

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.322

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-213-224

## Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых)

© 2017 г. П.В. Богородский<sup>1\*</sup>, А.С. Грубый<sup>1</sup>, В.Ю. Кустов<sup>1</sup>,  
А.П. Макштас<sup>1</sup>, Л.А. Соколова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*bogorodski@aari.ru

## Crowth of the fast ice and its influence on the freezing of bottom sediments in the Buor-Khaya Bay coastal zone, Laptev Sea

P.V. Bogorodskii<sup>1\*</sup>, A.S. Grubiy<sup>1</sup>, V.Y. Kustov<sup>1</sup>, A.P. Makshtas<sup>1</sup>, L.A. Sokolova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

\*bogorodski@aari.ru

Received February 25, 2017

Accepted August 9, 2017

**Keywords:** *bottom sediments, energy and mass transport, ice forming, shallow water zone, sub-ice water layer.*

### Summary

Results of the ice and hydrological measurements carried out in the winter of 2014/15 in the Tiksi Gulf (Buor-Khaya Bay) are described. These data served a basis for development of a conceptual thermodynamic model of seasonal freezing of the sea water layers and underlying bottom sediments in the sea-shore zone. The model uses two methods of localization of the phase transition zones: a classical (frontal) one is used for water, while another one within the range of temperatures – for the bottom. For real atmospheric conditions, we investigated specific features of the water freezing through in the shallow coastal zone of the Laptev Sea. The quantitative characteristics of the process were obtained. The calculations demonstrated that the distinguishing feature of the process is a stabilization of the ice thickness, taking place due to essential increasing of a salinity of the sea water. As a result of this, a shallow water body does not frozen through down to the bottom at even the very low air temperatures. Cooled salt waters does not allow liquid to be frozen in pores of the bottom ground. Salinization of the under-ice water layer can cause the melting of fast ice in the shallow water with its simultaneous increase away from the coast. Ice formation in water layers and bottom sediments begins at the same time, although it proceeds differently at different depths. Due to salinization of the bottom ground a continuous frozen zone is not formed, and the whole layer of freezing precipitation is a two-phase (partially frozen) area. As a whole, the model estimates of the process parameters including the motions of the phase fronts agree with known data of direct measurements. Despite such conformity, the model data should be considered as only evaluative ones. If a bottom is flat, the horizontal mixing and advection, which are not reproduced by a one-dimensional model in principle, the actual salinity parameters will most likely not reach the calculated values. However, for small values of the tides in the Buor-Khaya Bay and insignificant reverse flows of salt, effect of the last ones does not apparently exert significant influence on the intensity of cooling of the under-ice water layer as well as on the ice formation in upper layers of the bottom within such time scales as a season.

**Citation:** Bogorodskii P.V., Grubiy A.S., Kustov V.Y., Makshtas A.P., Sokolova L.A. Crowth of the fast ice and its influence on the freezing of bottom sediments in the Buor-Khaya Bay coastal zone, Laptev Sea. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 58 (2): 213–224. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-213-224

Поступила 25 февраля 2017 г.

Принята к печати 9 августа 2017 г.

**Ключевые слова:** *донные отложения, льдообразование, мелководье, подлёдный слой моря, энерго- и массоперенос.*

Представлены и проанализированы данные стандартных ледовых наблюдений зимой 2014/15 г. в бухте Тикси (губа Буор-Хая, южная часть моря Лаптевых). Описаны особенности изменчивости поля температур в припайном льду и подлёдном слое моря. Данные наблюдений дополнены модельными оценками замерзания слоя воды и верхних слоёв донных отложений.

## Введение

Припайный (неподвижный) лёд, формирующийся вдоль материкового и островного побережий моря Лаптевых, представляет собой характерную особенность его ледового ландшафта и относится к наиболее развитым в морях сибирского шельфа. Почти весь припай моря Лаптевых образуется в южной и юго-восточной частях моря, причём его максимальная площадь (около 40% акватории) в наименьшей степени зависит от межгодовых колебаний гидрометеорологических условий по сравнению с площадью неподвижного льда в других арктических морях [1]. Припай – обычный конжеляционный лёд, образующийся при смерзании начальных форм дрейфующего льда (ледяное сало, снежура) на прибрежном мелководье, где естественные неровности суши способствуют их сцеплению с берегом. По данным полярных станций, становление припая происходит при достижении им толщины 5–10 см, а через 10–15 суток после начала устойчивого льдообразования он появляется у береговой черты в виде ледяных заберегов [1, 2]. На малых глубинах слой воды может промерзнуть полностью и образовавшийся лёд начинает непосредственно влиять на изменение физико-механических свойств донных осадков, в том числе за счёт их промерзания и появления новообразований мёрзлых пород [3–5].

Изучение припая моря Лаптевых началось практически одновременно с созданием сети полярных станций в Арктике (1930-е годы) и активно продолжается до настоящего времени. Библиография соответствующих работ, посвящённых в основном феноменологическому описанию и режимным особенностям формирования припайного льда моря Лаптевых, насчитывает сотни названий. С конца 1970-х годов начинают появляться работы, посвящённые математическому моделированию припая моря Лаптевых. Среди последних отметим работу [6], посвящённую моделированию его годовой эволюции. В качестве атмосферного форсинга в нестационарной термодинамической модели, описанной в указанной работе, использованы данные 2012–2013 гг. полярной станции на о. Котельный, за исключением снегонакопления, которое задавалось данными реанализа ECMWF. Несмотря на не вполне удовлетворительное воспроизведение атмосферными реанализами интенсивности выпадения твёрдых осадков, с помо-

щью задания приемлемых величин потока тепла из моря и альbedo подстилающей поверхности авторы [6] получили близкие к реальным модельные оценки роста припая, а также пришли ко вполне очевидному выводу о влиянии этих параметров на толщину льда и темпы её изменения.

В отличие от промерзания прибрежных слоёв воды замерзание донных осадков моря Лаптевых изучено гораздо хуже. Однако эта проблема актуальна, в частности, для изучения метанового потенциала морей Восточной Арктики [7], очевиден также её прикладной аспект [3], но степень изученности в этом отношении сравнительно невелика. До последнего времени имелись лишь обзорные карты распределения различных типов отложений, а также самые общие сведения об их теплофизических свойствах [8]. Ситуация стала меняться с началом реализации международных проектов по изучению подводной мерзлоты с помощью бурения с неподвижного льда [9–13]. Наиболее детальные исследования донных отложений шельфа моря Лаптевых выполнены отечественными и зарубежными исследователями в районе дельты р. Лена и западной части губы Буор-Хая, вблизи пос. Тикси [14, 15]. Эти работы показали, что донные грунты могут находиться в охлаждённом состоянии без включений льда, но также быть частично или полностью мёрзлыми. Помимо этого, получены первые достоверные данные о составе, криогенном строении и теплофизических свойствах образцов мёрзлых и талых грунтов и их изменениях до глубин более 50 м [9–11].

