

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.465+519.63

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-61-72

Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в.

© 2016 г. В.В. Малахова^{1*}, Е.Н. Голубева^{1,2}¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск;²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск

*malax@sccc.ru

Estimation of the permafrost stability on the East Arctic shelf under the extreme climate warming scenario for the XXI century

V.V. Malakhova^{1*}, E.N. Golubeva^{1,2}¹Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia;²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

*malax@sccc.ru

Article accepted for publication on November 1, 2015

Keywords: *modeling of permafrost, the East-Siberian Sea, the Laptev Sea, submarine permafrost, zone of methane hydrate stability.*

Summary

A state of permafrost in the Arctic is the key to understanding whether methane, stored in the permafrost related gas hydrate, can release into the atmosphere. The global warming can lead to destabilization of the submarine permafrost and, thus, cause the methane releasing into the water. The near-bottom water temperature plays a significant role in the current state of the submarine permafrost, because it specifies a depth of thawing of the permafrost. We have numerically simulated evolution of the submarine permafrost on the East Siberia Arctic shelf for the last glacial cycle. In order to estimate a possible state and stability of the submarine permafrost we did carry out a numerical run based on the ICMMG SB RAS the coupled ocean-ice and submarine permafrost model. For the atmosphere forcing, the GFDL CM3 coupled climate model output, simulated under the scenario RCP8.5, was used. The scenario RCP8.5 was used since it predicted the strongest warming by the end of the 21-st century. The GFDL CM3 model, predicting the most pronounced Arctic warming, was also used in order to put the tentative upper boundary on the submarine permafrost degradation in this century.

The results obtained show that the offshore permafrost exists across the vast East Siberia shelf. This permafrost occurs continuously but its thickness changes. Thickness of the permafrost within the most part of the East Siberia shelf is estimated 470–590 m when the value of 60 W/m² was used for the geothermal flux. Our results reveal a certain rising of the bottom layer temperature on the shelf and subsequent penetration of a heat flux into the sediments. However, our results show that even the extreme warming is not sufficient to destabilize the submarine permafrost on the shelf of both, the Laptev Sea and the East Siberian Sea. By the end of the 21st century, upper boundary of the permafrost deepens by value from 1 to 11 m only due to the thermal effects, and by 5–10 m in addition if we take into account the salinity of sediments. However, the depth of the permafrost upper boundary is still smaller than that of the hydrate stability zone. The thickness of the methane hydrate stability zone on the shelf is estimated 770–870 m. Moreover, upper boundary of this zone occurs at a depth of 120–220 m below the sea bottom, which makes the gas hydrates be isolated from the seabed surface by the permafrost layer. The submarine permafrost functions as an impermeable lid and prevents the methane from destroyed gas hydrates.

Статья принята к печати 1 ноября 2015 г.

Ключевые слова: *Восточно-Сибирское море, зона стабильности газогидратов метана, математическое моделирование мерзлоты, море Лаптевых, подводная мерзлота, субаквальная криолитозона.*

Приведены результаты расчётов динамики субаквальной мерзлоты на шельфе морей Восточной Арктики до 2100 г. с учётом атмосферного воздействия, соответствующего наиболее экстремальному сценарию потепления RCP8.5. Получены пространственные изменения в состоянии подводной мерзлоты и выделены области шельфа, наиболее чувствительные к возможным климатическим изменениям. Понижение границы мёрзлых пород при заданном сценарном потеплении до конца XXI в. в зависимости от области шельфа может составить 1–11 м только в результате теплового воздействия и дополнительно 5–10 м за счёт учёта засоления порового пространства донных отложений. Расчётная мощность зоны стабильности газогидратов метана на шельфе составила около 770–870 м. При этом её верхняя граница находится на глубине 120–220 м ниже дна, что делает газогидратный слой изолированным от поверхности морского дна слоем мёрзлого грунта.

Введение

Особенность арктических акваторий — наличие субаквальной криолитозоны в пределах мелководных шельфов. Географическое положение арктических шельфов, регрессии и трансгрессии Мирового океана в плейстоцене — голоцене определяют формирование и строение шельфовой криолитозоны и служат основой её районирования [11, 12]. В связи с возможным промышленным освоением месторождений нефти и газа на шельфе необходимо изучение происхождения, состояния и дальнейшей динамики субаквальных мёрзлых пород в условиях современных климатических изменений. Термодинамический режим Арктического бассейна соответствует условиям формирования субаквальных газогидратов метана под дном, начиная с морских глубин 250 м [16]. На мелководном арктическом шельфе с глубинами до 150 м зона стабильности газовых гидратов связана с наличием субаквальной криолитозоны [1]. Шельфовые скопления гидратов характерны только для арктических акваторий и ничем не отличаются от гидратов на континентах под мерзлотой. Огромное количество органического углерода может содержаться в зоне стабильности газогидратов, залегающей в пределах и ниже яруса мёрзлых пород.

В последние годы в научных работах широко обсуждается вопрос о роли подводной мерзлоты восточного сектора Арктики в формировании высоких концентраций метана как в водной толще, так и в атмосфере Арктического региона [1, 8, 9, 18, 27]. Одна из гипотез повышенной эмиссии метана — его выделение из газогидратов при разрушении мёрзлых донных отложений в результате современного потепления [27]. Вместе с тем высокая концентрация растворённого метана в водах может быть следствием оттаивания нижних горизонтов многолетнемёрзлых толщ и транспорта метана из глубинных слоёв донных отложений [1, 18].

Достоверных сведений о субаквальной мерзлоте под дном моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, полученных на основании буровых профилей, вскрывших мёрзлые породы, не так много [6]. Отсутствуют данные бурения о мощности мёрзлых отложений. Для изучения динамики и состояния подводной криолитозоны шельфа широко применяется математическое моделирование промерзания и оттаивания мёрзлых пород [1, 10, 12, 17–19, 22, 25, 26]. Используемые в настоя-

щее время численные модели значительно различаются в исходных предположениях, выбранных схемах развития палеогеографических событий, представлениях о гидрогеологических особенностях шельфа. Они дают разные оценки положения верхней и нижней границ и температур подводной мерзлоты. Так, по результатам одних моделей мощность субаквальных мёрзлых пород на внутреннем шельфе моря Лаптевых может достигать 700–800 м [12], а по результатам других — 235 м [1]. Значимую роль для состояния субаквальной мерзлоты в условиях изменения климата играет температура придонного слоя воды, определяющая глубину оттаивания. Данные наблюдений в летний период с 1984 по 2009 г. показывают рост температуры придонных вод в прибрежной части морей Восточной Арктики (до глубины 30 м) до устойчиво положительных значений [18].

