

Численное моделирование особенностей летнего прогрева сибирских шельфовых морей в зависимости от параметризации коротковолновой радиации

Д.Ф. Якшина[✉], Е.Н. Голубева, В.С. Градов*

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, 6*

Поступила в редакцию 12.02.2024;
после доработки 27.03.2024;
принята к печати 29.03.2024

Основным источником летнего прогрева верхнего слоя сибирских арктических шельфовых морей является коротковолновая солнечная радиация. Радиационный поток затухает по мере прохождения сквозь водную толщу, при этом скорость затухания определяется оптическими свойствами воды, зависящими главным образом от концентрации взвешенного вещества. В численных моделях океана и морского льда усвоение коротковолновой солнечной радиации описывается различными параметризациями. В настоящей работе исследуется чувствительность региональной трехмерной численной модели океана и морского льда SibCIOM к двум параметризациям проникающей радиации, используемым в численных экспериментах: 1) двухкомпонентная параметризация (PS) с использованием постоянных коэффициентов затухания для инфракрасного и видимого диапазонов спектра, зависящих от одного из десяти классов прозрачности океанических вод; 2) трехкомпонентная (RGB), различающаяся коэффициентами поглощения для красной, зеленой и синей частей видимого спектра и опирающаяся на спутниковые данные о концентрации хлорофилла. Анализ результатов численных экспериментов для акватории сибирских шельфовых морей показал, что учет сезонного распределения концентрации хлорофилла при формировании потока проникающей коротковолновой радиации с параметризацией RGB приводит к формированию областей прогрева вод в поверхностном или придонном слое, отличающихся от базового эксперимента с двухкомпонентной параметризацией PS. Сравнение с данными наблюдений показывает преимущество параметризации RGB, учитывающей сезонную изменчивость содержания хлорофилла, при численном моделировании арктических шельфовых морей.

Ключевые слова: численное моделирование, моря Сибирского шельфа, параметризация солнечной коротковолновой радиации, концентрация хлорофилла, Северный Ледовитый океан; numerical simulation, Siberian Shelf seas, parameterization of short-wave radiation, chlorophyll concentration, Arctic ocean.

Введение

Коротковолновая солнечная радиация является основным источником летнего прогрева верхнего слоя сибирских арктических шельфовых морей. Радиационный поток затухает по мере прохождения сквозь толщу воды, при этом скорость затухания определяется оптическими свойствами воды, зависящими главным образом от количества взвешенного вещества. Известно, что оптически активные компоненты воды ослабляют проникновение света в глубинные слои и влияют на содержание тепла в океане, поглощая большую часть солнечной энергии в первых двух метрах толщи воды. Согласно натурному

исследованию, проведенному в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, в Карском море и море Лаптевых [1], радиационный прогрев поверхностного перемешанного слоя увеличивался в областях с минимальной толщиной перемешанного слоя и низкой прозрачностью воды.

Арктический регион наиболее чувствителен к глобальному потеплению. Повышение температуры атмосферы в Арктике происходит гораздо быстрее, чем в среднем по планете [2]. С повышением температуры атмосферы происходит таяние льда, что уменьшает альбедо поверхности и усиливает поглощение солнечной радиации [3]. Большие области открытой воды увеличивают тепловые потоки между океаном и атмосферой и способствуют потеплению воздуха [4, 5]. Присутствие оптически активных компонентов воды в Арктике потенциально может увеличить эффект полярного усиления за счет положительной обратной связи между температурой

* Дина Фаруковна Якшина (iakshina.dina@gmail.com); Елена Николаевна Голубева (e.golubeva.nsk@gmail.com); Вячеслав Сергеевич Градов (gradov.v.s@gmail.com).

приповерхностных вод, таянием морского льда и осадками. Биогеофизические обратные связи также увеличивают эффект полярного усиления [6]. Рост нисходящей длинноволновой радиации из-за повышенного содержания углекислого газа приводит к таянию арктического морского льда, что позволяет большему количеству солнечной коротковолновой радиации проникать на поверхность Северного Ледовитого океана. Это приводит к усилению положительного тренда концентрации поверхностного фитопланктона весной, что способствует прогреву поверхности океана. Прогнозы показывают, что это вызовет более быстрое таяние морского льда. Таким образом, при парниковом потеплении может увеличиться среднее содержание хлорофилла в Арктике, что, согласно исследованиям [6, 7], способствует потеплению в Арктике.