Отметим, что, несмотря на наличие экспериментальных данных, математические модели сезонного льдообразования в донном грунте практически отсутствуют, а имеющиеся, как правило, не описывают взаимосвязей процессов энерго- и массообмена в пограничных слоях моря, атмосферы и дна [16], хотя они и очевидны. Как следствие, нет и единого мнения о механизме промерзания донных отложений [4]. Считается, что оно начинается после полного смерзания льда с дном, однако имеются данные, свидетельствующие об обратном [5]. Известен ряд природных и технологических процессов, один из элементов которых – замораживание талых грунтов охлаждёнными до отрицательных температур минерализованными водами. Так, в практике бурения скважин широко используется способ бурения влажных пород, основанный на замораживании поровой влаги закачиваемой в

скважину охлаждающей жидкости на основе или с добавлением солей [17]. Эффективность этого способа установлена экспериментально. Построены математические модели, позволяющие количественно и качественно описать процесс [17].

Настоящая работа посвящена изучению процессов льдообразования в прибрежной части моря Лаптевых на основе совместных экспериментальных и теоретических исследований льдово-гидрологического режима бухты Тикси (западная часть губы Буор-Хая) зимой 2014/15 г. В полевых условиях измерены термическая структура замерзающего слоя морской воды, а также динамика толщины снежно-ледяного покрова. Для исследования влияния роста припая на сезонное промерзание донных осадков предложена термодинамическая модель, рассматривающая контактирующие слои воздуха, снега, льда, воды и грунта в качестве единой системы, связанной тепловым взаимодействием, что принципиально отличает её от аналогов для отдельных сред. Модель использует оба известных способа локализации области фазового перехода: классический (фронтный) для припайного льда и в спектре температур – для слоя донных осадков. С использованием имеющихся параметров донных отложений и

данных стандартных метеонаблюдений получены качественные и количественные характеристики процесса формирования ледяного покрова на мелководье арктических морей.

### Объект и методы исследований

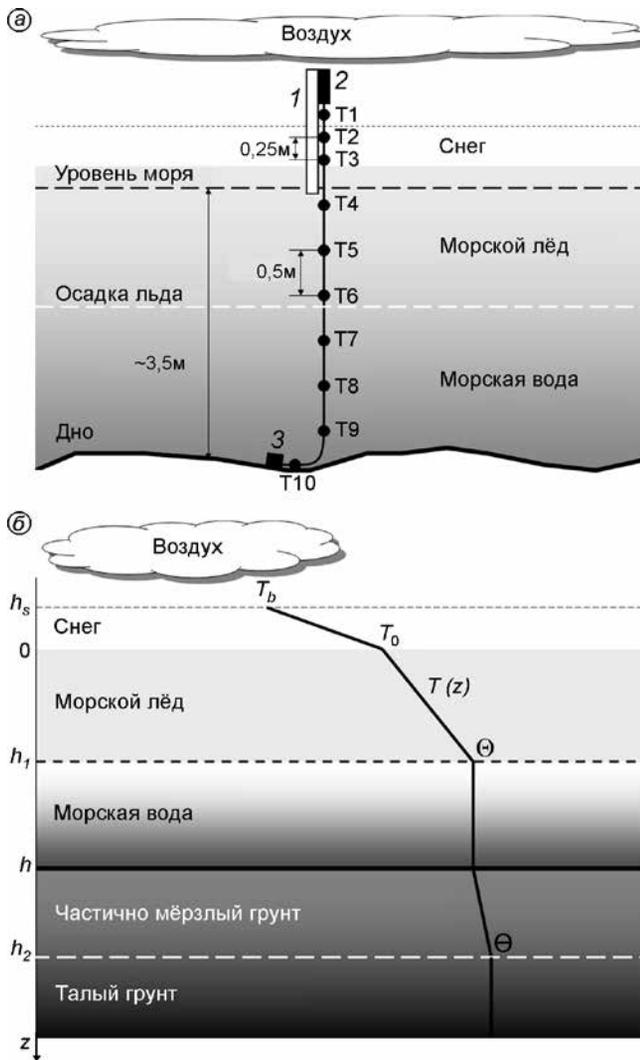
Бухта Тикси (рис. 1) известна прежде всего находящейся на её берегу гидрометеорологической станцией «Полярка» – одной из старейших полярных станций России, преобразованной в 2010 г. в Гидрометеорологическую обсерваторию (ГМО) Тикси. В бухту впадают река и несколько ручьёв. Режим приливов – неправильный, полусуточный, с высотой около 0,3 м. К особенностям акватории относятся её небольшая солёность (около 10‰), мелководье (до 10 м), а также пространственная однородность ледяного покрова, обусловленная отсутствием в нём динамических процессов. Из-за низких температур воздуха (средняя температура января  $-37,3$  °С, августа  $+7,7$  °С), долгой климатической зимы (вторая половины сентября – вторая половина июня) и полярной ночи (19 ноября – 24 января) около девяти месяцев в году бухта Тикси покрыта неподвижным



**Рис. 1.** Спутниковый снимок района исследований (отмечен красным квадратом на врезке). Цифры 1 и 2 обозначают места проведения стандартных метеорологических и ледовых и измерений соответственно; цифра 3 – место установки термокосы

**Fig. 1.** Satellite image of the research area (marked with a red square on the sidebar).

The numbers 1 and 2 indicate the locations of the standard ice and meteorological measurements sites, respectively, number 3 – location of thermistor string



**Рис. 2.** Схема размещения датчиков термокосы на растущем льду (а) и моделируемая система с кусочно-линейным профилем температуры  $T(z)$  (б).

1 – дата-логгер; 2 – деревянная рейка; 3 – груз; T1–T10 – термодатчики

**Fig. 2.** Layout of thermistor string installed in growing ice (a) and modeled system with piecewise linear temperature profile  $T(z)$  (b).

1 – data logger; 2 – wooden pole; 3 – load; T1–T10 – sensors

льдом, толщина которого в мае–июне превышает 2 м. В результате исследований [9, 10] установлено, что преобладающий тип донных отложений исследуемой акватории до глубины около 6 м – водонасыщенные однородные илы с теплопроводностью 0,8–1,1 Вт/(мК), пористостью 0,4–0,6 и плотностью скелета 1200–1400 кг/м<sup>3</sup>. Глубже 6–7 м они сменяются песчаными породами с теплопроводностью 1,7–2,0 Вт/(мК), пористостью 0,1–0,22 и плотностью скелета 1440–1760 кг/м<sup>3</sup>.