Цель данной работы — исследование влияния современного и возможного будущего потепления климата до конца XXI в. на дестабилизацию субаквальной мерзлоты восточного сектора Арктики с учётом атмосферного воздействия, соответствующего наиболее экстремальному сценарию потепления RCP8.5. Особенность данного исследования состоит в использовании комплекса моделей, описывающих перераспределение тепла в системе «атмосфера — лёд — океан — донные отложения». Для расчёта температуры в грунте использовалась модель теплопереноса в донных отложениях [7]. В качестве граничных условий задавалась температура придонной воды, полученная в результате расчётов по региональной модели Северного Ледовитого океана — Северной Атлантики (СЛО—СА) Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (ИВМиМГ СО РАН) [4]. Такой подход позволяет проанализировать не только временные, но и пространственные изменения в состоянии подводной мерзлоты на шельфе восточных сибирских морей, а также выделить области, наиболее чувствительные к возможному климатическим изменениям.

Методика исследования

При моделировании подводной мерзлоты на арктическом шельфе традиционно используются модели, в которых учитывается представление об изменении уровня океана и положении бере-

говой линии [1, 10, 12, 17, 19, 22, 25, 26]. Предполагается, что подводная мерзлота шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря сформировалась на суше в холодную эпоху в период понижения уровня океана и осушения шельфа. Для исследования динамики мерзлоты мы задаём палеогеографический сценарий для последнего климатического ледникового цикла (последние 120 тыс. лет). В работе [11] показано, что такого периода расчёта достаточно для моделирования современной мощности криолитозоны. Мы предполагаем, что область шельфа с глубинами до 100–120 м в ледниковые периоды была сушей, в пределах которой в результате промерзания под воздействием низкой температуры атмосферы сформировалась мерзлота, и в эту структуру метан мог входить в форме газовых гидратов. В результате последующих трансгрессий океана — от 15 до 5 тыс. лет назад (л.н.) — произошло затопление мёрзлых отложений [3, 15]. В узлах численной сетки, определяемой разрешением океанической модели на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, мы рассчитываем вертикальное распределение температуры в слое донных осадков, а также положения верхней и нижней границ мёрзлых пород и зоны стабильности гидратов метана. В данном исследовании мы исходили из предположения, что к основным отличиям в используемых параметрах расчётов для различных областей шельфа относятся: для палеогеографических условий — используемая схема трансгрессии; для современных условий, начиная с 1948 г., — моделируемое поле температур придонной воды.

Математическая модель динамики подводной мерзлоты. Для расчётов теплового поля в осадочном слое и определения нижней и верхней границ криолитозоны использовалась модель теплопереноса в грунте с учётом фазовых переходов [7]. В основе математической модели лежит формулировка задачи Стефана со смешанными краевыми условиями в одномерной постановке. Постановка задачи включает в себя уравнения теплопроводности для талого и мёрзлого слоёв геологического разреза (при условии сопряжения их контактов):

$$\begin{aligned} C_T \frac{\partial T_S}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial T_S}{\partial z} \right); \\ C_M \frac{\partial T_S}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial T_S}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (1)$$

При решении уравнений (1) учитывается динамика границы фазовых переходов, которая описывается уравнением баланса тепла на подвижной границе фазовых переходов:

$$\left(\lambda_T \frac{\partial T_{S1}}{\partial z} - \lambda_M \frac{\partial T_{S2}}{\partial z} \right) = L W_S \frac{\partial X}{\partial t}. \quad (2)$$

На верхней границе области задаётся условие Дирихле (температура поверхностного слоя), на нижней границе — условие Неймана, а именно геотермический поток:

$$\begin{aligned} z = H_{ij} : T_S &= T_B; \\ z = H_{ij} + H_S : \lambda_T \frac{\partial T_S}{\partial z} &= Q_T. \end{aligned} \quad (3)$$

В формулах (1)–(3) использованы следующие обозначения: t — время, с; T_S — температура грунта, °C; λ_T , λ_M — коэффициенты теплопроводности для талого и мёрзлого грунта соответственно, Вт/(м·K); C_T , C_M — объёмная теплоёмкость для талого и мёрзлого грунта соответственно, Дж/(м³·K); L — удельная теплота фазовых переходов, Дж/м³; W_S — влагосодержание в грунте, м³/м³; $\partial T_{S1}/\partial z$, $\partial T_{S2}/\partial z$ — температурные градиенты в талых и мёрзлых осадках; $\partial X/\partial t$ — скорость движения фазовой границы; H_{ij} — глубина моря в точках i, j , м; T_B — температура поверхности грунта, °C; Q_T — геотермический поток, м·Вт/м².

Глубина расчётной области $H_S = 1000$ м под дном. Геотермический поток на нижней границе принимался во всех расчётах средний для данного региона и равный 60 м·Вт/м² [10, 22]. Коэффициенты теплопроводности, различные для талого и мёрзлого грунта, заданы на основе фактических данных для донных отложений в море Лаптевых [13]. В верхней части, до глубины 6 м, представленной илами, $\lambda_T = 1,1$ Вт/(м·K), для песчаных пород (от 6 до 20 м) $\lambda_T = 1,7$ Вт/(м·K), глубже 20 м λ_T увеличивается до 2,0 Вт/(м·K). Коэффициент теплопроводности для мёрзлого грунта принимался по всей глубине постоянным, т.е. $\lambda_M = 2,2$ Вт/(м·K). Содержание влаги в верхних 200 м принималось равным 40% и снижалось до 20% в нижних горизонтах. Температура фазовых переходов T_F задавалась в зависимости от содержания солей в грунте. В данных расчётах не учитывался явно перенос солей в донных осадках, однако предполагалось наличие засоленных отложений, температура замерзания—оттаивания T_F которых задавалась с учётом солёности, увеличиваясь по разрезу от –1,8 до 0 °C в соответствии с [14].

Палеогеографический сценарий. Начальное распределение температуры в донных отложениях по глубине получено в предположении, что 120 тыс. л.н. шельф находился в субаквальных условиях и мерзлота отсутствовала [19]:

$$T_S(z_n, 0) = T_S(z_{n-1}, 0) + \Delta z Q_T / \lambda_n, n = 1, \dots, N,$$

где n — номер слоя от поверхности; N — число вертикальных слоёв; $T_S(z_n, 0)$ — температура n -го слоя грунта; $\Delta z = z_n - z_{n-1}$ — толщина слоя; Q_T — геотермический поток; λ_n — коэффициент теплопроводности n -го слоя.

