

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИДОННОГО СЛОЯ МОРЕЙ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА К ТЕМПЕРАТУРЕ ВОЗДУХА В XX–XXIII ВВ. ПО ДАННЫМ CMIP6

В.В. Малахова¹, А.В. Елисеев²

¹ *Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет*

Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН

¹ *Вед. науч. сотр., канд. физ.-мат. наук; e-mail: malax@sscc.ru*

² *Вед. науч. сотр., д-р физ.-мат. наук; e-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru*

Проведено исследование чувствительности температуры придонного слоя (T_B) морей арктического шельфа к изменениям температуры воздуха (T_A) для периода 1850–2300 гг. на основе результатов пяти моделей из ансамбля CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) при сценарии с высокими антропогенными выбросами парниковых газов. Анализ был проведен в терминах ансамблевой статистики, а не отдельных моделей. Изменения обеих переменных рассчитывались как разница средних значений соответствующей переменной между заранее выбранными интервалами времени. Эти интервалы характеризовали доиндустриальное состояние (1850–1900), современность (2005–2015), конец XXI в. (2090–2100) и конец XXIII в. (2290–2300).

Для периода 2005–2015 гг. для морей сибирского и североамериканского шельфов коэффициенты чувствительности $\Delta T_B / \Delta T_A$ (Δ указывает на изменения относительно доиндустриального периода) составили менее 0,1 для среднегодовых и зимних значений и до 0,4 летом. Полученные результаты для летнего периода хорошо согласуются с имеющимися данными измерений для Восточно-Сибирского шельфа. Для Баренцева моря уже в этот период коэффициенты чувствительности выше: 0,17–0,44 для среднегодовых значений и от 0,4 до 0,6 для летних температур. В XXI–XXIII вв. коэффициенты чувствительности заметно вырастают, особенно для той части арктического шельфа, которая освобождается ото льда. Наиболее заметно это для летнего периода в морях сибирского и североамериканского шельфа, где осредненные по региону значения коэффициентов чувствительности составили до 0,5 от доиндустриального к концу XXI в. и выросли до 0,8 к концу XXIII в. Для последнего изменения состояния коэффициенты чувствительности летом в секторе Баренцева моря будут близки к единице.

Предложены аналитические аппроксимации указанных зависимостей, позволяющие проводить вычисления с моделью термодинамики донных отложений шельфа.

Ключевые слова: арктический шельф, придонная температура, температура воздуха, CMIP6, сценарии SSP

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.2.9

ВВЕДЕНИЕ

В высоких широтах Северного полушария температура приземного воздуха увеличивается со скоростью, которая в 2–4 раза превышает среднее глобальное потепление. По данным HadCRUT5 [Morice et al., 2021], в 1980–2020 гг. соответствующие скорости потепления составили 0,4–0,8°C/десятилетие (в зависимости от региона) и 0,2°C/десятилетие. Это явление называется арктическим усилением [Мохов, 2022; Previdi et al., 2021]. Анализ же соответствующих изменений температуры воды в Северном Ледовитом океане (СЛО) (в частности, в придонном слое шельфовых морей) остается недостаточным, а выводы – противоречивыми. В свою очередь, понимание изменений температуры воды у морского дна необходимо для оценки отклика свойств донных отложений на настоящее и бу-

дущее потепление. Среди этих свойств – динамика мерзлоты на арктическом шельфе [Малахова, Елисеев, 2020a; Romanovskii, Hubberten, 2001] и связанных с ней гидратов метана [Малахова, Елисеев, 2020a; Ruppel, Kessler, 2017; Shakhova et al., 2019]. В настоящее время заметное влияние потепления климата на этот выброс маловероятно из-за длительных, многотысячелетних масштабов реакции вышеупомянутых свойств на изменения температуры поверхности [Canadell et al., 2021; Malakhova, Eliseev, 2020b]. Однако нельзя исключать усиление этого воздействия в будущем, поскольку продолжающееся, в основном антропогенное, потепление климата, вероятно, будет прогрессировать и дальше [Masson-Delmotte et al., 2021].

Кроме того, перенос метана зависит от растворимости этого газа, которая, в свою очередь, зависит

от температуры воды [Vinogradova et al., 2022]. Так, установлено, что сезонное потепление перемешанного слоя океана приводит к снижению объема метана, который может содержаться в воде в растворенном виде [Vinogradova et al., 2022]. Это может увеличить количество метана, который в конечном итоге выбрасывается из СЛО в атмосферу. Наконец, рост температуры воды в морях арктического шельфа может повлиять на арктические экосистемы, которые в последние десятилетия стали более продуктивными [Ardyna, Arrigo, 2020].

С одной стороны, можно полагать, что отклик температуры вблизи морского дна на изменения температуры придонного воздуха будет небольшим. Это объясняется тем, что в соответствии с соленостью Северного Ледовитого океана, от 28 до 34‰, за исключением регионов вблизи устьев рек [Osadchiv et al., 2023], температура, при которой плотность воды максимальна, составляет от -1 до -2°C и близка к температуре замерзания. Холодная и тяжелая вода опускается на дно, поддерживая температуру вблизи морского дна почти постоянной. Возможно, это стало причиной очень небольшого (менее 1°C) повышения придонной температуры, полученного по результатам проекта CMIP3 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 3) в течение нескольких десятков лет после удвоения содержания CO_2 в атмосфере (q_{CO_2}) [Lamarque, 2008]. Аналогичный результат был получен и для проекта CMIP5 (CMIP, phase 5) в рамках сценария RCP8.5. Несмотря на выраженное потепление воздуха над арктическим шельфом (около 10°C в 2081–2100 гг. по сравнению с 1986–2005 гг.; см. рис. 12.11 из [Collins et al., 2013]), придонная температура океана увеличилась лишь на $(2,3 \pm 1,0)^{\circ}\text{C}$ [Heuzé et al., 2015] – вчетверо меньше. Следует заметить, что аргумент о максимальной плотности для температуры, близкой к постоянной у морского дна, может быть оспорен, если принять во внимание океаническую циркуляцию и изменения солености. В частности, поле придонной температуры формируется турбулентным обменом энергией с атмосферой (важным для верхнего слоя океана толщиной в несколько десятков метров [Boyer Montégut de et al., 2004]), а также адвекцией и конвекцией в океане (проявляющихся во всей толще водного столба) [Lique et al., 2018]. К факторам, влияющим на рост температуры придонного слоя на шельфе морей Северного Ледовитого океана, можно также отнести влияние стока крупных рек. Теплые речные воды оказывают тепловое влияние на придонный слой мелководных шельфов и формируют области опреснения, например, в Карском море [Osadchiv et al., 2023] и в море Лаптевых [Golubeva et al., 2018]. На континентальном шельфе арктических морей на глубинах более

200 м повышение придонной температуры формируется под тепловым воздействием атлантических водных масс, которые распространяются вдоль континентального склона Евразии [Ivanov, 2023].

С другой стороны, в [Shu et al., 2022] отмечено, что на основании данных океанического реанализа и моделирования CMIP6 (CMIP, phase 6; см. [Masson-Delmotte et al., 2021]) температура воды в СЛО растет заметно быстрее по сравнению со средним значением для глобального океана на тех же глубинах. Это потепление составило 6°C в 2081–2100 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. в слое 0–700 м. Однако наибольшее потепление отмечено в Баренцевом море, в других же арктических шельфовых морях изменение температуры незначительно. Отметим, что в [Shu et al., 2022] проведен сравнительный анализ изменения температуры в СЛО по отношению к среднеглобальному изменению на соответствующей глубине. Кроме того, в [Shu et al., 2022] не рассматриваются изменения температуры морской воды в более отдаленном будущем.