Наблюдения проводились на расстоянии примерно 0,8 км от берега и 1,1 км от метеоплощадки ГМО и предусматривали измерения температуры в замерзающем слое воды глубиной около 3 м (рис. 2, а) с интервалом 1 час. Для этого через сквозное отверстие в молодой лёд вмораживалась термокоса GP5W-Shell фирмы GeoPrecision (Германия), представляющая собой цепочку из десяти полупроводниковых термисторов диаметром 8 мм, размещённых на одной кабеле диаметром 5 мм на расстоянии 0,5 м друг от друга. С целью фиксации положения верхних датчиков и дата-логгера термокосы кабель крепился к деревянной стойке, также вмороженной в лёд. Для минимизации влияния проникающей солнечной радиации на показания термисторов тёмные участки кабеля защищали фольгированной изоляцией. Относительно небольшая точность измерений ( $\pm 0,25$  °С при  $-10 \div +30$  °С) компенсировалась высокой чувствительностью датчиков (0,06 °С при  $-55$  °С  $\div +125$  °С) и исчисляемой годами стабильностью их показаний [18].

Составная часть эксперимента – стандартные наблюдения снежно-ледяного покрова. Осадка и возвышенность льда измерялись в скважине, пробуренной вблизи установленной термокосы ручным шнековым буром, с помощью складной ледемерной рейки, толщина снежного покрова – стандартной снегомерной рейкой. Согласно требованиям нормативных документов, измерения для льда толщиной 5–20 см выполнялись ежедневно, 20–50 см – через день, 50–100 см – один раз в пять дней и более 100 см – один раз в декаду [14]. Учитывая естественные неоднородности границ припая, погрешность измерений можно оценить около 5 мм. Измерения плотности снега начались 20 ноября и проводились одновременно с измерениями толщины льда стандартным снегомером ВС-43.

## Модель

Для описания промерзания мелководья использовался специально разработанный вариант термодинамической модели [19], рассматривающий плоскопараллельный процесс фазовых переходов в системе, состоящей из двух полубесконечных слоёв: воздуха (индекс «а») и изначально талого донного грунта (индекс «th»), разделён-

ных прослойкой морской воды (индекс «w»). Образование льда (индекс «i») в слое воды описывается классической задачей Стефана с учётом накопления снега (индекс «s»), замерзание слоя донных осадков – её вариантом с протяжённой (двухфазной или частично мёрзлой) областью (индекс «m»), в которой кристаллизация воды происходит в спектре температур. Подлёдный слой воды считается однородным в результате конвективного перемешивания с температурой, равной температуре замерзания, понижающейся за счёт отторжения соли при нарастании льда.

Математическая формулировка задачи предполагает двухслойную структуру замерзающего грунта: а) частично мёрзлая зона; б) полубесконечный нижний талый слой (см. рис. 2, б). В слое льда отсутствует вода, в слое воды и талой зоне – лёд. В двухфазной зоне фазовый состав термодинамически равновесной смеси льда и незамёрзшего раствора характеризуется искомой функцией влажности  $v(z, t)$ , значение которой на фронте фазового перехода может изменяться скачкообразно;  $z$  – направленная вниз вертикальная координата,  $t$  – время. Предполагается, что замерзающий грунт представляет собой пористую среду, насыщенную только льдом и водой, скелет которой (индекс «g») несжимаем и неподвижен, а вся растворённая соль, образующаяся при росте ледяного покрова, отторгается в объём незамёрзшей влаги [17]. Свойства морского и порового льда считаются одинаковыми, а потоки тепла во всех слоях системы постоянными.

Распространение тепла в слоях снега  $-h_s \leq z \leq 0$ , льда  $0 \leq z \leq h_1$  и талого грунта  $h < z < h_2$  описывается уравнением

$$(\rho C)_{s,i,th} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{s,i,th} \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (1)$$

В двухфазной зоне  $h < z < h_2$  уравнения тепломассопереноса имеют следующий вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ (\rho C)_m T \right] + m \rho_i L \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right); \quad (2a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (vS) = D \frac{\partial}{\partial z} \left( v \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad z \in (h, h_2); \quad (2б)$$

$$T = T_{eq} - \alpha S, \quad t > 0. \quad (2в)$$

В уравнениях (1) и (2а–в)  $(\rho C)_m = (1 - m) \times (\rho C)_g + mv(\rho C)_w + m(1 - v)(\rho C)_i$ ,  $(\rho C)_{th} = (1 - m) \times$

$\times (\rho C)_g + m(\rho C)_w$ ;  $k_m = (1 - m)k_g + mvk_w + m(1 - v)k_i$ ,  $k_{th} = (1 - m)k_g + mk_w$ ;  $T$  – температура;  $C$  – теплоёмкость;  $\rho$  – плотность;  $k$  – теплопроводность;  $L$  – скрытая теплота фазового перехода;  $D$  – коэффициент диффузии соли;  $m$  – пористость.

Температура и солёность подлёдного слоя воды  $h_1 < z < h$  определяются уравнениями

$$T \equiv \Theta = T_{eq} - \alpha S; \quad (3a)$$

$$S = S_0(h - h_{1,0}) / (h - h_1(t)), \quad z \in (h_1, h), \quad (3б)$$

где  $\Theta$  – температура замерзания морской воды;  $\alpha$  и  $T_{eq}$  – константы;  $S$  – солёность; индекс «0» обозначает начальный момент времени  $t = 0$ .

На верхней границе системы (индекс «b») выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу:

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} = EH, \quad z = h_b, \quad t > 0, \quad (4)$$

где  $EH = H + LE + R$  – поток тепла через снежно-ледяной покров;  $H$  и  $LE$  – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно;  $R$  – длинноволновый радиационный баланс поверхности (коротковолновой радиацией пренебрегаем). Расчёт потоков  $H$  и  $LE$  проводится по интегральным аэродинамическим формулам, широко используемым при расчётах энергообмена моря и атмосферы через льды различной толщины [3, 4]; расчёт  $R$  – по формуле Ангстрёма, линеаризованной относительно  $(T_b - T_a)$ .

На поверхности, разделяющей снег и лёд (индекс «0»), выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ \equiv T_0; \quad (5a)$$

$$k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0, \quad z = 0, \quad t > 0, \quad (5б)$$

где знаки «-» и «+» обозначают соответственно верхнюю и нижнюю стороны границы раздела.

На движущейся поверхности фазового перехода вода–лёд (индекс «1») и на неподвижной границе  $z = h$  выполняются условия непрерывности распределения температуры, термодинамического равновесия (ликвидуса), а также классическое условие Стефана:

$$T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_1, \quad z \in (h_1, h_2); \quad (6a)$$

$$\rho_i L \frac{dh_1}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z}, \quad t > 0. \quad (6б)$$

На движущейся границе раздела двухфазной и талой зон  $z = h_2(t)$  (индекс «2») также ставятся условия Стефана, неразрывности температуры, влажности и условие ликвидуса:

$$m(1 - \nu_3) \rho_i L \frac{dh_2}{dt} = k_m \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)^- - Q_{th}; \quad (7a)$$

$$\nu^- = \nu_2, \nu^+ = 1, T^- = T^+ \equiv \theta = T_{eq} - \alpha S_0, t > 0, \quad (7b)$$

где  $\theta$  – температура замерзания;  $Q_{th}$  – геотермический поток тепла (диффузией соли здесь пренебрегаем).