Значение температуры на верхней границе соответствовало палеотемпературе придонных вод, т.е. $-1,8^\circ\text{C}$. Уточнение приведённого начального распределения температуры проводится на основе решения нестационарных уравнений теплопроводности (1)–(3) со стационарными граничными условиями в течение ещё 3 тыс. лет. Согласно выбранному сценарию, 117 тыс. л.н. начинается осушение шельфа до современной глубины 100 м в соответствии с [10, 22, 26], далее расчёт продолжается в субаэральных условиях. В процессе расчёта температура на верхней границе T_B соответствовала значениям температуры воздуха. В ходе последующих трансгрессий океана — от 15 до 5 тыс. л.н. — T_B приравнивается к температуре придонных слоёв морской воды. Как только точка шельфа переходит от субаквальных условий к субаэральным, или наоборот, температура меняется скачком:

1) $T_B = T_G + T_V(t)$ — период регрессии;

2) $T_B = T_W(t)$ — период трансгрессии,

где T_G — среднегодовая температура поверхности грунта, $T_G = -12^\circ\text{C}$ в соответствии с данными по температуре береговой зоны пролива Дмитрия Лаптева [22]; $T_V(t)$ — аномалии приземной температуры воздуха на основе температурной изотопной кривой по станции Восток за последние 120 тыс. лет [23]; $T_W(t)$ — температура придонной морской воды.

При реконструкции палеотемператур воздуха использовались данные по глобальным изменениям климата, полученные из ледяных кернов Антарктиды, так как для восточного сектора Арктики нет непрерывных записей по изменению палеоклимата. Мы исходим из предположения о синхронности основных климатических экстремумов в изучаемой области и районе станции Восток аналогично подходу, используемому в работах [11, 22]. В соот-

ветствии с заданным ходом температур промерзание шельфа проходит в субаэральных условиях при среднегодовых температурах от -12 до -22°C .

Важнейший этап при моделировании подводной мерзлоты — реконструкция затопления шельфа во время последней трансгрессии. Ход голоценовой трансгрессии позволяет определить начало деградации мёрзлых пород в зависимости от глубины моря. В основу построения настоящего сценария положены данные по осадконакоплению, полученные для моря Лаптевых [15]. Учитываются четыре этапа послеледниковой трансгрессии моря на шельф: от 15 тыс. л.н. до 5 тыс. л.н. в зависимости от глубины шельфовой зоны с учётом вертикального разрешения модели СЛО–СА. На первом этапе 15–13 тыс. л.н. происходит затопление шельфа с глубинами выше 75 м. Далее, 13–11 тыс. л.н. считается, что море подошло до отметки 50 м, 11–9 тыс. л.н. — до 30 м и к 5 тыс. л.н. уровень моря достиг современных отметок. В периоды затопления шельфа температура на верхней границе донных отложений задавалась равной температуре морской воды $T_W(t)$. В течение расчёта значение $T_W(t)$ менялось следующим образом: с момента трансгрессии и до 1948 г. $T_W(t) = -1,5^\circ\text{C}$ для всей области шельфа; с 1948 г. использовалась придонная температура, полученная в результате работы региональной модели СЛО–СА с заданным атмосферным воздействием. Последний период разбивался на два: до 2005 г. использовались данные атмосферного реанализа NCEP/NCAR [28], а в период с 2006 по 2100 г. для модели океана учитывалось атмосферное воздействие из данных прогностического расчёта по модели GFDL CM3 [29].

При моделировании состояния подводной мерзлоты исследовалась также зона стабильности газогидратов метана — толща пород, в которой выполняются термодинамические условия существования гидратов в стабильном состоянии. Мощность зоны стабильности газогидратов может быть определена математическим путём при совместном решении уравнения изменения градиента температур в водной толще и в донных породах и уравнения равновесного существования гидрата в данной среде. С помощью модели теплопереноса в донных осадках (1)–(3), дополненной термобарическими условиями существования газогидратов метана [20, 21], были рассчитаны положения верхней и нижней границ возможной зоны стабильности газогидратов на шельфе.

Численная модель океана и морского льда. Для расчёта придонной температуры использовалась региональная совместная численная модель океана и морского льда, созданная в ИВМиМГ СО РАН с привлечением ледовой модели CICE-3.14 (The Los Alamos Sea Ice Model). Основные положения, используемые при построении численной модели океана, приведены в работах [4, 5]. Область моделирования включает в себя Северный Ледовитый океан и северную часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Горизонтальное разрешение численной сетки для Северной Атлантики выбрано равным 1°. Для Северного Ледовитого океана используется репроективная ортогональная сетка с полюсами, расположенными на суше, которая обеспечивает разрешение для океана в 30–50 км. Вертикальное разбиение составляет 38 горизонтальных уровней со сгущением у поверхности до 5 м. Постановка численного эксперимента для исследования физических механизмов формирования среднего состояния, изменчивости вод и морского льда северной полярной области Мирового океана в период с 1948 г. по настоящее время соответствует требованиям Международной программы FAMOS/AOMIP (Forum for Arctic Modeling & Observational Synthesis).

Результаты моделирования

Моделирование температуры придонной воды. Для оценки настоящего и будущего состояния подводной мерзлоты необходимы данные пространственного и временного распределения температуры придонного слоя воды. В работах [1, 18] для оценки изменений температуры придонного слоя до 2100 г. предлагается использовать её линейный тренд с коэффициентом тренда 0,09 °C/год, наблюдаемым в период 1985–2009 гг. для летней температуры. Состояние подводной мерзлоты моделируется без учёта пространственного распределения температуры. В качестве альтернативы в настоящей работе предлагается использовать температуру придонной воды сибирских морей, полученную в результате численного эксперимента с использованием модели СЛО–СА. Этот подход позволяет моделировать пространственно-временную изменчивость динамики водных масс Северного Ледовитого океана, включая его шельфовую зону.

Первоначально, с учётом данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR [28], для определения потоков на границе с атмосферой моделируется система взаимодействия водных масс Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с 1948 по 2005 г. с шагом по времени четыре часа. Рассчитываемые физические характеристики вод и морского льда Северного Ледовитого океана отражают климатические процессы, происходящие в регионе в последние десятилетия, самые значительные из которых — сокращение площади морского льда и повышение роли поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических и тихоокеанских вод.

Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений представлено в работах [4, 5, 8]. В формировании термохалинной структуры вод сибирских шельфовых морей большой вклад вносят сибирские реки. Особенности региона в значительной степени определяются очертаниями береговой линии и малой глубиной, что усиливает роль динамического и термического воздействия атмосферы на циркуляцию водных масс. На протяжении расчётного периода (1948–2005 гг.) температура придонной воды менялась незначительно. В регионах, где глубина моря не превышала 30 м, в летний период температура менялась от –1,5 °C в начале расчёта до –1 °C к его концу. В восточной части дельты р. Лена и прибрежной зоне в летний период температура придонной воды достигает 3 °C. Полученные значения соответствуют представленным в работе [18]. Наибольшие изменения в наших расчётах происходят в области внешнего шельфа (глубина моря 80–100 м), где повышение температуры придонной воды до 1–2 °C в последнее десятилетие XX в. обусловлено проникновением аномально тёплых атлантических вод, изменчивость поступления которых в регион обсуждалась в работах [4, 5].