Помимо модельных оценок имеются прямые измерения температуры вблизи морского дна (T_B) в летний период (с июня по сентябрь) 1985–2009 гг. [Dmitrenko et al., 2011]. Согласно этим измерениям, вода в прибрежной зоне (определенной в [Dmitrenko et al., 2011] как часть океана с глубинами дна ≤ 10 м) прогрелась на $2,1^{\circ}\text{C}$ в море Лаптевых и на $2,2^{\circ}\text{C}$ в Восточно-Сибирском море. Соответствующее повышение температуры придонного воздуха (T_A) составило $2,6$ и $2,8^{\circ}\text{C}$. Таким образом, для данного сезона и для данного временного интервала $\Delta T_B / \Delta T_A \approx 0,8$, что достаточно близко к единице. На внутреннем шельфе (определенном в [Dmitrenko et al., 2011] как часть океана с глубинами дна от 10 до 50 м) в море Лаптевых потепление составило всего $0,8^{\circ}\text{C}$, а в Восточно-Сибирском море наблюдалось похолодание на $0,25^{\circ}\text{C}$. Поэтому в этой части моря Лаптевых $\Delta T_B / \Delta T_A \approx 0,4$, а в Восточно-Сибирском море соответствующая $\Delta T_B / \Delta T_A$ была отрицательной.

Одной из возможных причин таких разногласий в результатах моделей является достаточно грубое разрешение в моделях океана, использовавшихся в предыдущих (CMIP5 и более ранних) поколениях моделей земной системы (МЗС). В частности, на арктическом шельфе имеется ряд узких проливов, важных для циркуляции океана. Среди них проливы между северным побережьем материковой России и близлежащими островами и проливы Канадского архипелага. Типичная ширина этих проливов – до нескольких десятков километров. Кроме того, океанический радиус Россби, определяющий масштаб горизонтальных вихрей, на арктическом шельфе составляет менее 10 км [Nurser, Vason, 2014]. Все

это требует более высокого разрешения океанических моделей в Арктике. В идеале это разрешение должно достигать нескольких километров, но такое разрешение остается неприемлемым для моделирования в масштабе столетия и тысячелетия с использованием МЗС.

Упомянутое выше потепление в придонном слое моря Лаптевых в последние десятилетия было воспроизведено в численном эксперименте с использованием модели СЛО высокого разрешения и с учетом теплового стока реки Лены [Golubeva et al., 2018]. В ходе моделирования было получено усиленное вертикальное перемешивание в прибрежной зоне арктического шельфа, что привело к проникновению тепла до дна.

Длительные наблюдения за температурой придонного слоя воды за 30 лет и более для оценки климатических изменений редки или вообще отсутствуют, за исключением описанных в [Dmitrenko et al., 2011]. Имеются данные, позволяющие сравнить температуры воздуха и водной поверхности. Так, по данным срочных наблюдений на гидрометеорологических станциях Росгидромета за 1981–2017 гг. и реанализа NOAA_OI_SST_V2 изучена межгодовая изменчивость температуры воздуха и воды на поверхности моря Лаптевых [Ростов и др., 2019]. Средние климатические тренды за 10 лет для температуры воздуха оценены величиной $+0,75^{\circ}\text{C}$, а для температуры воды $+0,35^{\circ}\text{C}$ (для летнего сезона).

Таким образом, в настоящее время единственным способом оценки таких взаимосвязей является использование климатических моделей. Хотя пространственное разрешение современных МЗС остается недостаточным для определения мелкомасштабной океанической циркуляции на арктическом шельфе, оно значительно улучшилось за последние годы. В частности, сеточное разрешение увеличилось в несколько раз от моделей СМIP3 до СМIP6 (см. табл. 8.1 в [Solomon et al., 2007] и табл. AnII.5 в [Masson-Delmotte et al., 2021]).

Целью настоящего исследования является оценка связи между изменениями температуры приводного воздуха и придонного слоя воды для арктического шельфа на основе результатов СМIP6 для сценария с высоким уровнем антропогенного воздействия. Этот выбор учитывает ранее неисследованные взаимосвязи между изменениями температуры в атмосфере над арктическим шельфом и придонного слоя морей. Кроме того, мы используем моделирование, продленное до 2300 г., что потенциально важно для изучения изменений океана – инерционного компонента системы Земли. Следует отметить, что данная работа – расширение работы [Malakhova, Eliseev, 2023]. В отличие от указанной публикации, в данной работе, во-первых, анализ

проводится не в терминах отдельных моделей, а в терминах ансамблевой статистики, что позволяет представить результаты в более компактном виде. Во-вторых, предложены аналитические аппроксимации полученных качественных зависимостей $T_B(T_A)$, позволяющие проводить вычисления с моделью термодинамики донных отложений шельфа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование основано на анализе двух переменных из результатов расчетов моделей СМIP6: среднегодовой температуры воздуха на высоте 2 м от воды (переменная *tas*) и среднегодовой температуры придонной воды (переменная *tob*). Далее эти две переменные обозначаются как T_A и T_B соответственно. При этом в СМIP6 под придонной температурой понимается температура нижнего расчетного уровня модели. Точное расположение этого уровня зависит от конкретной модели. Рассмотрены модельные данные по двум сценариям СМIP6: «historical» с 1850 по 2014 г. и сценарий SSP5-8.5 (2014–2100) с высоким содержанием CO_2 в атмосфере [Gidden et al., 2019]. Выбраны модели с продленным исследованием до 2300 г. (табл.). Выбранные модели прогнозируют температуру воздуха в региональном масштабе в XXI–XXIII вв. с существенными различиями. Это объясняется почти двукратным различием в их равновесной чувствительности к удвоению q_{CO_2} (equilibrium climate-sensitivity – ECS, см. табл.). Мы рассматриваем последнее как дополнительное преимущество нашего ансамбля, поскольку модели показывают одну из основных неопределенностей в исследованиях климата – неопределенность, связанную с чувствительностью климата к внешним воздействиям. В исследовании мы используем средние по ансамблю моделей значения описанных переменных.

Для всех моделей переменные T_A и T_B были интерполированы на сетку $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, а затем усреднены по ансамблю. В процедуре интерполяции использовались четыре соседних узла сетки. Веса интерполяции выбраны пропорциональными $\exp(-\rho/\rho(0))$, где ρ – горизонтальное расстояние (в градусах широты и долготы) между точками на двух сетках, $\rho(0)$ в Арктике близка к $0,36^{\circ}$. Затем среднеансамблевые как T_A и T_B были усреднены за периоды 1850–1900, 2005–2015, 2090–2100 и 2290–2300 гг. (как в среднем за год, так и для отдельных сезонов). Эти четыре временных интервала обозначаются как I0, I1, I2 и I3 соответственно. Связь между изменениями температуры приводного воздуха и придонной температуры выражается с помощью безразмерного коэффициента:

$$\alpha_j = \frac{T_{B,j} - T_{B,0}}{T_{A,j} - T_{A,0}}, \quad (1)$$

где индекс $0 \leq j \leq 3$ указывает среднее значение за соответствующий интервал времени I_j . Статистическая значимость оценивалась с помощью двустороннего критерия Стьюдента. Все рассчитанные значения α_j оказались статистически значимыми.

Также были сделаны расчеты α_j для T_B и T_A , усредненных по областям шельфа: Баренцеву морю (BS), остальной части Евразии (RoE) и Северной Америке (NA) (рис. 1А). Мы выбрали отдельное усреднение по Баренцеву морю, поскольку коэффициенты чувствительности для этого региона сильно отличаются от коэффициентов для других областей арктического шельфа России (см. ниже).