Одним из основных методов изучения процессов, протекающих в климатической системе, является трехмерное численное моделирование. В моделях океана и морского льда усвоение коротковолновой солнечной радиации описывается параметризацией, основанной на экспоненциальном затухании с глубиной. Характеристики коэффициента затухания проникающей радиации в моделях, как правило, формируются на основе классификации типов океанических вод, а также исходя из климатических оценок или результатов работы биологической модели.

Цель настоящей работы — определить чувствительность численной модели океана и морского льда SibCIOM (Siberian Coupled Ice Ocean Model) к параметризации проникающей радиации. В параметризации, традиционно работающей в SibCIOM, используются постоянные коэффициенты затухания для инфракрасного и видимого диапазонов спектра, зависящие от заданного типа прозрачности океанических вод. Мы предлагаем параметризацию, опирающуюся на данные о сезонной и межгодовой изменчивости хлорофилла в полярных водах, что делает ее физически более обоснованной для воспроизведения сезонной и климатической изменчивости термохалинной структуры вод океана и шельфовых морей. Для исследования чувствительности модели анализируются изменения в распределении температуры и ледяного покрова в области сибирских шельфовых морей.

1. Метод исследования.

Численная модель

В исследовании применялась региональная трехмерная численная модель океана и морского льда SibCIOM [8, 9]. Уравнения, представляющие законы сохранения тепла, соли и импульса, записаны в ортогональных криволинейных координатах и физической z -вертикальной системе координат с использованием приближений Буссинеска и гидростатики. Некоторые физические процессы, формирующие термохалинную структуру вод, но не разрешенные в рамках пространственно-временных

масштабов модели, описаны с помощью параметризаций: вертикального конвективного и турбулентного перемешивания, формирования склоновых потоков [10]. Модель циркуляции океана объединена с моделью морского льда CICE v.3 [11–13].

Область моделирования включает Атлантический океан от 20° ю.ш. к северу и Северный Ледовитый океан, ограниченный Беринговым проливом. Аппроксимация уравнений модели проводится на ортогональной криволинейной трехполярной сетке с разрешением 0,5° в Атлантическом океане и в среднем 14 км на Сибирском шельфе. Вертикальная сетка модели включает 38 уровней со сгущением к поверхности.

На «твердых» боковых границах заданы условия «прилипания» для скорости и условия отсутствия потоков тепла и соли. «Жидкая» граница включает: 1) Берингов пролив с заданным расходом баротропного течения и температурой и соленостью, рекомендованными в работах [14, 15] для использования в региональных моделях Северного Ледовитого океана; 2) области притока рек, где задаются расход, нулевая соленость и температура, равная температуре прилегающей океанической области; 3) южную границу на 20° ю.ш., где происходит сброс массы воды, поступившей в бассейн через Берингов пролив и из рек.

Численная модель неоднократно использовалась для анализа климатической изменчивости динамики вод и морского льда Северного Ледовитого океана и его шельфовых морей. В работах [9, 16, 17] представлено сравнение модельных расчетов с данными наблюдений.

2. Параметризации проникающей коротковолновой радиации

В модели SibCIOM учет поглощения проникающей солнечной радиации поверхностным слоем океанических вод опирается на двухкомпонентную параметризацию [18], при которой нисходящий поток радиации для инфракрасного и видимого диапазонов спектра экспоненциально убывает с глубиной:

$$I(z) = Q_{sw} \left(r e^{\mu_1 z} + (1-r) e^{\mu_2 z} \right), \quad (1)$$

где Q_{sw} — поток солнечной радиации на поверхности океана; μ_1 — параметр, определяющий скорость затухания инфракрасной части спектра; μ_2 — параметр, определяющий скорость затухания ультрафиолетовой части спектра; r — доля инфракрасного излучения в потоке радиации. Параметры μ_1 , μ_2 , r определяются для каждого типа вод с разной степенью прозрачности [19]. Для области Северного Ледовитого океана использованы параметры, соответствующие трем типам воды J-IB, J-II, J-III согласно наибольшей прозрачности вод в глубоководных районах и наименьшей прозрачности — в шельфовых [20]. В глубоководных районах (> 2500 м)

воду рассматривают как тип J-IB с параметрами $\mu_1 = 1$, $\mu_2 = 17$, $r = 0,67$. На глубинах между 250 и 2500 м вода относится к типу J-II с параметрами $\mu_1 = 1,5$, $\mu_2 = 14$, $r = 0,77$. Тип J-III — средний шельф (между 50 и 250 м) с параметрами $\mu_1 = 1,4$, $\mu_2 = 7,9$, $r = 0,78$.