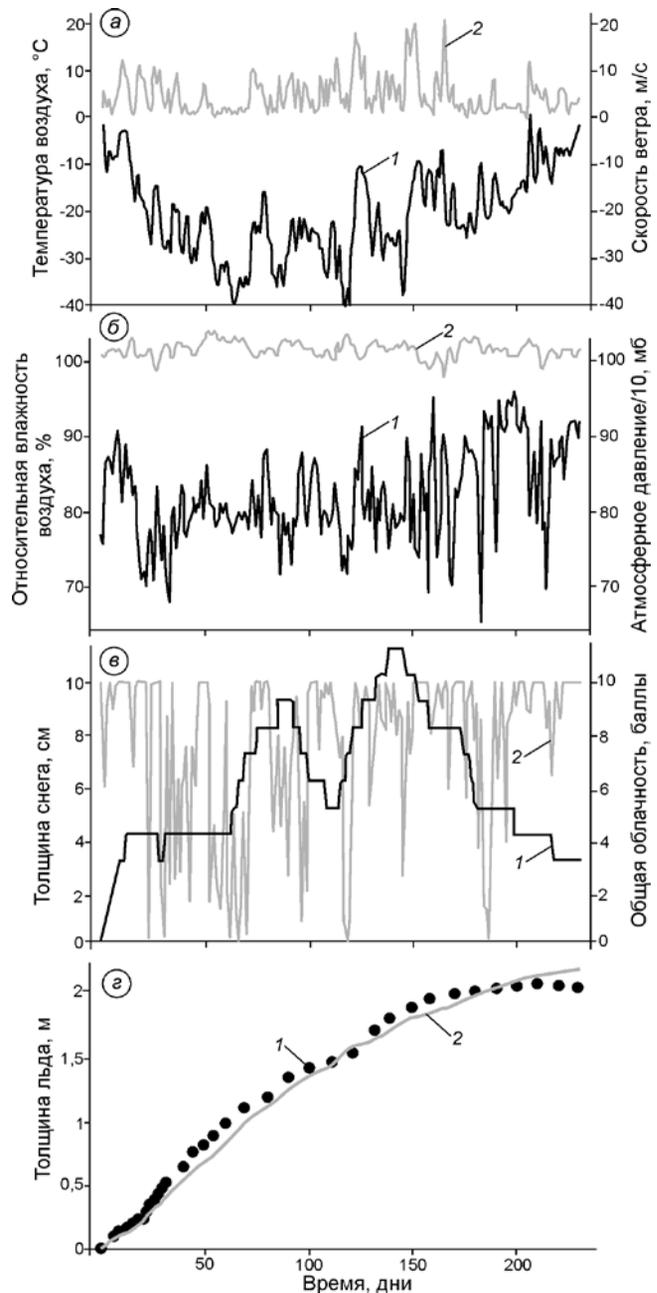
Начальные условия полагают заданными:

$$t = 0: T(z, 0) = T_0, S(z, 0) = S_0, z \in [0, h];$$

$$\nu = \nu_\infty = 1, h_{1,0} = 0, h_{2,0} = h, T = T_0, S = S_0, z \in [h, \infty). \quad (8)$$

### Данные измерений

Условия зимы 2014/15 г. оказались типичными для западной части губы Буор-Хая и характеризовались достаточно большой временной изменчивостью основных метеопараметров (рис. 3, а–в). Воздействие синоптических процессов на акваторию залива привело к становлению к середине октября припайного льда, толщина которого, постепенно увеличиваясь, достигла в конце мая 2,08 м (см. рис. 3, г). Интересно, что измеренный в 2014/15 г. рост припая хорошо описывается эмпирической формулой 1930-х годов для этой акватории:  $h_1 = aN^b$ , где  $N$  – сумма градусо-дней мороза на момент вычисления;  $a = 0,00633$  и  $b = 0,692$  – эмпирические коэффициенты, учитывающие совокупность гидрометеорологических факторов, которые, помимо температуры воздуха, влияют на толщину льда (толщина и плотность снежного покрова, солёность и температура морской воды, скорость подлёдного течения, физические свойства льда, глубина моря, облачность, ветер и др.) [1]. Это обстоятельство может указывать либо на стабильность условий льдообразования в южной части моря Лаптевых, либо (что более вероятно при происходящих в настоящее время и прогнозируемых в будущем изменениях климата Арктики) на возникновение обратных связей в системе «пограничный слой атмосферы – снежно-ледяной покров – пограничный слой моря», обусловленных изменением режима осадков, ростом облачности и другими

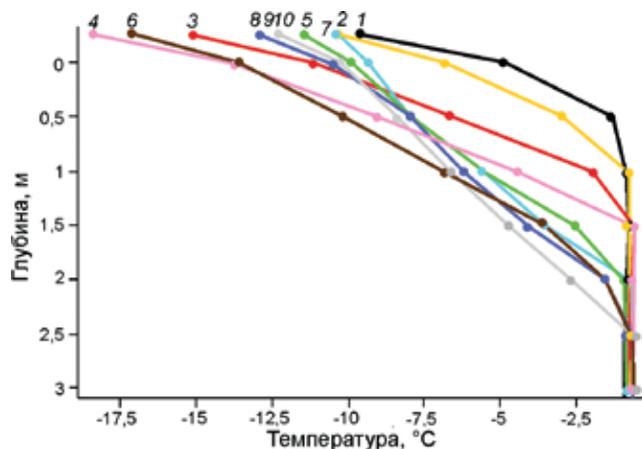


**Рис. 3.** Временная изменчивость основных характеристик атмосферы и снежно-ледяного покрова: а – температура воздуха (1) и скорость ветра (2); б – относительная влажность воздуха (1) и атмосферное давление (2); в – толщина снежного покрова (1) и балл общей облачности (2); г – толщина льда по данным стандартных наблюдений (1) и рассчитанная по сумме градусо-дней мороза; ноль на оси времени соответствует 12 октября 2014 г. **Fig. 3.** Temporal variability of the main characteristics of atmosphere and snow-ice cover: а – air temperature (1) and wind speed (2); б – air relative humidity (1) and atmospheric pressure (2); в – snow cover height (1) and total cloudiness amount (2); г – ice thickness from data of standard observations (1) and calculated with the sum of degree-days of frost; zero on the time axis corresponds to October 12, 2014

характеристиками, оказывающими теплоизолирующее воздействие на лёд и компенсирующими тем самым эффект потепления.