Поэтому для компактности изложения мы объединили шельфы Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей в единый регион RoE. При осреднении мы оценивали две максимальные глубины для обозначения границ шельфа: 200 и 500 м. Однако шельф Баренцева моря оказался географически слишком мал при выборе пороговой глубины 200 м. При этом рассчитанные для этих глубин α имеют незначительные различия для всех регионов шельфа, кроме Баренцева моря. Поэтому в дальнейшем при осреднении по регионам для обозначения границ шельфа была выбрана максимальная глубина 500 м.

Таблица

Выбранные модели проекта CMIP6 [Masson-Delmotte et al., 2021]

Модель	Модель океана	Модель морского льда	Пространственное разрешение	ECS, °C
MRI-ESM2-0, Япония	MRI.COM4.4	MRI.COM4.4	15 км, L61	3,2
ACCESS-ESM1-5, Австралия	ACCESS-OM2	CICE4.1	17 км, L50	3,9
IPSL-CM6A-LR, Франция	NEMO 3.6	NEMO-LIM3	17 км, L30	4,6
CESM2-WACCM, США	POP2	CICE5.1	15 км, L60	4,8
CanESM5, Канада	NEMO 3.4.1	LIM2	17 км, L45	5,6

Примечание. ECS (equilibrium climate sensitivity) – равновесная чувствительность глобальной приземной температуры к удвоению содержания CO₂ в атмосфере.

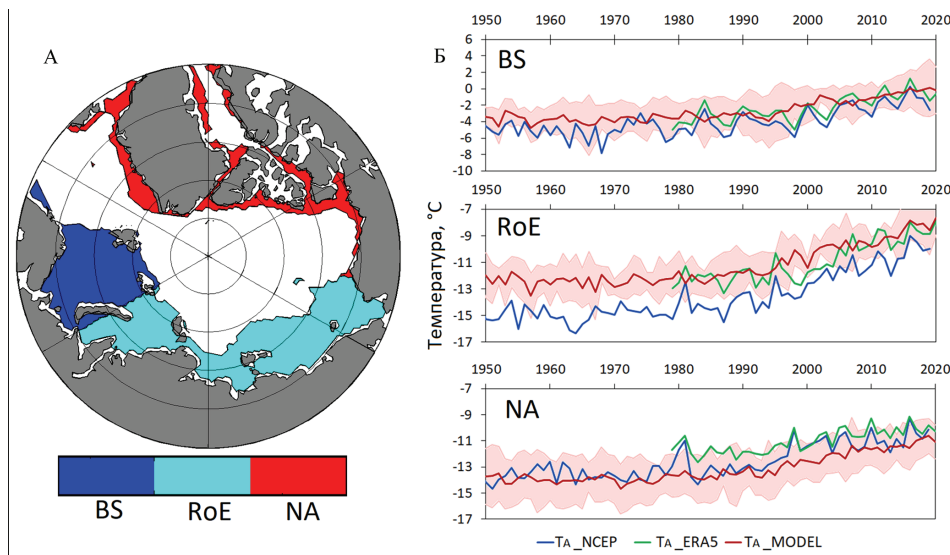


Рис. 1. Осреднение среднеансамблевой температуры приземного воздуха по шельфовым регионам: А – маска регионов с пороговой глубиной океана 500 м, используемая для осреднения температуры; Б – среднеансамблевая температура приземного воздуха (T_{A_MODEL}), осредненная по шельфовым регионам в соответствии с А, в сравнении с реанализом NCEP–DOE (T_{A_NCEP}) и ERA5 (T_{A_ERA5}). Закрашенная область характеризует межмодельную неопределенность внутри ансамбля, определенную как интервал шириной, равной удвоенному среднеквадратичному отклонению в данный календарный год в данном регионе

Fig. 1. Averaging of ensemble-average surface air temperature over shelf regions: А – mask of regions with a threshold ocean depth of 500 m, used for temperature averaging; Б – ensemble mean surface air temperature (T_{A_MODEL}), averaged over shelf regions in accordance with А in comparison with the NCEP–DOE reanalysis (T_{A_NCEP}) and ERA5 reanalysis (T_{A_ERA5}). The shaded area characterizes the inter-model uncertainty within the ensemble (defined as an interval of width equal to twice the inter-model standard deviation in a given calendar year in a given region)

В дальнейших приложениях, однако, целесообразно вместо коэффициента α , который определяется относительно начального состояния, использовать другой коэффициент $\beta = dT_B / dT_A$, который относительно локализован во времени и, следовательно, локализован по отношению к состоянию системы. В данной работе указанный коэффициент был определен с помощью линейной регрессии T_B на T_A . Эта регрессия, в свою очередь, была вычислена для скользящего (с шагом в 1 год) окна длиной 30 лет. Регрессия вычислялась для окна только при дополнительном условии, что в нем $\max(T_B) - \min(T_B) \geq 1^\circ\text{C}$. Затем коэффициент β был рассмотрен как функция средней температуры воздуха для соответствующего 30-летнего скользящего отрезка. В работе также получена аналитическая аппроксимация этого коэффициента как функции от указанной температуры.

Отметим, что среднее по ансамблю T_A над арктическим шельфом хорошо согласуется с данными реанализов NCEP–DOE [Kanamitsu et al., 2002] и ERA5 (Европейский центр среднесрочного прогноза погоды) [Hersbach et al., 2020] (см. рис. 1Б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлены пространственные распределения рассчитанного коэффициента α_j для трех периодов. Для среднегодовой температуры и перехода между периодами I0 и I1 коэффициент чувствительности α_1 составил от 0,2 до 0,7 в Баренцевом море (см. рис. 2А). В остальных шельфовых бассейнах $\alpha_1 \leq 0,2$. Последнее согласуется с общепринятым мнением о том, что температура придонного слоя воды близка к постоянной [Vogoyavlensky et al., 2018]. Коэффициенты α для среднегодовой температуры заметно увеличились при переходе I0 → I2 (см. рис. 2Б). В частности, рост придонной температуры почти сравним с потеплением воздуха вблизи Скандинавии, где α_2 составил 0,8. В морях Сибирского шельфа также происходит увеличение температуры придонной воды, но не столь выраженное, и α_2 составил от 0,1 до 0,4. Коэффициенты чувствительности для среднегодовых температур продолжают расти и при переходе I0 → I3 (см. рис. 2В). Здесь коэффициент $\alpha_3 > 1$ для шельфа Баренцева моря, $\alpha_3 > 0,3$ для Карского моря, для остальных морей он составил 0,2–0,3.

Также были рассмотрены коэффициенты чувствительности отдельно для зимнего (с декабря по март) и летнего (с июня по сентябрь; это определение идентично использованному в [Dmitrenko et al., 2011]) периодов. Зимой коэффициенты чувствительности незначительно меньше, чем среднегодовые для всех временных интервалов (см. рис. 2Г, 2Д, 2Е). Тем не менее они заметно увеличились для

периода I0 → I3 (см. рис. 2Е) относительно периодов I0 → I1 (см. рис. 2Г) и I0 → I2 (см. рис. 2Д). Для летнего периода коэффициенты α оказались выше относительно полученных для среднегодовых значений (см. рис. 2Ж, 2З, 2И). Для периода I0 → I1 максимальные значения α_1 как и в случае со среднегодовыми температурами характерны для области Баренцева моря (см. рис. 2Ж). Однако область с $\alpha_1 \geq 0,5$ более распространенная для летнего периода. Более того, регионы с $\alpha_1 \geq 0,3$ получены в этом случае и на остальной территории Евразии. Для переходов I0 → I2, и особенно для I0 → I3, коэффициенты чувствительности стали существенно выше по сравнению с таковыми для исторического периода I0 → I1. В частности, для периода I0 → I2 $\alpha_2 \geq 0,5$ не только в Баренцевом море, но и в некоторых областях Сибирского шельфа. Для перехода I0 → I3 коэффициенты выросли и в этом случае $\alpha_3 \geq 0,5$ повсюду на арктическом шельфе. Для перехода I0 → I3 в летний период сектор Баренцева моря мало чем отличается от двух других секторов.