Модификация параметризации в численной модели включает дополнительный тип воды J-0 для прибрежных областей (менее 50 м глубиной) с максимальной мутностью. Для такого типа воды вся солнечная радиация поглощается в верхнем 2,5-метровом слое, $I(z) = 0$ для $z > 2,5$ м. Обоснованием такого изменения являлось предположение, что полноводные сибирские реки выносят на шельф мутные воды. Распределение типов вод по этой классификации в морях Сибирского шельфа при численном моделировании показано на рис. 1 (цв. вкладка). Далее в статье для этой параметризации будет использоваться обозначение PS.

Трехкомпонентная параметризация проникающей радиации (RGB: red—green—blue) [7] представляет собой упрощенную версию модели [21], в которой видимый свет расщепляется на три волновых диапазона: синий (400–500 нм), зеленый (500–600 нм) и красный (600–700 нм). Поток радиации на глубине z рассчитывается по формуле

$$I(z) = Q_{sw} \left(r e^{\mu_1 z} + \frac{1}{3} (1-r) \left(e^{\mu_{blue} z} + e^{\mu_{green} z} + e^{\mu_{red} z} \right) \right), \quad (2)$$

где значения r , μ_1 фиксированы: $r = 0,58$, $\mu_1 = 0,35$, а значения μ_{blue} , μ_{green} , μ_{red} рассчитываются для каждого диапазона волн, основываясь на спектральной модели [21], где коэффициент ослабления излучения на каждой длине волны зависит от концентрации хлорофилла:

$$K(\lambda) = \chi(\lambda)(Chl)^{e(\lambda)} \quad (3)$$

(λ — длина волны, нм; $\chi(\lambda)$, $e(\lambda)$ — коэффициенты из [16], зависящие от длины волны; Chl — концентрация хлорофилла).

3. Численные эксперименты

С помощью модели SibCIOM были проведены два численных эксперимента, E_{PS} и E_{RGB} , отличающиеся способом параметризации проникающей радиации, PS и RGB соответственно, для периода с 2010 по 2022 г. Потоки тепла, соли и импульса на поверхности океана и морского льда рассчитывались на основе данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR [22]. Исходные поля температуры, солёности, скорости течений и распределения морского льда для 2010 г. были взяты из результатов наших предыдущих расчетов по модели SibCIOM [23], выполненных для периода с 1948 по 2014 г.

Для построения параметризации RGB использовались среднемесячные концентрации хлорофилла, полученные осреднением ежедневных данных

датчиков MODIS [24] на спутниках «Терра» (EOS AM-1) и «Аква» (EOS PM-1). Анализ данных показал, что концентрация хлорофилла в морях Сибирского шельфа достигает максимальных значений в июле, августе и сентябре. Пространственное распределение осредненной концентрации хлорофилла за 2010–2022 гг. (рис. 2, цв. вкладка) показывает его высокое содержание в прибрежных регионах, в большей мере у побережья морей Карского и Лаптевых, которые характеризуются продолжительным периодом открытой воды.

Средняя концентрация хлорофилла в Восточно-Сибирском море также максимальна у берегов, но ее значения не превышают 4–5 ммоль/м². На рис. 2 также представлены графики изменения концентрации хлорофилла по времени в нескольких выбранных точках на шельфе. Высокая сезонная и межгодовая изменчивость хлорофилла соответствует состоянию ледяного покрова региона.

4. Результаты численного моделирования

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что учет сезонной изменчивости концентрации хлорофилла при построении параметризации RGB приводит к изменениям в вертикальной структуре поля температуры шельфовых морей по сравнению с распределением, формирующимся в случае использования не учитывающей временные изменения параметризации PS.

По формулам (1) и (2) рассчитаны коэффициенты ослабления коротковолновой радиации для нескольких типов вод по классификации прозрачности и с разной концентрацией хлорофилла (рис. 3). Коэффициенты ослабления представляют собой долю радиации, поступившей на определенный уровень глубины. Одновременно вычислены доли поглощения радиации на каждом уровне, которые представляют собой разность радиации, поступившей на данный уровень, и радиации, перешедшей на следующий по глубине уровень. Доли поглощения радиации на разных глубинах для разных типов вод приведены в таблице.