Анализ результатов моделирования современного состояния Северного Ледовитого океана показал, что численная модель океана и морского льда воспроизводит основные процессы, связанные с изменчивостью состояния атмосферы. Это позволяет предположить, что использование атмосферных прогностических данных (сценарных расчётов) и модели СЛО–СА для оценки возможных изменений в придонном слое океана будет не менее обоснованным, чем применение линейного тренда [1, 18].

Для оценки предполагаемых изменений мы использовали современные сценарии антропогенного

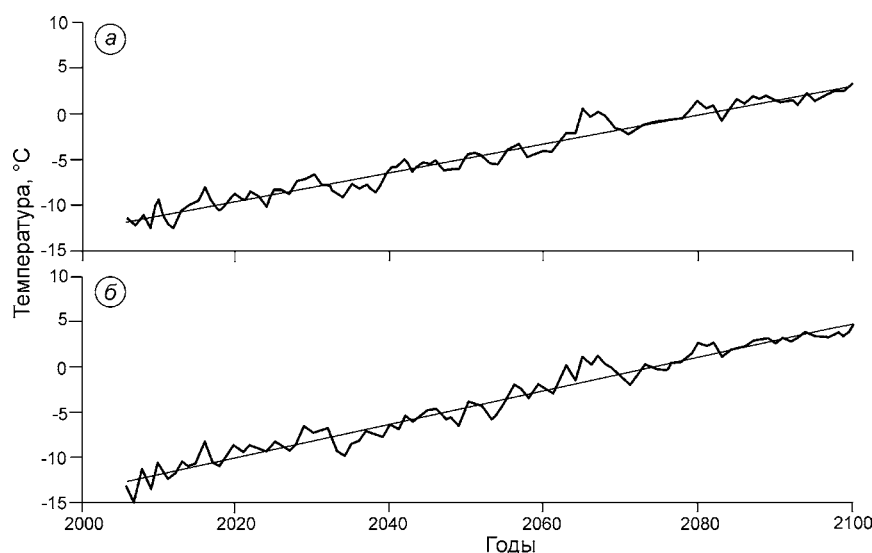


Рис. 1. Изменение по времени среднегодовой температуры воздуха, используемой в качестве атмосферного воздействия в численном эксперименте для регионов: *a* – море Лаптевых; *б* – Восточно-Сибирское море

Fig. 1. Temporary variability of the atmosphere temperature averaged over relevant regions, used in numerical experiment:

a – Laptev Sea; *b* – East-Siberian Sea

воздействия на климатическую систему Земли семейства RCP («representative concentration pathway»), в частности вариант RCP8.5. Это – наиболее агрессивный климатический сценарий, учитывающий антропогенное воздействие. Оценки увеличения глобальной температуры в 2081–2100 гг. по отношению к 1986–2005 гг. по сценарию RCP8.5 составляют 2,6–4,8 °C, при этом возможное потепление особенно будет выражено в полярных широтах [24]. Чтобы оценить атмосферное воздействие для модели СЛО–СА, использованы результаты расчёта совместной модели климата GFDL CM3 [29] с учётом данного сценария. Полученный отклик атмосферы с 2006 до 2100 г., согласно модели GFDL CM3, применялся для расчёта термохалинной циркуляции в модели СЛО–СА на этот же период.

На рис. 1 приведены линейные тренды температуры воздуха из расчёта по модели GFDL CM3. Данные были интерполированы на расчётную сетку модели СЛО–СА и осреднены для регионов сибирских морей. Коэффициент линейного тренда температуры приземной атмосферы над морем Лаптевых составил 0,16 °C/год, а над Восточно-Сибирским морем – 0,19 °C/год. Данные расчётов с учётом атмосферного воздействия показывают постепенный рост температуры водных масс (рис. 2). На мелководном шельфе температура воды в летний период быстро повышается с увеличением температуры воздуха и уже к 2050 г. в южных частях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского становится положительной (рис. 3, *a*).

Моделирование состояния криолитозоны. В результате моделирования эволюции мерзлоты,

проведённого с помощью описанной здесь модели и принятых предположений, получена картина динамики многолетнемёрзлого слоя донных отложений на шельфе Восточной Арктики за последние 117 тыс. лет. Предполагалось, что происходит длительное промерзание осадков шельфа в субэаральных условиях (117–20 тыс. л.н.) до начала голоценовой трансгрессии по всей области шельфа Восточной Арктики. Среднегодовая температура на поверхности шельфа в численном эксперименте опускалась до –22 °C, при этом рассчитанная максимальная мощность мёрзлой толщи составила более 700 м, что согласуется с результатами работ [12, 22]. Во время голоцена с началом трансгрессии моря происходит медленная деградация мёрзлого слоя донных отложений. На рис. 4 показано изменение рассчитанных вертикальных профилей температуры в донных осадках юго-восточной части моря Лаптевых от 20 тыс. л.н. до 2100 г. Во время затопления шельфа мощность мерзлоты сокращается со стороны нижней границы за счёт геотермического потока. При этом (профиль 4) повышается температура на верхней границе грунта, что приводит к росту температуры донных осадков с –12 °C до –4 ÷ –1,5 °C и далее до –1,8 ÷ 0 °C к 1948 г. (профиль 5). Этот результат хорошо согласуется с результатами, представленными в работах [1, 17, 22], и данными, полученными в процессе бурения скважин в акватории прибрежной части западного сектора моря Лаптевых [6].