На рис. 3 представлены значения коэффициента α_j , осредненного по регионам BS, RoE и NA (см. рис. 1А). Для среднегодовых температур коэффициенты максимальны в регионе Баренцева моря (BS): $\alpha_1 = 0,29$; $\alpha_2 = 0,48$ и $\alpha_3 = 0,73$. В RoE и NA они имеют более низкие значения для всех периодов и почти одинаковы: $\alpha_1 \approx 0,1$; $\alpha_2 \approx 0,2$ и $\alpha_3 \approx 0,4$ (см. рис. 3А). Диапазон значений α_j в зависимости от модели самый широкий в регионе Баренцева моря для всех трех периодов. При усреднении по крупным шельфовым регионам для зимнего периода α_j уменьшился и в зависимости от временного интервала составил от 0,2 до 0,6 в BS, от 0,02 до 0,3 в RoE и менее 0,30 в NA (см. рис. 3Б). Летом коэффициенты чувствительности были значительно выше, чем зимой, для всех временных интервалов (см. рис. 3В). Эти коэффициенты максимальны в секторе Баренцева моря, где составили от 0,5 до 0,8. Но они заметно увеличились в летний период для двух других регионов: $\alpha_1 = 0,3$; $\alpha_2 = 0,5$ и $\alpha_3 = 0,7$ в RoE и $\alpha_1 = 0,15$; $\alpha_2 = 0,4$ и $\alpha_3 = 0,66$ в NA. Также заметно увеличился диапазон значений α_j в зависимости от модели для летнего периода (см. рис. 3В).

Таким образом, наибольшие значения коэффициентов чувствительности обнаружены в Баренцевом море. Как было продемонстрировано, в этом регионе они могут превысить единицу для будущего периода. Другой важной особенностью рассчитанных коэффициентов чувствительности является их увеличение с течением времени. Особенно это характерно для летнего периода для морей сибирского и североамериканского шельфа.

В [Heuzé et al., 2015] для моделей CMIP5 при сценарии RCP-8.5 до 2100 г. (близкому к сценарию

SSP5-8.5) оценен $\alpha \approx 0,2-0,3$ для перехода от 2081–2100 гг. к 1986–2005 гг. Эта величина сравнима с нашей оценкой α_2 , несмотря на разницу в пороговой глубине (500 м в данной работе и 1000 м в [Heuzé

et al., 2015]). Более того, изменение придонной температуры, полученное в моделях проекта CMIP5, было самым большим в секторе Баренцева моря, что согласуется с нашими результатами.

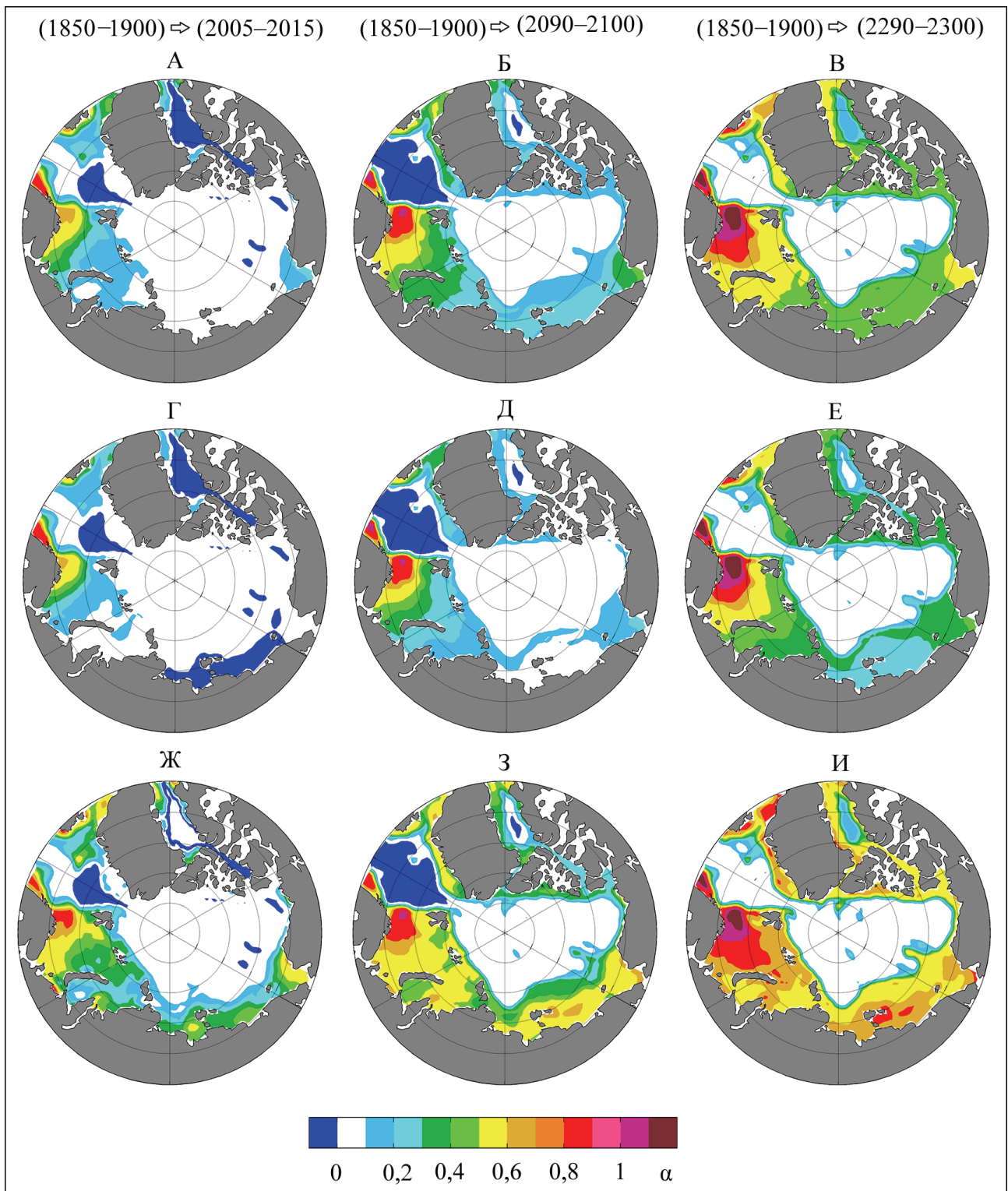


Рис. 2. Коэффициенты α (безразмерные) для трех переходов: А, Б, В – для среднегодовых температур; Г, Д, Е – для средних зимних температур (с декабря по март); Ж, З, И – для средних летних температур (с июня по сентябрь)

Fig. 2. Coefficients α (dimensionless) for three transitions: А, Б, В – for average annual temperatures; Г, Д, Е – for average winter temperatures (from December to March); Ж, З, И – for average summer temperatures (from June to September)