Проникающая радиация экспоненциально уменьшается с глубиной, кривизна экспоненты больше при повышенных значениях хлорофилла. На шельфе с глубинами 50–250 м в параметризации PS используется тип J-III, что соответствует Chl = 1,5–2 ммоль/м². Кривая для типа J-III расположена вблизи кривой для Chl = 2 ммоль/м². Однако на глубинах до 5 м эти кривые ведут себя по-разному: в поверхностном уровне параметризация RGB практически при любой концентрации хлорофилла приводит к большему поглощению радиации (таблица), а следовательно, и к большей кривизне экспоненты, чем у типа J-III.

На глубине ниже 10 м коэффициент поглощения воды типа J-III близок к таковому с Chl = 1,5–2 ммоль/м², а увеличение содержания хлорофилла в воде приводит к снижению поглощения на этих

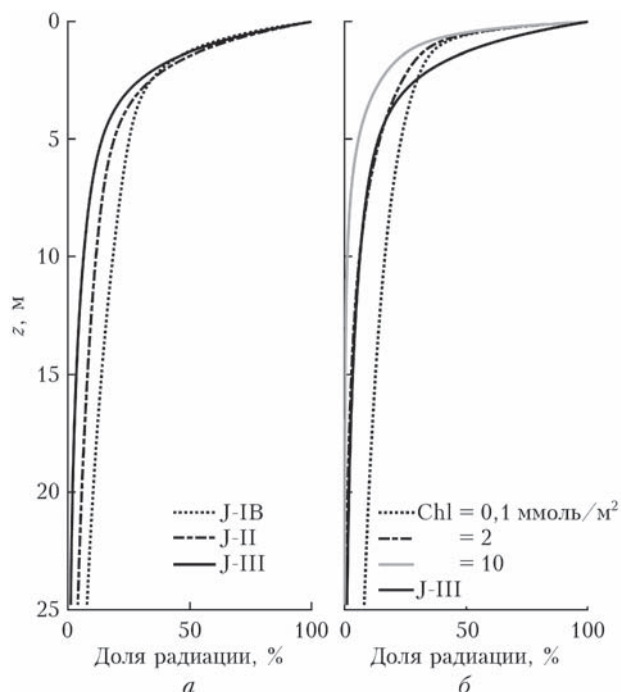


Рис. 3. Доля радиации, поступившей на определенную глубину: для различных типов вод по классификации прозрачности в параметризации PS (а); для различной концентрации хлорофилла в параметризации RGB (б). На обоих графиках присутствует кривая для типа воды J-III в качестве базовой

Коротковолновая радиация, поглощенная верхним слоем моря, в численной модели при использовании параметризаций PS и RGB, %

Глубина, м	PS				RGB		
	Тип воды по классификации прозрачности				Концентрация хлорофилла, ммоль/м²		
	J-0	J-IB	J-II	J-III	0,1	2	10
0–2,5	100	6,01	66,22	70,88	70,31	76,33	85,24
2,5–7,5	0	12,71	19,79	0,23	10,40	14,39	12,34
7,5–12,5	0	5,44	4,54	4,35	4,87	5,14	1,89
12,5–17,5	0	4,03	2,84	2,13	3,19	2,21	0,39
17,5–25	0	4,20	2,73	1,47	3,26	1,29	0,10
25–40	0	4,44	2,53	0,78	3,66	0,54	0,01

уровнях, так как при высоких значениях хлорофилла большая часть радиации задерживается поверхностным слоем и лишь небольшая часть достигает этих глубин.

Рассчитанное поглощение коротковолновой радиации на разной глубине показывает, что максимальные различия между параметризациями формируются на мелководном шельфе (тип J-0 в эксперименте E_{PS}). Даже $Chl = 10$ ммоль/м², которая достигается только в узкой прибрежной области (рис. 2), не приводит к поглощению 100% радиации в поверхностном слое, характерному для E_{PS} .