К 1948 г. подошва мёрзлых отложений находится на глубине 470–590 м под морским дном

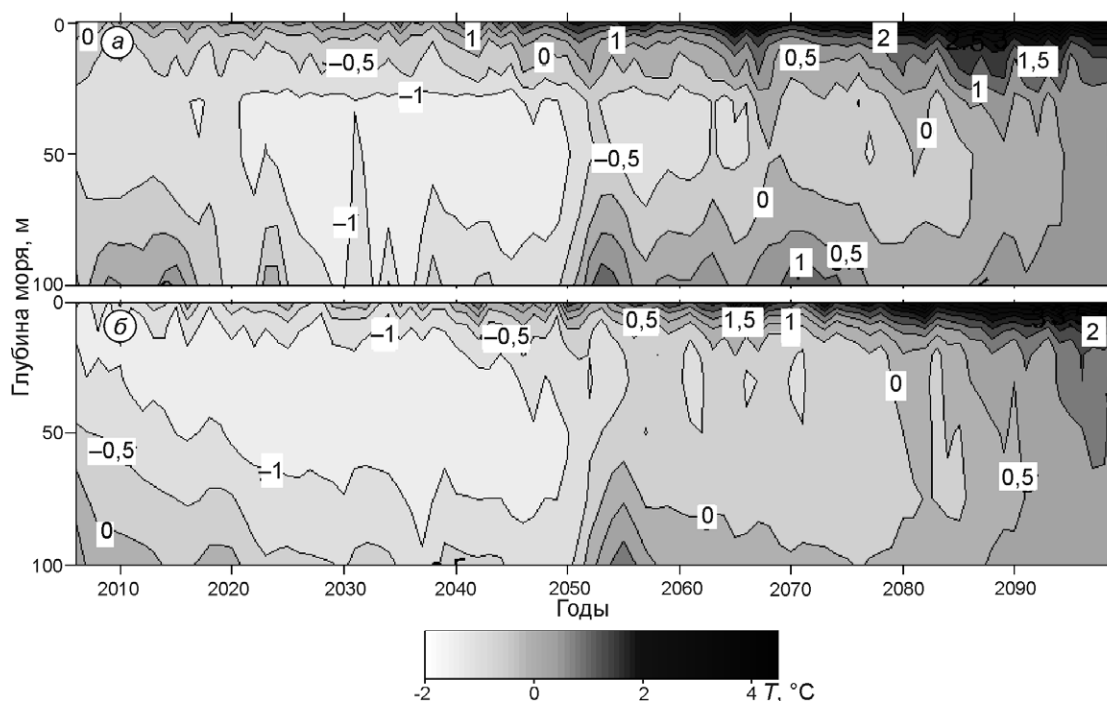


Рис. 2. Временная изменчивость среднегодовой температуры воды, полученная в результате работы модели СЛО–СА.

Осреднённая характеристика для региона моря Лаптевых (а) и Восточно-Сибирского моря (б)

Fig. 2. Temporal variability of the average water temperature of resulting from the work of the Arctic Ocean–CA model. Averaged characteristic for the Laptev Sea region (a) and for the East Siberian Sea (b)

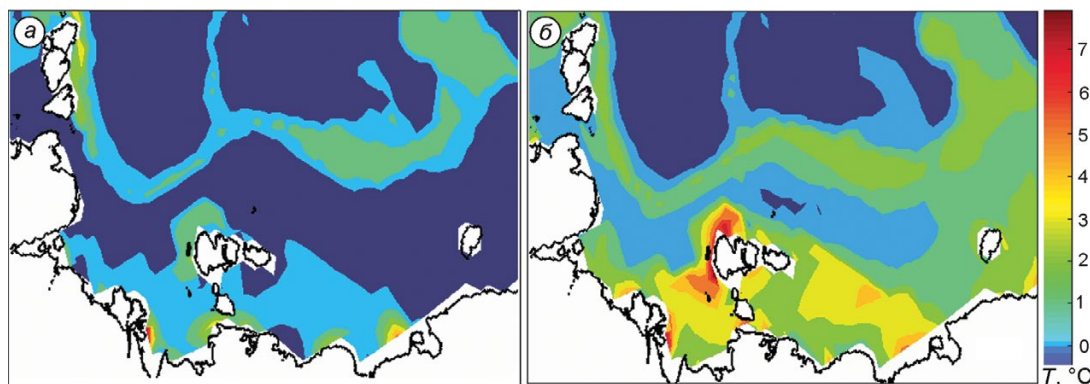


Рис. 3. Среднемесячная температура придонной воды, °C, полученная в численном эксперименте для сентября 2050 г. (а) и 2100 г. (б)

Fig. 3. The simulated bottom layer temperature in °C for September 2050 (a) and 2100 (b)

(рис. 5, а). Мощность мёрзлого слоя уменьшается с увеличением расстояния от берега и глубины моря, что, прежде всего, определяется несколькими периодами затопления шельфа и разным временем пребывания его в субаквальных условиях (рис. 6, а). Расчёты показывают, что при заданном одинаковом геотермическом потоке значимый фактор, определяющий мощность подводной мерзлоты на

шельфе Арктики, — глубина моря как характеристика времени пребывания участков шельфа в субаквальных условиях от начала трансгрессии.

Отметим, что геологические и климатические условия, в которых происходила эволюция мёрзлых толщ на сибирском шельфе, остаются недостаточно изученными. Так, в работе [10] обосновывается существование пассивного ледника на

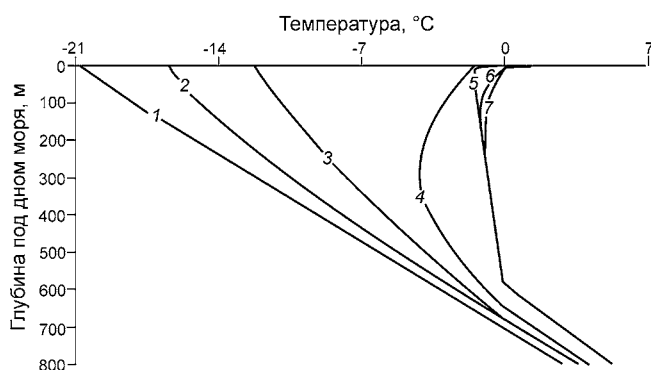


Рис. 4. Вертикальные профили температуры донных отложений в юго-восточной части моря Лаптевых (залив Буор-Хая, модельная глубина 20 м) для различных временных периодов: 1 – 20 тыс. л.н.; 2 – 15 тыс. л.н.; 3 – 10 тыс. л.н.; 4 – 4 тыс. л.н.; 5 – 1948 г.; 6 – 2012 г.; 7 – 2100 г.