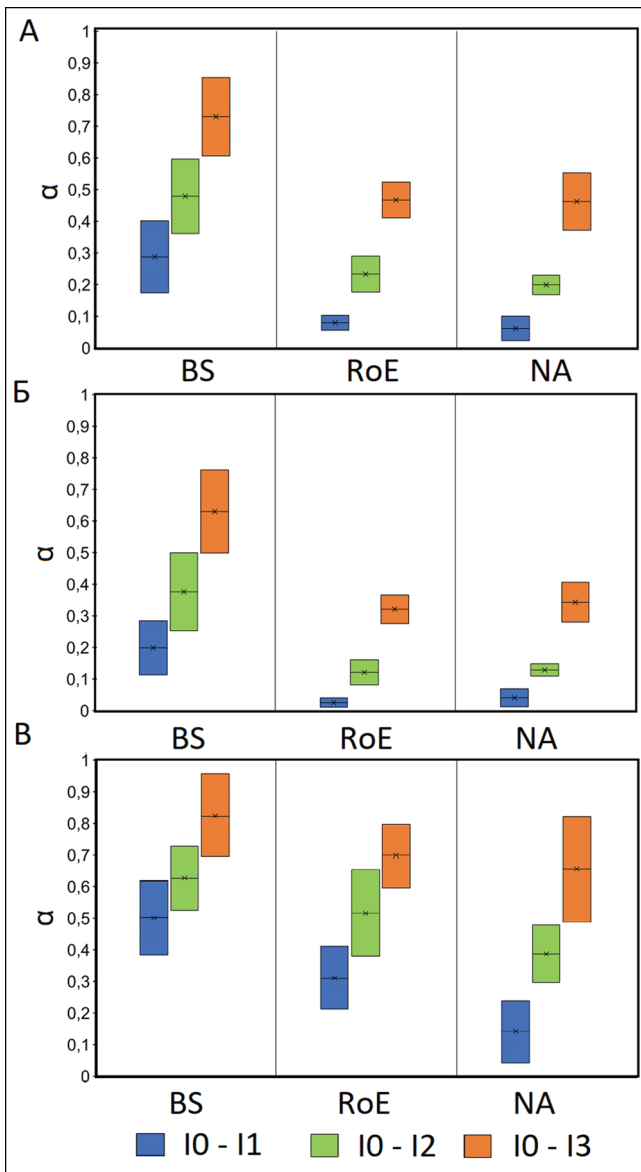


Рис. 3. Коэффициенты α (безразмерные) для трех переходов, усредненные по арктическим регионам в соответствии с рис. 1А, и среднеквадратичное отклонение α по ансамблю моделей:

А – для среднегодовых температур; Б – для средних зимних температур (с декабря по март); В – для средних летних температур (с июня по сентябрь). Для каждого изображенного столбика центральная горизонтальная линия указывает на среднеансамблевую оценку, а высота характеризует межмодельную неопределенность внутри ансамбля (определенную как интервал шириной, равной удвоенному межмодельному среднеквадратичному отклонению коэффициента α)

Fig. 3. Coefficients α (dimensionless) for three transitions, averaged over Arctic regions, in accordance with Fig. 1A and standard deviation α for the ensemble of models: A – for average annual temperatures; Б – for average winter temperatures (from December to March); В – for average summer temperatures (from June to September). For each bar shown, the central horizontal line indicates the ensemble mean estimate, and the height characterizes the inter-model uncertainty within the ensemble (defined as an interval with a width equal to twice the inter-model standard deviation of the coefficient α)

Для усредненных по шельфовым регионам значений придонной и приводной температур получены зависимости $\beta(T_A)$ (здесь для простоты через T_A обозначена средняя для соответствующего 30-летнего скользящего отрезка приводная температура), позволяющие проводить вычисления с моделью термофизики донных отложений шельфа.

Для среднегодовых температур (рис. 4А):

$$\beta = \begin{cases} 0,25, T_A \leq -4,3^\circ\text{C}; \\ 0,00501 \cdot T_A^2 + 0,043 \cdot T_A + 0,34, -4,3^\circ\text{C} < T_A < 7^\circ\text{C}; \\ 0,90, T_A \geq 7^\circ\text{C}. \end{cases} \quad (2)$$

Для зимы (декабрь – март) (см. рис. 4Б):

$$\beta = \begin{cases} 0,14, T_A \leq -9,6^\circ\text{C}; \\ 0,0050 \cdot T_A^2 + 0,096 \cdot T_A + 0,60, -9,6^\circ\text{C} < T_A \leq 2^\circ\text{C}; \\ 0,91, T_A > 2^\circ\text{C}. \end{cases} \quad (3)$$

Для лета (июнь – сентябрь) (см. рис. 4В):

$$\beta = \begin{cases} 0,031 \cdot T_A + 0,33, T_A \leq 13^\circ\text{C}; \\ -0,095 \cdot T_A + 2,16, T_A > 13^\circ\text{C}. \end{cases} \quad (4)$$

Таким образом, можно предположить, что заметное увеличение коэффициентов чувствительности произошло, когда шельфовая область полностью освободилась ото льда летом. Усиление сезонного таяния при потеплении климата морского ледового покрова летом в данном регионе в целом должно приводить к некоторому распреснению морской воды. Однако особенности циркуляции в Северном Ледовитом океане ограничивают такое распреснение регионом Канадского бассейна, тогда как на шельфе вблизи Евразии, наоборот, соленость увеличивается [Lique et al., 2018]. Это приводит к ослаблению стратификации и усиливает вертикальное перемешивание в слое от поверхности до глубин в несколько сот метров. Увеличение глубины перемешивания, вероятно, будет наибольшим в начале осени. Тогда такой мощный перемешанный слой будет сохраняться в течение части зимы, обеспечивая перенос тепла на морское дно шельфа. Это согласуется с результатами, опубликованными в [Lique et al., 2018], где было обнаружено, что в совместной модели высокого разрешения сильное увеличение содержания CO_2 в атмосфере приводит к очень глубокому перемешиванию в Северном Ледовитом океане, включая шельфовые районы. Такой механизм согласуется, в частности, с относительно большими (по сравнению с другими морями Северного Ледовитого океана) значениями коэффициента α в Баренцевом море для потепления от второй половины XIX в. до современного периода. Дополнительным возможным механизмом может быть нагревание толщи воды солнечной радиацией, кото-

рая поглощается непосредственно водой в условиях отсутствия льда, а также ветровое перемешивание. Так, в работе [Плотников и др., 2020] показано, что за счет изменения ветрового и термического режимов, уменьшения площади ледяного покрова произошло увеличение площади и интенсивности ветрового перемешивания в морях восточного сектора Арктики в современный период. Активность волновой деятельности увеличивается, и, соответственно, растет глубина волнового перемешивания

от июня до октября, где она достигает максимума. Отметим, что такое глубокое перемешивание эпизодически проявляется на арктическом шельфе уже в современную эпоху по данным судовых измерений [Ivanov, 2023].

Кроме того, отметим, что в Баренцевом море большую роль играет адвекция теплой воды из Атлантики. Это также может быть причиной выявленных особенностей коэффициента чувствительности в данной акватории.