Осредненная за период расчета пространственная картина изменений, произошедших в поле температуры мелководного шельфа в результате включения параметризации RGB, представлена на рис. 4

(цв. вкладка). Отрицательная разность температуры ($\Delta T = T_{RGB} - T_{PS}$) в поверхностном слое и положительная разность на глубине 20 м указывают на перераспределение поступающего летнего тепла по вертикали, определенная часть которого в зависимости от концентрации хлорофилла поглощается в E_{RGB} ниже поверхностного слоя моря.

Для иллюстрации полученных различий в вертикальном распределении температуры выбраны результаты расчета для Карского моря в августе 2020 г., так как здесь в этот период поверхность практически полностью свободна ото льда, что дает возможность проследить изменения в прогреве шельфовых вод в зависимости от уровня хлорофилла. Как мы отмечали ранее, температура поверхности в прибрежных областях с преобладанием типа вод J-0 увеличена в эксперименте E_{PS} (рис. 5, а, цв. вкладка), что формирует отрицательную разность температуры. На вертикальном разрезе АБ (рис. 5, в) видно, что отрицательные отклонения температуры в E_{RGB} от аналогичного распределения температуры в E_{PS} на поверхности соответствуют положительным отклонениям на глубине ниже 15–20 м, что согласуется с различиями в поглощении радиации в этих экспериментах.

В областях, отдаленных от берега, с глубиной более 50 м изменения в поле температуры не являются столь же определенными, как на мелководном шельфе. В ситуациях, когда концентрация хлорофилла, как правило, более низкая в отдалении от берега (рис. 5, б), тем не менее приводит к меньшей прозрачности, чем у воды типа J-III в эксперименте E_{PS} , прогрев поверхностных вод оказался больше (рис. 5, а).

Временной ход отклонения температуры в эксперименте E_{RGB} по сравнению с температурой в E_{PS} , осредненной по акватории сибирских шельфовых морей (рис. 6, цв. вкладка), показывает изменения в вертикальном профиле температуры. Дополнительно для каждого моря рассчитана средняя концентрация льда в E_{PS} , меняющаяся в соответствии с сезонным ходом. Представленное распределение показывает, что в среднем по акватории каждого моря поверхностная температура для E_{RGB} меньше, чем для E_{PS} . Отличия максимальны в летний период: на мелком шельфе достигают 1,5–2°, на среднем шельфе менее 1°. Как было отмечено ранее, в E_{PS} прогрев поверхности именно на шельфе до 50 м максимальный. Поверхностная температура в большей мере подвержена влиянию температуры воздуха и процессам льдообразования, поэтому зимой все различия между результатами эксперимента в поверхностном слое исчезают.

Меньший прогрев поверхностного слоя 0–30 м соответствует большему нагреву нижележащих слоев 30–200 м в E_{RGB} . Различия в поле температуры, формирующиеся летом, наблюдаются в течение всего года. Увеличенный прогрев слоя воды, изолированного ото льда, зимой сохраняется с постепенным заглублением. В последние годы (2018–2022 гг.) в некоторых областях исчезает сезонность этого

процесса, т.е. вся толща воды (30–200 м) почти все время в эксперименте E_{RGB} нагрета сильнее, чем в E_{PS} .

Анализ численных результатов показывает, что изменения в термической структуре шельфовых вод, обусловленные различиями в способе учета коротковолновой радиации, не оказывают значительного влияния на состояние ледяного покрова морей Сибирского шельфа. Наибольшие различия между экспериментами отмечены для Восточно-Сибирского моря, где основной тип вод в эксперименте E_{PS} рассматривался как J-0 для всей акватории моря и температура поверхностного слоя оказалась ниже в эксперименте E_{RGB} . Относительная разница между объемом льда в экспериментах E_{RGB} и E_{PS} положительна и временами достигает 10%. Для моря Лаптевых и Карского моря, где топография дна менее однородна и, следовательно, параметризация PS, включающая различные типы вод, допускала проникновение тепла в глубокие слои, относительная разность не превышает 6%. Хотя значения отклонений в объеме льда для этих морей минимально, интересно отметить, что в отличие от Восточно-Сибирского моря в Карском море на протяжении всего расчета и в последние годы в море Лаптевых в эксперименте E_{RGB} льда формируется меньше.

Предположение о более обоснованном использовании параметризации RGB с учетом пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла можно подкрепить сравнением с данными наблюдений. Для анализа использовались ежедневные данные о температуре морской поверхности по глобальной сетке 0,25°, предоставленные Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration) [25].