Fig. 4. The mean temperature field as a function of depth for different times for the south-eastern sector of the Laptev Sea (the model depth of 20 m): 1 – 20 kyr ago; 2 – for 15 kyr ago; 3 – for 10 kyr ago; 4 – for 4 kyr ago; 5 – for 1948; 6 – for 2012; 7 – for 2100

шельфе западной части моря Лаптевых в интервале времени от 50–60 тыс. л.н. до середины голоцена. Мы выполнили дополнительный расчёт мощности мёрзлых толщ с учётом существования пассивного ледника от 50 тыс. л.н. до момента затопления шельфа. У нас нет данных о географическом положении ледника, поэтому расчёт сделан для всей области шельфа. В настоящем расчёте мы предполагали, что поверхность шельфа в этот период времени находится под ледником и температура на поверхности грунта соответствует температуре на подошве ледника (-9°C) [10]. В отличие от предыдущего эксперимента в течение пассивного оледенения шельфа мерзлота деградировала снизу ещё примерно на 200 м. Мощность мёрзлых пород для 1948 г. составила около 280–390 м. Согласно исследованию [10], в западной части моря Лаптевых мощность мерзлоты внутреннего шельфа достигла 430 м, а на внешнем шельфе она уменьшилась до 150 м при расчёте с тем же геотермическим потоком. Более сильное уменьшение мощности мёрзлых толщ на внешнем шельфе (до 150 м), видимо, объясняется учётом диффузии солей при его затоплении во время трансгрессии, которое нами не учитывалось. Сравнение динамики залегания верхней границы мерзлоты для проведённых экспериментов показало, что учёт пассивного ледника, значимого при определении мощности мёрзлых

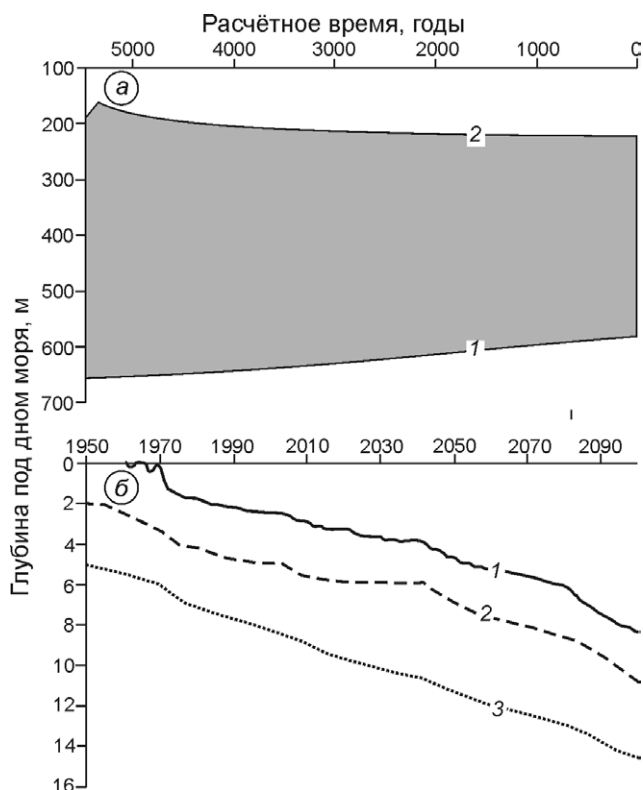


Рис. 5. Рассчитанные изменения по времени для юго-восточного сектора моря Лаптевых (модельная глубина 20 м):

a – изменения по времени (с момента начала трансгрессии и до 2100 г.) нижней границы многолетнемерзлых пород (1), верхней границы зоны стабильности гидратов метана (2); *б* – изменения по времени верхней границы многолетнемерзлых пород для расчётов S0 (1), S11 (2), S30 (3)

Fig. 5. The calculated time changes for the south-eastern sector of the Laptev Sea (the model depth of 20 m): *a* – temporary variability (from the transgression beginning up to 2100) of the lower boundary of the permafrost (1), the upper boundary of hydrate stability zone in sediments (2); *б* – temporary variability of the permafrost upper boundary in experiments S0 (1), S11 (2), S30 (3)

толщ на шельфе, существенно не влияет на скорость деградации мерзлоты сверху.

При расчёте термического состояния донных отложений на шельфе в период с 1948 по 2100 г. рассмотрены три случая. В первом (S0) не учитывается солёность поровых вод донных осадков и принимается температура фазовых переходов $T_F = 0^{\circ}\text{C}$. Во втором (S11) и третьем (S30) экспериментах предполагается, что пресные грунты шельфа после затопления морем подвергались засолению, а процессы оттаивания донных отложений могли протекать при отрицательной температуре пород по аналогии с исследованиями работы [25].

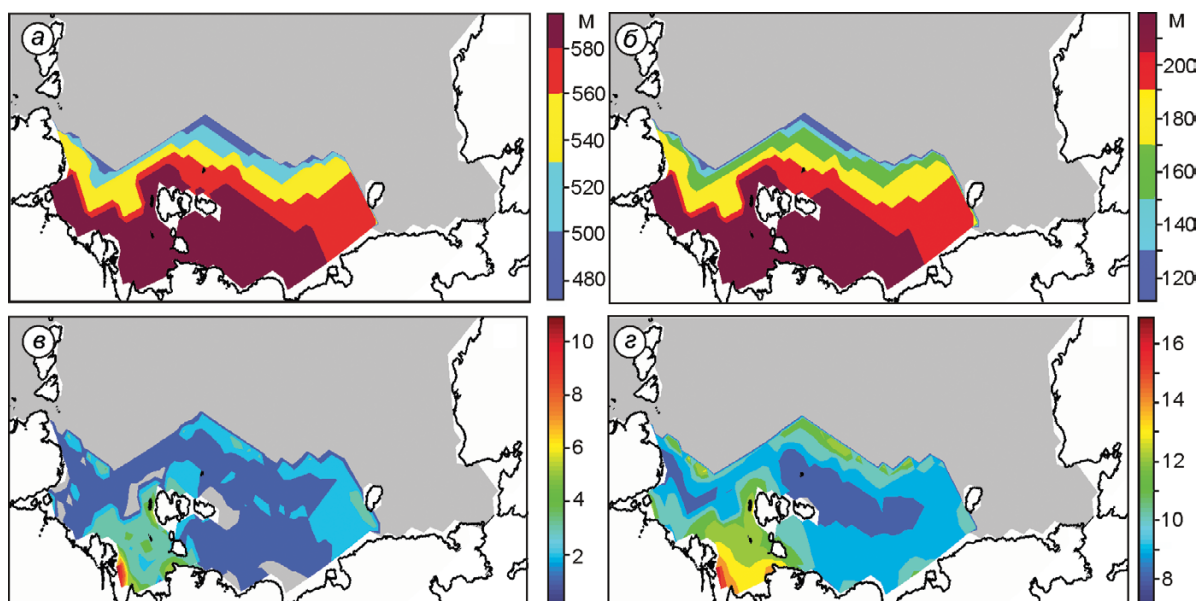


Рис. 6. Модель подводной мерзлоты на шельфе Восточной Арктики:

а – положение нижней границы многолетнемерзлых пород в донных отложениях для 1948 г., м; б – положение верхней границы зоны стабильности гидратов метана в донных отложениях для 1948 г., м; положение верхней границы многолетнемерзлых пород ниже морского дна, полученное для 2100 г. в эксперименте S0, м (в) и в эксперименте S30, м (г)

Fig. 6. Model submarine permafrost on the East Arctic shelf:

а – the lower boundary of the permafrost for 1948, m; б – the upper boundary of hydrate stability zone in sediments for 1948, m; the upper boundary of the permafrost for 2100 in experiment S0, m (в) – and in experiment S30, m (г)

В расчётах S11 и S30 температура замораживания поровых вод T_F задаётся с учетом солёности, возрастающая по разрезу от $-1,8$ до 0 °C от поверхности дна в глубь осадков (до 11–30 м) в соответствии с [14].