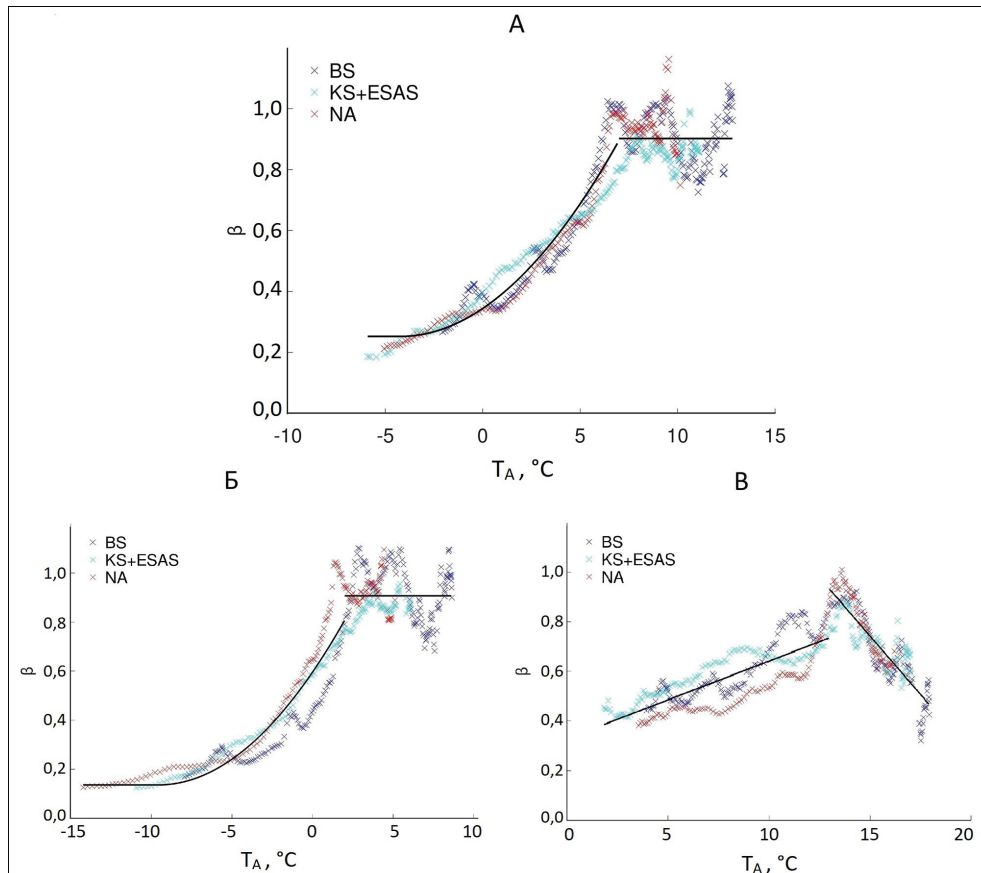


Рис. 4. Коэффициенты β : А – для среднегодовых температур; Б – для зимнего периода (декабрь–март); В – для летнего периода (июнь–сентябрь). Цвет кривой соответствует цвету региона, по которому проводилось осреднение температур (см. рис. 1А). Линиями указаны аналитические аппроксимации (см. текст)

Fig. 4. β coefficients obtained for: А – average annual temperatures; Б – the winter period (December–March); В – the summer period (June–September). The colors indicate the regions involved in temperature averaging (see Fig. 1A). Black lines indicate analytical approximations (see text)

Возможное применение полученных результатов связано с изменением теплофизических свойств донных отложений шельфа. Если потепление на поверхности океана приводит к значительному росту температуры около морского дна, температурный сигнал может распространиться вглубь отложений. После некоторой задержки (которая, однако, могла достигать нескольких тысяч лет [Malakhova, Eliseev, 2020b]) этот температурный сигнал приводит к таянию вечной мерзлоты,

затопленной после последнего ледникового максимума. Кроме того, этот сигнал может привести к диссоциации гидратов метана, связанных с вечной мерзлотой, с последующим потоком метана из донных осадков в воду. Кроме того, потепление всей океанической толщи над шельфом может снизить растворимость метана в воде [Vinogradova et al., 2022] и, следовательно, еще больше увеличить эмиссию газа с акватории Северного Ледовитого океана в атмосферу.

Проведенное исследование имеет ряд ограничений. Первое связано с грубым горизонтальным разрешением используемых моделей CMIP6, которые не описывают мелкомасштабную циркуляцию в океане. Подобные вихревые циркуляции могут способствовать переносу явного тепла вниз в толщу воды. Еще одно ограничение связано с небольшим размером используемого ансамбля, который обусловлен доступностью данных, удовлетворяющих указанным во введении критериям. Поскольку наши коэффициенты чувствительности зависят от модели, очевидно, что любое расширение ансамбля моделей изменит количественно полученные результаты. Однако таяние морского льда летом в XXI в. характерно для всех моделей CMIP5 и CMIP6 и даже для всех сценариев [Елисеев, Семенов, 2016; Notz, 2020]. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что коэффициенты чувствительности, близкие к единице, будут появляться на арктическом шельфе при условии, что потепление прогрессирует и морской лед растает в данном регионе.

В работе использован только сценарий SSP5-8.5. Разумеется, коэффициенты чувствительности для других сценариев будут другими. Однако главным результатом нашей работы является сильное увеличение коэффициентов чувствительности в районах, свободных ото льда летом. Поэтому этот результат применим и к другим сценариям, при условии, что соответствующее потепление будет достаточно сильным, чтобы привести к сокращению ледового покрова.

Далее, несмотря на утверждение о сильной зависимости коэффициента чувствительности от состояния морского льда, мы не попытались построить явную связь α со сплоченностью льда. Отклик придонной температуры, вероятно, будет запаздывать по отношению к изменениям морского льда, что усложняет построение этой взаимосвязи. Более того, наш основной интерес в будущих приложениях результатов настоящей статьи заключается в изучении теплофизики шельфовых отложений в масштабах тысячелетий. В соответствии с полученными результатами, при сезонном освобождении шельфа ото льда расчеты с моделями, в которых придонная температура используется в качестве граничного условия, можно выполнять с «асимптотически высокими» (близкими к единице) коэффициентами чувствительности.

Несмотря на все вышеупомянутые ограничения, мы приходим к выводу, что для прогнозов теплофизического состояния арктических шельфовых отложений на тысячелетия вполне реально предполо-

жить, что потепление придонного слоя воды будет сравнимо по величине с потеплением температуры воздуха, при условии, что последнее потепление сопровождается таянием морского льда.

ВЫВОДЫ

В работе изучена чувствительность температуры придонного слоя к глобальному потеплению в период с 1850 по 2300 г. на основе результатов пяти моделей CMIP6. Количественная оценка этой чувствительности α получена с помощью отношения изменений температуры океана у морского дна ΔT_B и температуры приводного воздуха ΔT_A : $\alpha = \Delta T_B / \Delta T_A$. Оба изменения рассчитывались как разница средних значений соответствующей переменной между заранее выбранными интервалами времени. Эти интервалы характеризовали доиндустриальное состояние (1850–1900), современность (2005–2015), конец XXI века (2090–2100) и конец XXIII в. (2290–2300). Мы ограничились изучением сценария SSP5-8.5 (Shared Socio-Economic Pathways 5–8.5) с высокими антропогенными выбросами парниковых газов.

Получено, что в период с 2005 по 2015 г. для сибирского и североамериканского шельфов коэффициенты чувствительности были довольно низкие (обычно менее 0,12 для среднегодовых значений температур и до 0,4 в летний период). Это получено вне зависимости от сезона (в среднем за год, летом или зимой). Для лета полученные результаты согласуются с ограниченными измерениями на Восточно-Сибирском шельфе. Исключением был сектор Баренцева моря, где уже в этот период α составили от 0,14 до 0,44 для среднегодовых значений и от 0,4 до 0,6 для средних летних значений температур.

Для периодов с учетом сценария потепления коэффициенты чувствительности увеличились. Наиболее заметно это было летом для морей сибирского и североамериканского шельфа, где осредненные по региону значения коэффициентов чувствительности составляли до 0,5 от доиндустриального к концу XXI в. и выросли до 0,8 для перехода от доиндустриального периода к концу XXIII в. По сравнению с историческим периодом рост для этих регионов составил более чем в два раза. Для последнего изменения состояния коэффициент чувствительности летом в секторе Баренцева моря также вырос и стал близок к единице.