Вертикальное распределение температуры  $T(z)$  в контактирующих слоях снега, льда и воды в середине и конце зимних месяцев 2014/15 г. приведено на рис. 4. Эти слои отчётливо выделяются по наклону профилей, обусловленному различными значениями коэффициента теплопроводности. Отличительная черта  $T(z)$  во всех средах – их квазилинейный характер, указывающий на квазистационарность в них тепловых потоков. Отметим, что линейность профилей во льду увеличивается с ростом его толщины. Кажущееся противоречие с теорией, согласно которой линейный профиль более типичен для тонких льдов (до 0,5 м), чем для толстых [20], может объясняться большей изменчивостью синоптических процессов в начальный период льдообразования, о чём свидетельствует верхняя часть профилей, а также большей интенсивностью процессов фазовых переходов в толще молодого льда, насыщенного рассолом. В начальный период доля его жидкой фазы достаточно велика, однако она уменьшается по мере выхолаживания льда и разрастания твёрдой фазы. Поскольку тонкий лёд нарастёт быстрее толстого, максимальная скорость льдообразования также соответствует этому периоду. Кроме того, в первое время на льду ещё отсутствует такой мощный теплоизолятор, как снежный покров, формирование которого в более поздние сроки приводит к постепенному уменьшению температурных контрастов между прилёдным слоем воздуха, поверхностью ледяного покрова и, следовательно, потоков тепла. На такой характер распределения температуры известное влияние оказало и избыточное накопление снега, вызванное метелевым переносом, вокруг служащей опорой термокосы деревянной рейки, избежать которого не удалось.

Динамика температурного поля всего слоя замерзающей воды зимой 2014/15 г. показана на рис. 5. Видно, что возмущения температуры на верхней поверхности, постепенно затухая по амплитуде с глубиной и приближаясь к температуре замерзания морской воды, распространяются в толщу льда. Отчётливо выделяются области наибольшего выхолаживания, соответствующие максимальным цветовым контрастам в левой части рисунка, и весеннего прогрева, когда температуры



**Рис. 4.** Измеренные профили температуры в слоях снега, льда и воды.

1, 2 – соответственно 15 и 30 декабря; 3, 4 – соответственно 15 и 30 января; 5, 6 – соответственно 15 и 28 февраля; 7, 8 – соответственно 15 и 30 марта; 9, 10 – соответственно 15 и 30 апреля

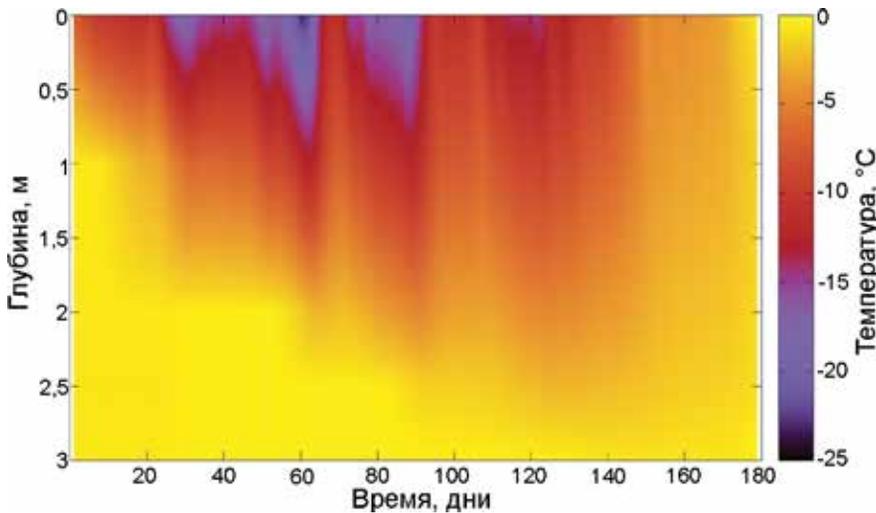
**Fig. 4.** The measured temperature profiles in the snow, ice, and water layers.

1, 2 – December 15 and 30 respectively; 3, 4 – January 15 and 30 respectively; 5, 6 – February 15 and 28 respectively; 7, 8 – March 15 and 30 respectively; 9, 10 – April 15 and 30 respectively.

льда и воды становятся близкими по всей толще, что отражается в постепенном размывании контрастов в правой части. Распределение цветов позволяет судить и о динамике толщины припая, который до начала весеннего прогрева (примерно на 150-е сутки от начала измерений) остаётся холоднее воды. Подлёдный слой отчётливо выделяется более светлым и однородным фоном, свидетельствующим как о более высокой температуре его толщи по сравнению со льдом, так и об его однородности. Вариации цвета и его постепенное потемнение наглядно показывают характер распространения тепловых волн в толщу льда.

## Результаты моделирования

Модель, описываемая формулами (1)–(8), интегрировалась на 230 суток, с 12 октября 2014 г. по 1 июня 2015 г., для начальной солёности воды 10‰ и глубин 1, 1,5 и 3 м, для которых предположение о квазиоднородности подлёдного слоя можно считать адекватным. Атмосферный форсинг, включающий в себя динамику снегонакопления, задавался данными прямых измерений (см. рис. 3, а–в). Численные экспе-



**Рис. 5.** Среднесуточные значения температуры льда и подлёдного слоя воды, измеренные с помощью термокосы с 11 декабря 2014 г. по 7 июня 2015 г.

**Fig. 5.** The daily averaged temperatures of ice and water under the ice from the data of measurements by thermistor string during December 11, 2014 – June 7, 2015

рименты с моделью проводилось при следующих значениях параметров и коэффициентов льда и грунта (характеристики атмосферы, входящие в параметризацию составляющих теплового баланса не приводятся) [9, 10, 17, 21]:

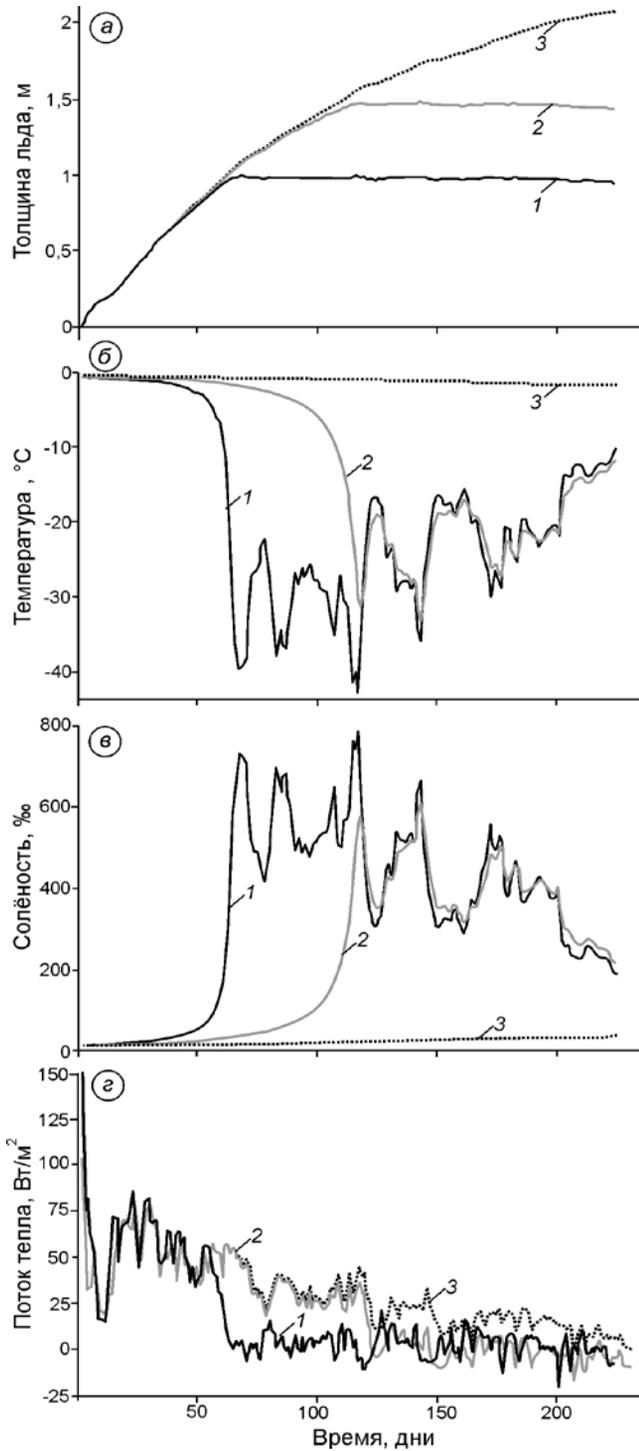
$$\begin{aligned} \rho_w &= 1000 \text{ кг/м}^3 & C_i &= 2000 \text{ Дж/(кгК)} \\ \rho_i &= 910 \text{ кг/м}^3 & C_g &= 1920 \text{ Дж/(кгК)} \\ \rho_g &= 1300 \text{ кг/м}^3 & m &= 0,6 \\ k_w &= 0,58 \text{ Вт/(мК)} & L &= 333,7 \text{ кДж/кг} \\ k_i &= 2,23 \text{ Вт/(мК)} & \alpha &= 0,054 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰} \\ k_s &= 0,31 \text{ Вт/(мК)} & T_{eq} &= 0 \text{ }^\circ\text{C} \\ k_g &= 2 \text{ Вт/(мК)} & Q_{th} &= 0,06 \text{ Вт/м}^2 \\ C_w &= 4190 \text{ Дж/(кгК)}, \end{aligned}$$

Теплопроводность снега рассчитывалась как функция его плотности по формуле  $k_s = 10^{-3} \rho_s$  [15]. Необходимая для расчётов величина влажности границы мёрзлой и талой зон  $v_2$  – свободный параметр модели, задавалось равной 0,1. Поскольку задача многопараметрическая, для расчётов выбран способ варьирования одного параметра – глубины водоёма – при неизменности остальных. Расчётный рост припая на различных глубинах приведён на рис. 6, а. Для всех глубин в течение первых двух месяцев нарастания льда расчётные значения его толщины практически совпадают. Расчётная динамика толщины льда на глубине 3 м повторяет измеренную; некоторое расхождение кривых в конце расчётного периода можно объяснить радиационным прогревом льда, игнорируемым в данной модели, а также естественными неравномерностями толщины снежно-ледяного покрова. Вполне возможной причиной некоторого занижения модельных результатов могла быть

разная глубина водоёма в местах измерения толщины льда и постановки термокосы, расстояние между которыми составляло около 0,4 км.

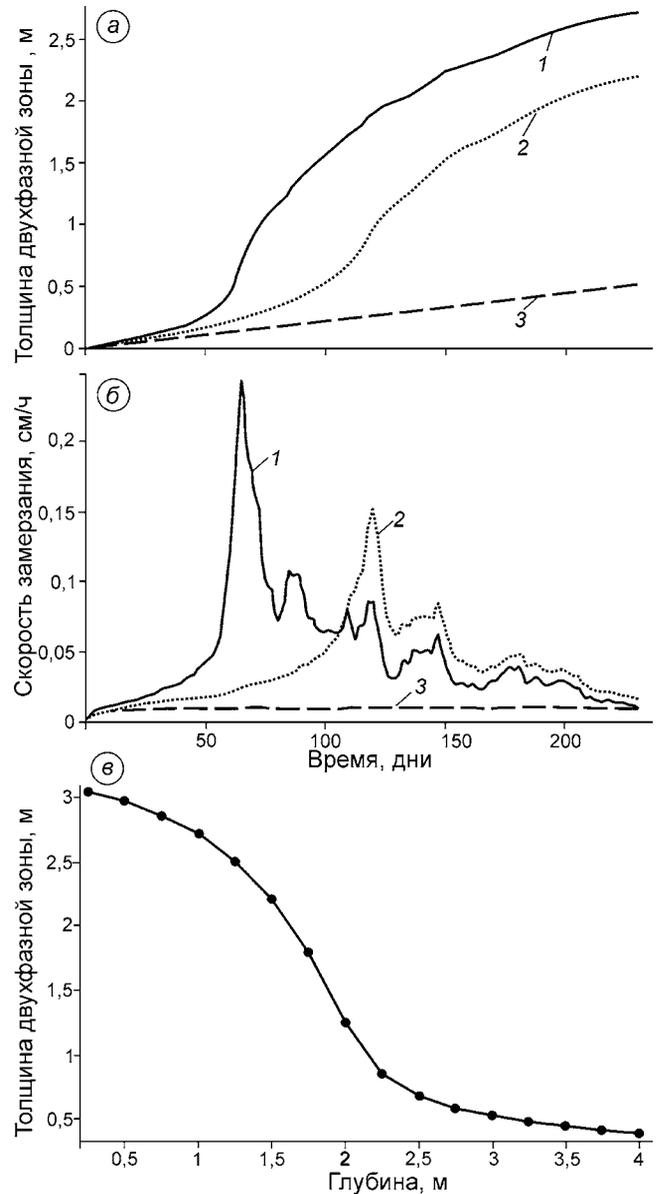
Характерная особенность льдообразования на мелководье – стабилизация толщины льда за счёт осолонения воды. Расчёты показали, что при интенсивном выхолаживании его значение достигает 800‰ (см. рис. 6, в) и соответствует, ввиду условия ликвидуса, температуре ниже  $-40 \text{ }^\circ\text{C}$  (см. рис. 6, б), что делает эту незамерзающую жидкость аналогом связанной (незамёрзшей) воды в грунтах. Сохранение незамерзающей прослойки рассола теоретически исключает смерзание припая с дном даже при самых низких температурах, что не противоречит результатам лабораторных экспериментов по адгезии льда в солёной воде [22]. Как следует из расчётов, на глубинах, превышающих 3 м, сдерживающее влияние увеличения солёности ослабевает и его влияние на толщину припая становится незначительным.

При явной тенденции к уменьшению обращает на себя внимание вариабельность потока тепла  $EH$  (см. рис. 6, г), обусловленная изменчивостью синоптических процессов. Видно, что во второй половине зимы вследствие повышения температуры воздуха (см. рис. 3, а) температура нижней поверхности льда оказывается выше, чем верхней, что приводит к смене направления потока тепла через ледяной покров и, в силу условия Стефана, к его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха. Особенно сильно этот эффект проявляется на мелководье, где слой рассола охлаждается сильнее всего. На нём припайный лёд будет таять, в то время как мористее – нарастать.