В расчёте S0 в период с 1948 по 2005 г. нижняя граница мерзлых пород поднялась незначительно, всего на 1 м. Рост температуры придонных вод за этот период привёл к опусканию кровли криолитозоны на 1–3 м лишь в некоторых областях шельфа: в основном, это южная часть восточного сектора моря Лаптевых, где под влиянием стока Лены температура придонной воды более длительный период остаётся положительной. Ситуация меняется при дальнейшем моделировании до конца XXI в. с учётом сценарного потепления. Скорость смещения нижней границы субаквальной мерзлоты по-прежнему меняется незначительно (подъём на 2 м), а скорость опускания верхней границы возрастает. Увеличение температуры придонных вод в летний период до $2-7$ °C к концу XXI в. (см. рис. 3, б) стало причиной заглубления верхней границы мерзлого слоя донных отложений на 1–8 м относительно 2005 г. почти по всей области исследуемого региона (см. рис. 6, в). Более выраженные изменения получены в восточном секторе моря Лаптевых с макси-

мальным понижением кровли мерзлых пород до 8 м в южной части. Это происходит за счёт наиболее выраженного потепления придонного слоя воды в рассматриваемой области шельфа до устойчиво положительных значений (см. рис. 3, б).

Полученные данные согласуются с расчётами в работе [18], которые показывают понижение кровли мерзлоты на внутреннем шельфе к 2100 г. не более чем на 8 м относительно современного её положения. Понижение кровли до 3 м можно также ожидать в восточной части Восточно-Сибирского моря за счёт влияния тёплых тихоокеанских вод и на внешнем шельфе, который находится под воздействием атлантических вод. На среднем шельфе и в западной части моря Лаптевых верхняя граница мерзлых пород опустилась всего на 1 м. Скорость деградации мерзлоты под воздействием тепла максимальна для юго-восточной части моря Лаптевых: по результатам расчёта она составила около 4 см/год с 1948 до 2005 г. и около 6 см/год до 2100 г. (см. рис. 5, б, см. рис. 6, в). После 2006 г. темпы деградации подводной мерзлоты возрастают в результате повышения температуры придонного слоя воды до положительных значений. В западной части моря Лаптевых скорость деградации не пре-

вышает 1 см/год за весь период расчёта с 1948 по 2100 г., что согласуется с результатами, полученными для этой области в работе [10].

В эксперименте S11 мы предполагали, что верхний слой донных отложений мощностью 11 м засолен. Солёность меняется с глубиной, уменьшаясь от поверхности дна в глубь толщи осадков [14]. Температура T_F задаётся с учётом солёности, увеличиваясь от $-1,8$ до 0 °C. Под воздействием диффузии солей мерзлота в верхнем слое донных осадков деградирует при отрицательных температурах. Верхняя граница слоя мёрзлых отложений дополнительно опустилась на 2 м от дна моря по сравнению с расчётом по S0 (см. рис. 5, б). Скорость деградации мерзлоты почти не изменилась и составила в период с 2006 по 2100 г. около 6 см/год для юго-восточной части моря Лаптевых. Данные бурения [10] показали, что морское засоление проникает на глубины более 30 м ниже дна.

В эксперименте S30 задавалось распределение температуры фазовых переходов от $-1,8$ до 0 °C в верхнем слое донных осадков мощностью 30 м. Дополнительная глубина оттаивания в S30 по сравнению с расчётом S0 составила 5–10 м (см. рис. 5, б). Более значительное дополнительное опускание кровли мерзлоты происходит на среднем шельфе, где температуры придонной воды отрицательны, на внешнем шельфе, а также в западных секторах Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых. По результатам эксперимента S30, верхняя граница мёрзлых толщ находится на глубине 8–17 м ниже верхней границы мерзлоты, которая существовала от момента затопления в ходе трансгрессии до начала экспериментов S0–S30 в зависимости от области шельфа (см. рис. 6, з). Средняя скорость деградации мерзлоты в период 2006–2100 гг. для юго-восточной части моря Лаптевых достигла 6,4 см/год.

Моделирование зоны стабильности газогидратов. Одновременно с моделированием мощности шельфовой криолитозоны вёлся расчёт зоны стабильности гидратов метана на основе анализа термобарических условий дна и донных отложений. На этапах затопления шельфа давление увеличивалось за счёт дополнительного влияния водного столба, а в ходе регрессий оно рассчитывалось как гидростатическое с учётом толщины донных отложений. В условиях подводной мерзлоты и низких температур грунта зона стабильности гидратов метана мощностью 770–870 м существует во всей области мелководного шельфа. Нижняя граница этой зоны рас-

положена ниже толщи мёрзлых пород, а верхняя находится на глубине порядка 120–220 м под поверхностью дна, внутри шельфовой криолитозоны (см. рис. 6, б). Как и в случае мощности мёрзлых толщ, важный фактор, определяющий положение верхней границы зоны стабильности гидратов метана на шельфе Арктики, — глубина моря. Изменение мощности зоны стабильности гидратов метана по времени на протяжении всего ледникового цикла повторяет динамику криолитозоны. Лишь при повышении уровня моря толщина зоны увеличивается за счёт дополнительного давления водного столба, тогда как мощность мёрзлых пород начинает уменьшаться (см. рис. 5, а).

Значительные изменения с зоной стабильности гидратов метана происходят при повышении температуры донных отложений и уменьшении мощности мёрзлого слоя во время трансгрессии моря (см. рис. 5, а). Опускание верхней границы данной зоны на 40–60 м и возможная деградация газовых гидратов сверху в этот период могут приводить к накоплению свободного метана в глубинных слоях донных отложений в слое мёрзлых пород. Эмиссия газа в вышележащие слои будет контролироваться только состоянием мёрзлого слоя.

Смещение верхней границы зоны стабильности гидратов метана за период с 1948 до 2100 г. составило не более 1 м за счёт изменения температуры в толще донных пород (см. рис. 5, а). Нижняя граница этой зоны поднялась всего на 1 м за период с 1948 до 2100 г., что представляет собой результат незначительных изменений в рассчитанных температурных профилях на глубинах, где выполнены условия существования газогидратов (см. рис. 4). Таким образом, по результатам численных расчётов, зона стабильности гидратов метана реагирует на изменения температуры придонной воды медленнее, чем криолитозона.