В результате исследования получены зависимости придонной температуры от температуры воздуха $T_B(T_A)$, позволяющие проводить вычисления с моделью термофизики донных отложений шельфа.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 20-11-20112 в части проведения анализа придонной температуры и ее зависимости от изменения климата; и грант № 23-47-00104 в части вывода аналитических аппроксимаций зависимости температуры придонной воды).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Елисеев А.В., Семенов В.А. Изменения климата Арктики в XXI в.: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // Доклады РАН. 2016. Т. 471. № 2. С. 214–218.
- Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых // Лед и Снег. 2020а. Т. 60. № 4. С. 533–546. DOI: 10.31857/S2076673420040058.
- Мохов И.И. Аналитические условия формирования арктического усиления в земной климатической системе // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 103–108.
- Плотников В.В., Вражский А.Н., Мезенцева Л.И. и др. Изменчивость гидрометеорологического режима морей восточного сектора Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское) в современный период // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 7. С. 103–115.
- Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А. Тенденции климатических изменений термических условий моря Лаптевых за последние 37 лет // Вестник ДВО РАН. 2019. № 1 С. 97–107. DOI: 10.25808/08697698.2019.203.1.011.
- Ardyna M., Arrigo K. Phytoplankton dynamics in a changing Arctic Ocean, *Nat. Clim. Chang.*, 2020, vol. 10, p. 892–903, DOI: 10.1038/s41558-020-0905-y.
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A. et al. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas, *Geosciences*, 2018, vol. 8, p. 453, DOI: 10.3390/geosciences8120453.
- Boyer Montégut de C., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. geophys. Res.: Oceans*, vol. 109, C12003, DOI: 10.1029/2004JC002378.
- Canadell J., Monteiro P., Costa M. et al. Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2021, p. 673–816.
- Collins M., Knutti R., Arblaster J. et al. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, T. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2013, p. 1029–1136, URL: <https://pure.iiasa.ac.at/10551>.
- Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L. et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability, *J. Geophys. Res. Ocean*, 2011, vol. 116, C10027, DOI: 10.1029/2011JC007218.
- Gidden M., Riahi K., Smith S. et al. Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: A dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century, *Geosci. Model. Dev.*, 2019, vol. 12, p. 1443–1475, DOI: 10.5194/gmd-12-1443-2019.
- Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al. Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state, *Polarforschung*, 2018, vol. 87, p. 195–210, DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146, p. 1999–2049, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Heuzé C., Heywood K., Stevens D., Ridley J. Changes in global ocean bottom properties and volume transports in CMIP5 models under climate change scenarios, *J. Clim.*, 2015, vol. 28, p. 2917–2944, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00381.1.
- Ivanov V. Arctic Sea Ice Loss Enhances the Oceanic Contribution to Climate Change, *Atmosphere*, 2023, vol. 14, p. 409, DOI: 10.3390/atmos14020409.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al. NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2002, vol. 83, p. 1631–1644, DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Lamarque J.F. Estimating the potential for methane clathrate instability in the 1%-CO₂ IPCC AR-4 simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35, L19806, DOI: 10.1029/2008GL035291.
- Lique C., Johnson H., Plancherel Y. Emergence of deep convection in the Arctic Ocean under a warming climate, *Clim. Dyn.*, 2018, vol. 50, p. 3833–3847, DOI: 10.1007/s00382-017-3849-9.
- Malakhova V.V., Eliseev A.V. A Relationship between Changes of Surface Air and Sea Floor Temperatures at the Arctic Shelf from the Coupled Models Intercomparison Project, Phase 6 Data, *Atmosphere*, 2023, vol. 14, p. 1024, DOI: 10.3390/atmos14061024.
- Malakhova V., Eliseev A. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments, *Glob. Planet. Chang.*, 2020b, vol. 192, 103249, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249.
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press: Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2021, 2391 p.
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A. et al. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2021, vol. 126, e2019JD032361, DOI: 10.1029/2019JD032361.
- Notz D. SIMIP Community. Arctic sea ice in CMIP6, *Geophys. Res. Lett.*, 2020, vol. 47, e2019GL086749, DOI: 10.1029/2019GL086749.

- Nurser A., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean, *Ocean Sci.*, 2014, vol. 10, p. 967–975, DOI: 10.5194/os-10-967-2014.
- Osadchiev A., Sedakov R., Frey D. et al. Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements, *Sci Rep.*, 2023, vol. 13, 16508, DOI: 10.1038/s41598-023-43524-w.
- Previdi M., Smith K., Polvani L. Arctic amplification of climate change: A review of underlying mechanisms, *Environ. Res. Lett.*, 2021, vol. 16, 093003, DOI: 10.1088/1748-9326/ac1c29.
- Romanovskii N., Hubberten H.W. Results of permafrost modelling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia, *Permafrost Perigl. Proc.*, 2001, vol. 12, p. 191–202, DOI: 10.1002/ppp.387.
- Ruppel C., Kessler J. The interaction of climate change and methane hydrates, *Rev. Geophys.*, 2017, vol. 55, p. 126–168, DOI: 10.1002/2016RG000534.
- Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the permafrost-hydrate system and associated methane releases in the East Siberian Arctic Shelf, *Geosciences*, 2019, vol. 9, p. 251, DOI: 10.3390/geosciences9060251.
- Shu Q., Wang Q., Arthun M. et al. Arctic Ocean Amplification in a warming climate in CMIP6 models, *Sci. Adv.*, 2022, vol. 8, iss. 30, DOI: 10.1126/sciadv.abn9755.
- Solomon S., Qin D., Manning M. et al. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, US, 2007, 996 p.
- Vinogradova E., Damm E., Pnyushkov A. et al. Shelf-sourced methane in surface seawater at the Eurasian continental slope (Arctic Ocean), *Front. Environ. Sci.*, 2022, vol. 10, 811375, DOI: 10.3389/fenvs.2022.811375.

Поступила в редакцию 23.09.2023

После доработки 15.11.2023

Принята к публикации 04.12.2023

SENSITIVITY OF THE BOTTOM LAYER TEMPERATURE OF THE ARCTIC SHELF SEAS TO AIR TEMPERATURE IN THE 20TH–23RD CENTURIES ACCORDING TO CMIP6 DATA

V.V. Malakhova¹, A.V. Eliseev²

¹*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences*

²*Lomonosov Moscow State University, Physical Faculty*

²*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences*

¹*Leading Scientific Researcher, Ph.D. in Physics and Mathematics; e-mail: malax@sscc.ru*

²*Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Physics and Mathematics; e-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru*

Sensitivity of the seafloor temperature (T_B) of the Arctic shelf seas to changes in surface air temperature (T_A) for the period of 1850–2300 was studied, based on the results of five models from the CMIP6 ensemble (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) under a scenario with high anthropogenic greenhouse gas emissions. The analysis is carried out in terms of ensemble statistics rather than individual models. Changes of both variables were calculated as a difference of mean values of the corresponding variable between pre-selected time intervals. These intervals characterized the pre-industrial state (1850–1900), modernity (2005–2015), the end of the 21st century (2090–2100), and the end of the 23rd century (2290–2300).

For the period of 2005–2015 the seas of the Siberian and North American shelves showed the sensitivity coefficients $\Delta T_B/\Delta T_A$ (Δ indicates changes relative to the pre-industrial period) less than 0,1 for average annual and winter values and up to 0,4 in summer. The results obtained for the summer period are in good agreement with available measurement data for the East Siberian shelf. The sensitivity coefficients for the Barents Sea during the period are higher, i. e. 0,17–0,44 for average annual values and from 0,4 to 0,6 for summer temperatures.

