толщина снежного покрова — играет определяющую роль в температуре льда? Из теоретических работ Ю.П. Доронина (1997) вытекает, что их влияние на температуру льда примерно равнозначно.

Диапазон изменения градиента температуры на верхней поверхности льда в холодный период года составил –0,06… –0,33 °С/см, в среднем — –0,15 °С/см. Максимальный положительный градиент 0,05 °С/см на верхней поверхности ледяного покрова зафиксирован в конце мая, когда произошло резкое потепление воздуха до нулевой температуры. Приведенный в работе (Gould, Jeffries, 2005) диапазон изменения градиента температуры на верхней поверхности озерного льда Аляски из-за существенно меньшей толщины льда смещен в сторону бóльших величин: –0,20… –0,58 °С/см. Авторы также полагают, что при частых изменениях погоды с резкими перепадами температуры воздуха и выпадающими осадками в виде дождя колебания толщины льда могут быть чаще, чем период наблюдений. Вероятно, для тонкого озерного льда это актуально, но при больших толщинах морского льда такие колебания трудно зафиксировать.

Изоплеты температуры повторяют ход поверхностной температуры ледяного покрова, однако с глубиной становятся более и более плавными, сглаживая резкие ее перепады. Анализ изоплет рис. 2 показывает, что глубина, на которой колебания температуры верхней поверхности льда полностью сглаживаются, составляет примерно 3/4 от общей толщины льда. Между тем распространение колебаний темпера-

туры в глубь льда зависит от амплитуды колебаний на поверхности. Б.Я. Гайцхоки и В.А. Спицын (1970) полагают, что колебания температуры на поверхности ледяного покрова с периодом в пределах месяца проникают в лед на глубину порядка метра. На рисунках, приведенных в работе (Perovich, Elder, 2001), видно, что эти колебания при значительных перепадах температуры воздуха распространяются практически до нижней поверхности ледяного покрова.

Рис. 2 демонстрирует, что изоплеты в период с ноября по апрель плавно понижаются, особенно это заметно в нижней части ледяного покрова, а начиная с мая резко идут вверх. Такая картина хорошо согласуется с отмеченной Ю.Л. Назинцевым и В.В. Пановым (2000) особенностью: накопление холода в ледяном покрове происходит относительно медленно, потери же его происходят вдвое быстрее.

К.П. Тышко и С.М. Ковалев (2005) после проведенных исследований вертикального распределения температуры ледяного покрова в ряде арктических морей выявили заметный прогрев во второй половине апреля его нижнего слоя в результате проникающей в лед радиации. Толщина этого слоя колебалась от 2 до 7 см. В нашей работе этот эффект не отмечен, возможно, из-за большого по глубине интервала измерений.

Толщина многолетнего льда в точке М-1 к концу цикла наблюдений не изменилась (239 см), а в точке М-2 уменьшилась на 22 см и стала равной 212 см. В работе (Фролов и др., 2011) приводятся данные измерений толщины ровного дрейфующего льда (вне торосистых образований) на участке Земля Франца-Иосифа — Северный полюс в июле–августе 2006–2009 гг. Результаты показали, что максимум распределения толщины старых льдов приходится на диапазон 220–240 см. В частном сообщении С.В. Фролов отметил, что если в 1990–2004 гг. средняя толщина старых льдов была 240 см, то в 2006–2008 гг. — уже 214–224 см, а в 2009–2011 гг. — 221–231 см. Можно предположить, что многолетний лед в центральной части Арктического бассейна, достигнув некоторой толщины, находится в равновесном состоянии, не увеличивая с возрастом свою толщину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнение данных о температуре ледяного покрова на дрейфующей станции «Северный полюс-38» в 2010–2011 гг. с данными Г.Н. Яковлева показывает хорошее совпадение основных типичных случаев стратификации температуры по толщине льда, характерных для разных периодов года. Спустя почти полвека температурный режим на различных глубинах в течение годового цикла также имеет сходный характер.

2. При обобщении каких-либо результатов исследований, приводимых разными авторами, по-видимому, следует учитывать экстремальные значения. Хорошим примером здесь может служить вопрос максимальной глубины, на которую проникают колебания температуры верхней поверхности льда. При значительных перепадах температуры воздуха они распространяются практически до нижней поверхности ледяного покрова.

3. Многолетний лед в центральной части Арктического бассейна, достигнув некоторой толщины, находится в квазиравновесном состоянии, не увеличивая существенно с возрастом свою толщину.

Автор выражает благодарность океанологу станции «Северный полюс-38» А.А. Балакину за помощь в полевых работах и С.М. Ковалеву за ценные замечания при обсуждении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И. и др. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015*а*. № 2. С. 5–40.

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

Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 128 с.

Гайцхоки Б.Я., Спицын В.А. Некоторые результаты измерения температуры льда на дрейфующей станции «Северный полюс-13ф» // Труды ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 154–158.

Доронин Ю.П. Рост и таяние морского льда // Морской лед / Под ред. И.Е. Фролова и В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. С. 107–125.

Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 299 с.

Лебедев Г.А., Сухоруков К.К., Ковалев С.М. Термическое разрушение морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 184 с.

Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 84 с.

Остроумов Г.А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. М.; Л.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1952. 256 с.

Тышко К.П., Ковалев С.М. Некоторые особенности температурного режима ледяного покрова арктических морей в середине весеннего периода // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 92–102.

Фролов С.В., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э. и др. Результаты наблюдений за толщиной ледяного покрова по данным высокоширотных арктических морских экспедиций // Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 374–384.

Харитонов В.В., Морев В.А. Метод исследования внутреннего строения торосов и стамух с помощью технологии термобурения // Метеорология и гидрология. 2011. № 7. С. 49–58.

Яковлев Г.Н. О типизации распределения температур в толще ледяного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 1962. Вып. 10. С. 77–80.

Gould M., Jeffries M. Temperature variations in lake ice in central Alaska, USA // Annals of Glaciology. 2005. Vol. 40. P. 1–6.

Perovich D.K., Elder B.C. Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature // Annals of Glaciology. 2001. Vol. 33. № 1. P. 207–211.

V.V. KHARITONOV

SEASONAL VARIABILITY OF ICE TEMPERATURE UPON THE RESULTS OF MEASURING AT «NORTH POLE - 38» DRIFTING STATION

Vertical profiles of ice temperature were measured in November 2010 – September 2011 at “North Pole-38” drifting station. These observations were made at five locations, including young ice, residual first-year ice, second-year ice, multi-year ice. Methods of measurements are considered. Time-temperature profiles for all types of ice as well as time profile for the gradient of temperature of ice, as an example, are shown. A snow cover gives substantial thermal resistance, reducing a heat flux between atmosphere and ocean. The periods of warming-up and cooling of ice in the annual cycle alternate with periods, when vertical distribution of ice temperature close to linear: with a maximal

gradient in winter and zero gradient in summer. A general pattern of the seasonal evolution of ice temperature is discussed. A cold front is propagating down through the ice from October to June. Ice growth lasts, on the average, to a middle of May. Warming of ice to the freezing point occurs mainly in August.

Keywords: ice thickness, ice temperature, gradient, snow cover, annual cycle.