**Рис. 6.** Модельные оценки изменения толщины припая (а), температуры подлёдного слоя (б), солёности (в) и потока тепла через снежно-ледяной покров (г) для водоёма глубиной 1 м (1), 1,5 м (2) и 3 м (3) для атмосферных условий зимы 2014/15 гг.

**Fig. 6.** Model estimates of variability in fast ice thickness (а), temperature of under-ice layer (б), salinity (в) and heat flux through snow-ice cover (г) for basin depth 1 m (1), 1.5 m (2), and 3 m (3) for atmospheric conditions in winter 2014/15



**Рис. 7.** Модельные оценки изменений толщины двухфазной зоны (а), скорости её роста для водоёма глубиной 1 м (1), 1,5 м (2) и 3 м (3) (б) и её зависимости от глубины водоёма (в) для атмосферных условий зимы 2014/15 гг.

**Fig. 7.** Model estimates of changes in the thickness of two-phase zone (а), its growth rates for the basins with depth 1 m (1), 1.5 m (2) and 3 m (3) (б), and its dependence on the depth of the basin (в) for atmospheric conditions in winter of 2014/15

Перечисленные особенности роста льда и осолонения подлёдного слоя определяют эволюцию толщины двухфазной зоны и скорости её нарастания, приведённые на рис. 7, из которого видно, что понижение температуры воды приводит ко всё

более глубокому промерзанию грунта, сопровождаемому уменьшением его влажности. Как и следовало ожидать, быстрее всего и глубоко замерзает дно на минимальной глубине, причём характер замерзания воды и донных отложений существенно разный. Если максимум скорости первой закономерно приходится на начальный период льдообразования, то максимум второй совпадает с образованием незамерзающей прослойки рассола подо льдом. При этом вариации скорости роста частично мёрзлой зоны на глубине свыше 3 м, по сравнению с меньшими глубинами, пренебрежимо малы и в масштабе рисунка практически неразличимы.

### Обсуждение и выводы

Несмотря на правдоподобность расчётных величин, в целом отвечающих имеющимся представлениям об исследуемом процессе, из-за ряда допущений, принятых при постановке задачи, их следует рассматривать как сугубо оценочные, характеризующие приблизительные значения параметров эволюции рассматриваемой системы. Прежде всего, в условиях ровного дна из-за горизонтального перемешивания и адвекции, не воспроизводимых одномерной моделью в принципе, реальные величины солёности, скорее всего, не достигают расчётных значений. Описанный эффект осолонения, по-видимому, присущ застойным участкам акватории шельфа, в том числе термокарстовым лагунам (затопленным морем термокарстовым котловинам) с характерными глубинами 2–4 м и ограниченной динамикой по контуру. Вместе с тем для малых величин приливных колебаний в губе Буор-Хая и, следовательно, незначительности обусловленных ими реверсивных потоков соли влияние последних, по-видимому, не может оказывать большого эффекта на интенсивность охлаждения подлёдного слоя и на льдообразование в верхних слоях донного грунта на временных масштабах порядка сезона. Средние уклоны дна исследуемой акватории также незначительны (порядка  $10^{-3}$ ), что позволяет пренебречь бароклинным течением плотного рассола.

Кроме того, принятая постановка задачи не учитывает возможное переохлаждение поровых вод донных осадков, величина которого зависит от их солёности (с ростом её переохлаждение усиливается) и прямо пропорциональна времени пере-

охлаждения. Экспериментально установлено, что при температурах замерзания от 0 до  $-1,5$  °C эта зависимость – линейная, а при дальнейшем понижении переходит в степенную [22]. Однако переохлаждение поровой влаги грунта наблюдается далеко не всегда. Так, согласно данным, приведённым в [5, 22], при засолении свыше 5‰ переохлаждения порового раствора часто не происходит. Взаимодействие морской воды с донными осадками приводит к диффузии и осмосу, развитие которых может существенно изменить количество поровой влаги, её минерализацию, ионно-солевой состав, а также теплофизические свойства отложений. Из изложенного следует, что условие термодинамического равновесия в грунте и, следовательно, описание промерзающего грунта протяжённой областью фазовых переходов («двухфазная зона») не исчерпывают всех особенностей такого сложного физико-химического процесса, как замерзание поровой влаги засоленных осадков.

На основании выполненных исследований можно сделать ряд выводов.

1. В ходе полевых зимних работ 2014/15 г. получен обширный экспериментальный материал, характеризующий льдообразование в бухте Тикси и указывающий на относительную стабильность гидрометеорологических условий, обуславливающих нарастание припая.

2. Линейность измеренных профилей температуры подтвердила адекватность предположения о квазистационарности потока тепла в растущем снежно-ледяном покрове. Использование математической модели оказалось достаточно эффективным и позволило не только получить количественные оценки процесса промерзания слоёв воды и донных отложений на мелководье, но и противоречащие имеющимся данным, но и установить ряд его качественных особенностей.

3. Наличие незамерзающей прослойки рассола подо льдом, обусловленное осолонением подлёдного слоя, – существенный элемент системы «лёд–рассол–грунт». Благодаря ей водоём теоретически не может промёрзнуть до дна даже при самых низких температурах воздуха. Осолонение подлёдного слоя воды может стать причиной таяния припая на мелководье при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов.

4. Льдообразование в слоях воды и донных осадков начинается одновременно, хотя протекает по-

разному на различных глубинах. Нарастание припая на мелководье к середине зимы замедляется или даже прекращается совсем, в то время как слой донных осадков здесь промерзает наиболее глубоко.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-01221 «Исследование атмосферного пограничного слоя в Арктике по данным специализированных измерений на Российских полярных станциях»), Министерство образования и науки Российской Федерации (проект № RFMEFI61617X0076 «Изменчивость Арктической трансполярной системы») и Росгидромета (Целевая научно-техническая программа 1.5.3.2 «Комплексный мониторинг природной

среды в рамках международного проекта совместных наблюдений на Гидрометеорологической обсерватории Тикси».

**Acknowledgements.** This study was supported by Russian Foundation for Basis Research (Project № 17-05-01221 «Investigation of atmospheric boundary layer in Arctic region with data of Russian polar observatories measurements»), Ministry of Science and Education of the Russian Federation (Project № RFMEFI61617X0076 «Changing Arctic Transpolar System») and Roshydromet (Target scientific and technical program 1.5.3.2 «Environmental monitoring at the Tiksi Hydrometeorological Observatory in the frame of international project of joint researches»).