Общая пространственная картина распределения поля поверхностной температуры, полученной в эксперименте E_{PS} (рис. 7, а, цв. вкладка), похожа на распределение по данным наблюдений (рис. 7, в). Однако сравнение пространственного распределения разности полей температуры между данными наблюдений и результатами E_{PS} (рис. 7, б) показывает, что модель занижает T_{PS} в северной части моря Лаптевых и повышает в прибрежных районах окраинных морей, наибольшая разница достигается в Восточно-Сибирском море. В эксперименте E_{RGB} с учетом концентрации хлорофилла распределение поверхностной температуры летом 2020 г. несколько улучшается по сравнению с E_{PS} (рис. 7, г).

Заключение

Анализ результатов сравнения модельных полей температуры по данным 2010–2022 гг. показал, что учет сезонной изменчивости концентрации хлорофилла при построении параметризации коротковолновой радиации RGB меняет распределение летнего тепла в морских водах по сравнению с более упрощенной версией параметризации PS, в ча-

стности, способствуя более интенсивному поступлению тепла ниже поверхностного слоя. Сравнение с данными наблюдений демонстрирует преимущество использования параметризации RGB для моделирования термического состояния арктических шельфовых морей.

Численные результаты показывают, что изменения в термической структуре шельфовых вод, обусловленные различиями в способе учета коротковолновой радиации, не оказывают значительного влияния на состояние ледяного покрова Сибирских шельфовых морей. Относительное изменение объема льда в случае учета параметризации RGB не превышает 10%.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 20-11-20112). Численные эксперименты проведены с использованием вычислительных мощностей ЦКП ССКЦ ИВМиМГ СО РАН.

Список литературы

1. Власенков Р.Е., Смирнов А.В., Макутас А.П. Оценка потенциального прогрева поверхностного слоя морей Карского и Лаптевых в 2007 и 2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85, № 2. С. 35–40.
2. Screen J.A., Bracegirdle T.J., Simmonds I. Polar climate change as manifest in atmospheric circulation // Curr. Clim. Change Rep. 2018. N 4. P. 383–395. DOI: 10.1007/s40641-018-0111-4.
3. Grosse G., Goetz S., McGuire A.D., Romanovsky V.E., Schuur E.A. Changing permafrost in a warming world and feedbacks to the earth system // Environ. Res. Lett. 2016. N 11. P. 040201. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/040201.
4. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // Surv. Geophys. 2014. N 35. P. 1175–1214. DOI: 10.1007/s10712-014-9284-0.
5. Semmler T., Mcgrath R., Wang S. The impact of Arctic sea ice on the Arctic energy budget and on the climate of the Northern mid-latitudes // Clim. Dyn. 2012. N 39. DOI: 10.1007/s00382-012-1353-9.
6. Park J.-Y., Kug J.-S., Bader J., Rolph R., Kwon M. Amplified Arctic warming by phytoplankton under greenhouse warming // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2015. N 112. DOI: 10.1073/pnas.1416884112.
7. Lengaigne M., Menkes C., Aumont O., Gorgues T., Bopp L., André J.-M., Madec G. Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model // Clim. Dyn. 2007. N 28. P. 503–516. DOI: 10.1007/s00382-006-0200-2.
8. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic water circulation in the Arctic // Ocean. J. Geophys. Res. 2007. N 112. P. C04S05. DOI: 10.1029/2006JC003734.
9. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Сер. Физ. атмосфер. и океана. 2009. Т. 45, № 1. С. 145–160. DOI: 10.1134/S0001433809010095.
10. Платов Г.А. Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана. Часть II: Результаты региональных и глобальных расчетов // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 3. С. 409–425.
11. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // J. Phys. Oceanography. 1997. N 27. P. 1849–1867. DOI: 10.1016/j.ocemod.2009.01.004.