Sensitivity coefficients for the 21st–23rd centuries show a significant increase, especially for the part of the Arctic shelf which would be free from ice. This is most pronounced for the summer period in the seas of the Siberian and North American shelves, where the regionally averaged values of sensitivity coefficients were up to 0,5 from pre-industrial values by the end of the 21st century and increased to 0,8 by the end of the 23rd century. For the last change in state, the sensitivity coefficient in summer in the Barents Sea sector was close to one.

Analytical approximations of these dependencies are suggested, which allow calculations to be carried out using a model of thermophysics of the bottom shelf sediments.

Keywords: Arctic shelf; seafloor temperature; surface air temperature; CMIP6; SSP scenarios

Acknowledgments. The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 20-11-20112 – seafloor temperature analysis and its dependence on climate change; project 23-47-00104 – deriving analytical approximations for the dependence of bottom water temperature).

REFERENCES

- Ardyna M., Arrigo K. Phytoplankton dynamics in a changing Arctic Ocean, *Nat. Clim. Chang.*, 2020, vol. 10, p. 892–903, DOI: 10.1038/s41558-020-0905-y.
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas, *Geosciences*, 2018, vol. 8, p. 453, DOI: 10.3390/geosciences8120453.
- Boyer Montégut de C., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. geophys. Res.: Oceans*, vol. 109, C12003, DOI 10.1029/2004JC002378.
- Canadell J., Monteiro P., Costa M. et al. Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2021, p. 673–816.
- Collins M., Knutti R., Arblaster J. et al. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2013, p. 1029–1136, URL: <https://pure.iiasa.ac.at/10551>.
- Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L. et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability, *J. Geophys. Res. Oceans*, 2011, vol. 116, C10027, DOI: 10.1029/2011JC007218.
- Eliseev A.V., Semenov V.A. Arctic climate changes in the 21st century: ensemble model estimates accounting for realism in present-day climate simulation, *Doklady Earth Sci.*, 2016, vol. 471, no. 1, p. 1183–1187.
- Gidden M., Riahi K., Smith S. et al. Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: A dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century, *Geosci. Model. Dev.*, 2019, vol. 12, p. 1443–1475, DOI: 10.5194/gmd-12-1443-2019.
- Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al. Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state, *Polarforschung*, 2018, vol. 87, p. 195–210, DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146, p. 1999–2049, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Heuzé C., Heywood K., Stevens D., Ridley J. Changes in global ocean bottom properties and volume transports in CMIP5 models under climate change scenarios, *J. Clim.*, 2015, vol. 28, p. 2917–2944, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00381.1.
- Ivanov V. Arctic Sea Ice Loss Enhances the Oceanic Contribution to Climate Change, *Atmosphere*, 2023, vol. 14, p. 409, DOI: 10.3390/atmos14020409.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al. NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2002, vol. 83, p. 1631–1644, DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Lamarque J.F. Estimating the potential for methane clathrate instability in the 1%-CO₂ IPCC AR-4 simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35, L19806, DOI: 10.1029/2008GL035291.
- Lique C., Johnson H., Plancherel Y. Emergence of deep convection in the Arctic Ocean under a warming climate, *Clim. Dyn.*, 2018, vol. 50, p. 3833–3847, DOI: 10.1007/s00382-017-3849-9.
- Malakhova V.V., Eliseev A.V. A Relationship between Changes of Surface Air and Sea Floor Temperatures at the Arctic Shelf from the Coupled Models Intercomparison Project, Phase 6 Data, *Atmosphere*, 2023, vol. 14, p. 1024, DOI: 10.3390/atmos14061024.
- Malakhova V.V., Eliseev A.V. Vliyanie diffuzii solej na sostojanie i rasprostranenie mnogoletnemjorzlyh porod i zony stabil'nosti metan-gidratov shel'fa morja Laptevyyh [Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf], *LED I SNEG*, 2020, vol. 60, no. 4, p. 533–546, DOI: 10.31857/S2076673420040058. (In Russian)
- Malakhova V., Eliseev A. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments, *Glob. Planet. Chang.*, 2020b, vol. 192, 103249, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249.
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2021, 2391 p.
- Mokhov I.I. Analytical conditions for the formation of Arctic amplification in the earth's climate system, *Doklady Earth Sciences*, 2022, vol. 505, no. 1, p. 496–500.
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A. et al. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set, *J. of Geophysical Research: Atmospheres*, 2021, vol. 126, e2019JD032361, DOI: 10.1029/2019JD032361.
- Notz D. SIMIP Community. Arctic sea ice in CMIP6, *Geophys. Res. Lett.*, 2020, vol. 47, e2019GL086749, DOI: 10.1029/2019GL086749.
- Nurser A., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean, *Ocean Sci.*, 2014, vol. 10, p. 967–975, DOI: 10.5194/os-10-967-2014.
- Osadchiv A., Sedakov R., Frey D. et al. Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements, *Sci Rep.*, 2023, vol. 13, 16508, DOI: 10.1038/s41598-023-43524-w.
- Plotnikov V.V., Vrazhkin A.N., Mezentseva L.I. et al. Izmenchivost' gidrometeorologicheskogo rezhima morej vostochnogo sektora Arktiki (Vostochno-Sibirskoe, Chukotskoe) v sovremennyj period [Present-day variability of hydrometeorological regime of seas of the Eastern Arctic sector (East Siberian, Chukchi)], *Izvestija Tomskogo politehnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov*, 2020, vol. 331, no. 7, p. 103–115. (In Russian)

- Previdi M., Smith K., Polvani L. Arctic amplification of climate change: A review of underlying mechanisms, *Environ. Res. Lett.*, 2021, vol. 16, 093003, DOI: 10.1088/1748-9326/ac1c29.
- Romanovskii N., Hubberten H.W. Results of permafrost modelling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia, *Permafrost. Perigl. Proc.*, 2001, vol. 12, p. 191–202, DOI: 10.1002/ppp.387.
- Rostov I.D., Dmitrieva E.V., Vorontsov A.A. Tendencii klimaticheskikh izmenenij termicheskikh uslovij morja Laptevyyh za poslednie 37 let [Tendencies of climatic changes for thermal condition of the Laptev Sea in the last 37 years], *Vestnik DVO RAN*, 2019, no. 1, p. 97–107, DOI: 10.25808/08697698.2019.203.1.011. (In Russian)
- Ruppel C., Kessler J. The interaction of climate change and methane hydrates, *Rev. Geophys.*, 2017, vol. 55, p. 126–168, DOI: 10.1002/2016RG000534.
- Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the permafrost-hydrate system and associated methane releases in the East Siberian Arctic Shelf, *Geosciences*, 2019, vol. 9, p. 251, DOI: 10.3390/geosciences9060251.
- Shu Q., Wang Q., Årthun M. et al. Arctic Ocean Amplification in a warming climate in CMIP6 models, *Sci. Adv.*, 2022, vol. 8, iss. 30, DOI: 10.1126/sciadv.abn9755.
- Solomon S., Qin D., Manning M. et al. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, US, 2007, 996 p.
- Vinogradova E., Damm E., Pnyushkov A. et al. Shelf-sourced methane in surface seawater at the Eurasian continental slope (Arctic Ocean), *Front. Environ. Sci.*, 2022, vol. 10, 811375, DOI: 10.3389/fenvs.2022.811375.

Received 23.09.2023

Revised 15.11.2023

Accepted 04.12.2023