## Литература

1. Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Особенности формирования припая в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Вып. 3 (97). С. 5–14.
2. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. Арктического НИИ. Т. 159. Л.: изд. Главсевморпути, 1944. 274 с.
3. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов А.С. Формирование припая и его воздействие на береговую зону арктических морей // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 345–354.
4. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
5. Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
6. Yang Y., Leppäranta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea // Advances in Polar Science. 2015. V. 26. № 2. P. 168–178. doi:10.13679/j.advps.2015.2.00168.
7. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н., Шахова Н.Е., Романовский Н.Н., Космач Д.А., Никольский Д.Н., Никифоров С.Л., Саломатин А.С., Ананьев Р.А., Росляков А.Г., Салюк А.Н., Карнаух В.В., Черных Д.Б., Тумской В.Е., Юсупов В.И., Куриленко А.В., Чувилин Е.М., Буханов Б.А. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
8. Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.И. Строение, фазовый состав и термический режим горных пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых // Се-

## References

1. Karklin V.P., Karelin I.D., Yulin A.V., Usoltseva E.A.. Peculiarities of the land fast ice formation in the Laptev sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 3 (97): 5–14. [In Russian].
2. Vize V.Y. *Osnovy dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlya arkticheskikh morey*. The basis of long-term ice extent forecasts for the Arctic seas. Proc. of the Arctic Research Institute. V. 159. Leningrad: Publishing of Glavsevmorput', 1944: 274 p. [In Russian].
3. Bogorodskiy P.V., Marchenko A.V., Pnyushkov A.V., Ogorodov A.S. Formation of fast ice and its impact on the coastal zone of the Arctic seas. *Okeanologiya*. Oceanology. 2010, 50 (3): 345–354. [In Russian].
4. Zhigarev L.A. *Okeanicheskaya kriolitizona*. The Cryolitosperic zone of ocean. Moscow: Moscow State University, 1997: 320 p. [In Russian].
5. Khimenkov A.N., Brushkov A.V. *Okeanicheskij kriolitogenez*. Oceanic cryolitegenesis. Moscow: Nauka, 2003: 336 p. [In Russian].
6. Yang Y., Leppäranta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea. *Advances in Polar Science*. 2015, 26 (2): 168–178. doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00168.
7. Sergienko V.I., Lobkovskiy L.I., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Dmitrievskiy N.N., Shakhova N.E., Romanovskiy N.N., Kosmach D.A., Nikol'skiy D.N., Nikiforov S.L., Salomatin A.S., Anan'ev R.A., Roslyakov A.G., Salyuk A.N., Karnaukh V.V., Chernykh D.B., Tumskey V.E., Yusupov V.I., Kurilenko A.V., Chuvilin E.M., Bukhanov B.A. The degradation of submarine permafrost and the destruction of hydrates on the shelf of east Arctic seas as a potential Cause of the «methane catastrophe». *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2012, 446 (3): 330–335. [In Russian].
8. Molochushkin E.N., Gavriliev Z.I. Structure, phase composition and thermal regime of rocks composing the bottom of the coastal zone of the Laptev sea. *Severnyj Ledovityj okean i ego poberezh'e v kajnozoe*. The

- верный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 503–509.
9. Чеверов В.Г., Видяпин И.Ю., Тумской В.Е. Состав и свойства отложений термокарстовых лагун Быковского полуострова // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 3. С. 44–50.
  10. Чувиллин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Семилетов И.П. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 32–40.
  11. Junker R., Grigoriev M.N., Kaul N. Non-contact infrared temperature measurements in dry permafrost boreholes // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. B04102. doi:10.1029/2007JB004946.
  12. Overduin P.P., Wetterich S., Günther F., Grigoriev M.N., Grosse G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W., Makarov A. Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the central Laptev Sea, East Siberia // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1449–1462. doi:10.5194/tc-10-1449-2016.
  13. Rachold V., Bolshiyakov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition // EOS: Transactions of the American Geophysical Union. 2007. V. 88. № 13. P. 149–156.
  14. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 311 с.
  15. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
  16. Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences // Journ. of Geophys. Research. 1978. V. 83. № C9. P. 4707–4712.
  17. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Теплоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. М.: Наука, Физматлит, 1997. 224 с.
  18. Электронный ресурс <http://www.geoprecision.com/en/products/temperature-string.html>
  19. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Влияние роста припайного льда на промерзание лежащего под ним дна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. Вып. 3 (89). С. 69–77.
  20. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
  21. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
  22. Гришин П.А. Температура замерзания засоленных грунтов // Тр. СОЮЗМОРНИИпроекта. 1963. № 3 (9). С. 84–91.
  - Arctic Ocean and its coast in the Cenozoic. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 503–509. [In Russian].
  9. Cheverov V.G., Vidyapin I.Yu., Tumskoy V.E. The composition and properties of thermokarst lagoons deposits at the Bykovsky Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2007, XI (3): 44–50. [In Russian].
  10. Chuvilin E.M., Buhanov B.A., Tumskoy V.E., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Thermal conductivity of bottom sediments in the region of Buor-Haya Bay (shelf of the Laptev Sea). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2013, XVII (2): 32–40. [In Russian].
  11. Junker R., Grigoriev M.N., Kaul N. Non-contact infrared temperature measurements in dry permafrost boreholes. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113 (B04102). doi: 10.1029/2007JB004946.
  12. Overduin P.P., Wetterich S., Günther F., Grigoriev M.N., Grosse G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W., Makarov A. Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the central Laptev Sea, East Siberia. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1449–1462. doi: 10.5194/tc-10-1449-2016.
  13. Rachold V., Bolshiyakov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition. *EOS: Transactions of the American Geophysical Union*. 2007, 88 (13): 149–156.
  14. *Nastavlenie po gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual to Hydrometeorological Stations and Posts. V. 9. Is. 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 311 p. [In Russian].
  15. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 63–70. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
  16. Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences. *Journ. of Geophys. Research*, 1978, 83 (C9): 4707–4712.
  17. Vasil'ev V.I., Maksimov A.M., Petrov E.E., Tsyppin G.G. *Teplomassoperenos v promerzayushchih i protaivayushchih gruntah*. Heat and Mass Transfer in Freezing and Thawing Grounds. Moscow: Nauka, Fizmatlit. Physical and mathematical literature, 1997: 224 p. [In Russian].
  18. URL <http://www.geoprecision.com/en/products/temperature-string.html>
  19. Bogorodskiy P.V., Pnyushkov A.V. Impact of Arctic land fast-ice growth on subwater ground freezing. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 3 (89): 69–77. [In Russian].
  20. Makshatas A.P. *Teplovoy balans arkticheskikh l'dov v zimniy period*. The heat balance of Arctic sea ice in the winter period. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 66 p. [In Russian].
  21. Nazintsev Yu.L., Panov V.V. *Fazovyy sostav i teplofizicheskie karakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermal characteristics of the sea ice. St.-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
  22. Grishin P.A. The freezing temperature of saline soils. *Trudy SOYUZMORNIIproekta*. The works of the SOYUZMORNIIproekt. 1963, 3 (9): 84–91. [In Russian].