Заключение

На основе выполненных сценарных расчётов промоделирована эволюция субаквальных мёрзлых пород в донных отложениях шельфа морей Восточной Арктики в период с 117 тыс. л.н. до 2100 г. Расчётная мощность многолетнемёрзлых пород под дном зависит от глубины моря и достигает 470–590 м при заданном геотермическом потоке $60 \text{ м} \cdot \text{Вт}/\text{м}^2$.

Для проведения исследования и оценки возможных рисков дестабилизации мерзлоты был преднамеренно выбран сценарий RCP8.5, предусматривающий самое сильное потепление к концу XXI в., а из работающих в проекте CMIP5 моделей — модель GFDL CM3, прогнозирующая потепление, наиболее выраженное в Арктическом регионе [24]. Расчёт с учётом климатических изменений на протяжении XXI в. показал, что температура придонного слоя воды существенно влияет на скорость деградации верхнего слоя мёрзлых пород на шельфе. Однако прогнозируемого потепления недостаточно для полной дестабилизации подводной мерзлоты на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Совместный расчёт по моделям океана и донных отложений для всей области шельфа восточного сектора Арктики позволил получить пространственно-временную изменчивость положения кровли мёрзлых пород. Пространственное распределение позволяет выделить районы шельфа и глубины моря, где доминирующим фактором в настоящее время может выступать положительная среднегодовая температура воды. Причиной этого, в дополнение к атмосферному воздействию, могут быть поступающие в данный регион речные, атлантические и тихоокеанские воды. По результатам экспериментов в приустьевых областях р. Лена, в районе пролива Дм. Лаптева, у Новосибирских островов многолетнее оттаивание мёрзлых пород максимально — до 11 м. В восточном секторе Восточно-Сибирского моря кровля мерзлоты опускается на 2–3 м за счёт влияния на эту область тихоокеанских водных масс. Более заметное понижение верхней границы мерзлоты на внешнем шельфе с водными глубинами порядка 100 м можно объяснить воздействием тёплых атлантических вод. Дополнительное опускание кровли мерзлоты (на 5–10 м) происходит в результате переноса солей в донных отложениях.

Расчётная мощность зоны стабильности гидратов метана на шельфе составила 770–870 м. Максимальное понижение верхней границы этой зоны на 40–60 м происходит в период трансгрессии моря. Возможная деградация газовых гидратов сверху в этот период может вызывать накопление свободного метана в слое мёрзлых пород. Однако до 2100 г. газогидратный слой остаётся изолированным от поверхности морского дна слоем мёрзлого грунта, так как верхняя граница зоны стабильности гидратов метана находится на глубине

120–220 м ниже дна. При полученных скоростях деградации мерзлоты эта зона останется изолированной ещё несколько тысяч лет после 2100 г.

Наличие многолетнемерзлых пород в донных отложениях препятствуют движению природных газов, накопление которых может происходить в мерзлотных горизонтах. Однако под воздействием высокого давления движущегося газового фронта могут происходить разрывы мёрзлых пород и формирование каналов выхода газа. Значимую роль здесь может оказывать незамёрзшая вода в порах пород, содержание которой значительно возрастает при повышении температуры в грунтах [2]. Возможно, именно дестабилизация гидратов за счёт понижения верхней границы зоны стабильности гидратов метана в периоды трансгрессий служит причиной повышенной эмиссии метана в водную толщу и атмосферу на шельфе морей Восточной Арктики [27].

Благодарности. Авторы благодарны коллективу Института физики атмосферы РАН за предоставление программного кода модели теплопереноса в донных отложениях, а также рецензентам за замечания, способствовавшие улучшению работы. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (№ 14-05-00730 А, № 15-05-02457 А, № 16-05-00868 А).

Литература

1. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 97–105.
2. Арэ Ф.Э. Теплофизические аспекты принципа Цытовича о равновесном состоянии воды и льда в мерзлых грунтах // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 47–56.
3. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
4. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
5. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод

- и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92.
6. Григорьев М.Н. Морфология и динамика преобразования подводной мерзлоты в прибрежно-шельфовой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Наука и образование. 2006. № 4. С. 104–109.
7. Денисов С.Н., Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // ДАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.
8. Кузин В.И., Платов Г.А., Голубева Е.Н., Малахова В.В. О некоторых результатах численного моделирования процессов в Северном Ледовитом океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 117–136.
9. Малахова В.В., Голубева Е.Н. О возможной эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 452–458.
10. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693. doi: 10.7868/S0030157414040091.
11. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.
12. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
13. Чувиллин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Дударев О.В., Семилетов И.П. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 32–40.
14. Шполянская Н.А. Мерзлотно-экологическая характеристика западного сектора Российского Арктического шельфа // Изв. Коми науч. центра УрО РАН. 2014. Вып. 3. № 19. С. 105–111.
15. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139. doi:10.1016/S0921-8181(01)00116-3.
16. Buffet B., Archer D. Global inventory of methane clathrate: sensitivity to changes in the deep ocean // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 227. P. 185–199. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.005.
17. Delisle G. Temporal variability of sub-sea permafrost and gas hydrate occurrences as function of climate change in the Laptev Sea, Siberia // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 221–225.
18. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. C10027. doi:10.1029/2011JC007218.
19. Kholodov A.L., Romanovskii N.N., Gavrilov A.V., Tipenko G.S., Drachev S.S., Hubberten H.W., Kassens H. Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf // Polarforschung. 2001. V. 69. P. 221–227.
20. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // Society of Petroleum Engineers Journal. 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
21. Moridis G.J., Kowalsky M.B., Pruett K. Users manual: a numerical simulator for modeling the behavior of hydrates in geologic media, HydrateResSim. Department of Energy, Contract No. DE-AC03-76SF00098. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA. 2005. 285 p.
22. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F03028. doi:10.1029/2012JF002358.
23. Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436.
24. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 181–184. doi: 10.1038/NGEO2071.
25. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journ. of Geophys. Research. Biogeoscience. 2014. V. 119. P. 2082–2094. doi:10.1002/2014JG002685.
26. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // Geo-Mar. Letters. 2005. V. 25. P. 167–182. doi:10.1007/s00367-004-0198-6.
27. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Rekant P., Salyuk A., Kosmach D. Geochemical and geophysical evidence of methane release from the inner East Siberian Shelf // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. C08007. doi:10.1029/2009JC005602.
28. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml> The NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA/ESRL Physical Sciences Division [Электронный ресурс]
29. <http://nomads.gfdl.noaa.gov:8080/DataPortal/cmip5.jsp> GFDL Data Portal – NOAA [Электронный ресурс]