12. Bitz C.M., Lipscomb W.H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // *J. Geophys. Res.* 1999. N 104. P. 15669–15677. DOI: 10.1029/1999JC900100.
13. Lipscomb W.H., Hunke E.C. Modeling sea ice transport using incremental remapping // *Mon. Weather Rev.* 2004. N 132. P. 1341–1354. DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132<1341:MSITUI>2.0.CO;2.
14. Woodgate R. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progr. Oceanogr.* 2017. V. 160. DOI: 10.1016/j.pocean.2017.12.007.
15. Woodgate R., Peralta Ferriz C. Warming and freshening of the Pacific inflow to the Arctic from 1990–2019 implying dramatic shoaling in Pacific winter water ventilation of the Arctic water column // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48, N 9. DOI: 10.1029/2021GL092528.
16. Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D. Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state // *Polarforschung*, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research 2018. V. 87, N 2. P. 195–210. DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
17. Golubeva E., Kraineva M., Platov G., Iakshina D., Tarkhanova M. Marine heatwaves in Siberian Arctic seas and adjacent region // *Remote Sens.* 2021. V. 13, N 21. DOI: 10.3390/rs13214436.
18. Paulson C.A., Simpson J.J. Irradiance measurements in the upper ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1977. N 7. P. 952–956. DOI: 10.1175/1520-0485(1977)007<0952:IMITUO>2.0.CO;2.
19. Jerlov N.G. *Optical Oceanography*. Amsterdam: Elsevier, 1968. V. 5. 194 p.
20. Jerlov N.G. *Marine Optics*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publ. Comp., 1976. 231 p.
21. Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case I waters) // *J. Geophys. Res.* 1988. N 93. P. 10749–10768. DOI: 10.1029/jc093ic09p10749.
22. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. N 77. P. 437–471. DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
23. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // *Лед и Снег*. 2015. Т. 130, № 2. С. 81–92. DOI: 10.15356/2076-6734-2015-2-81-92.
24. Ocean color. URL: <https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/directdataaccess> (last access: 12.01.2024).
25. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *J. Clim.* 2007. V. 20. P. 5473–5496. DOI: 10.1175/2007JCLI1824.1.

D.F. Iakshina, E.N. Golubeva, V.S. Gradov. Numerical simulation of summer warming of Siberian shelf seas depending on short-wave radiation parameterization.

The main source of summer heating of the upper layer of the Siberian Arctic shelf seas is shortwave solar radiation. The radiation flux attenuates as it passes through the water column, and the attenuation rate is determined by the optical properties of water, depending mainly on the concentration of suspended matter in the water. In numerical models of the ocean and sea ice, the process of absorption of shortwave solar radiation is described by various parameterizations. In the present work, the sensitivity of the regional 3D numerical ocean and sea ice model SibCIOM to two parameterizations of the penetrating radiation is studied: (1) two-component parameterization using constant attenuation coefficients for the infrared and visible parts of the spectrum depending on one of the 10 transparency classes of ocean waters; (2) a three-component one, with different absorption coefficients for the red, green, and blue parts of the visible spectrum and relying on satellite data on chlorophyll concentration. Analysis of the results of numerical experiments for the water area of the Siberian shelf seas has shown that taking into account the seasonal distribution of chlorophyll concentration when forming the flux of penetrating shortwave radiation leads to the formation of regions of water warming in the surface or bottom layer, which differ from the basic experiment with two-component parameterization.

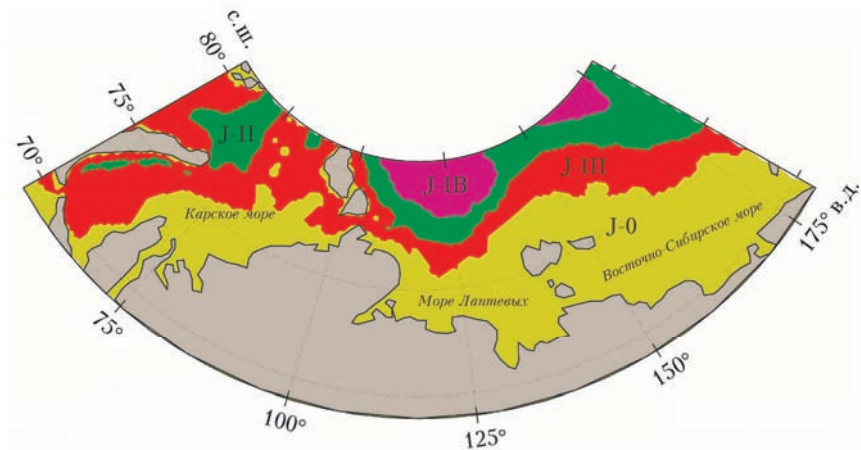


Рис. 1. Распределение типов воды по классификации прозрачности в морях Сибирского шельфа, используемое при численном моделировании

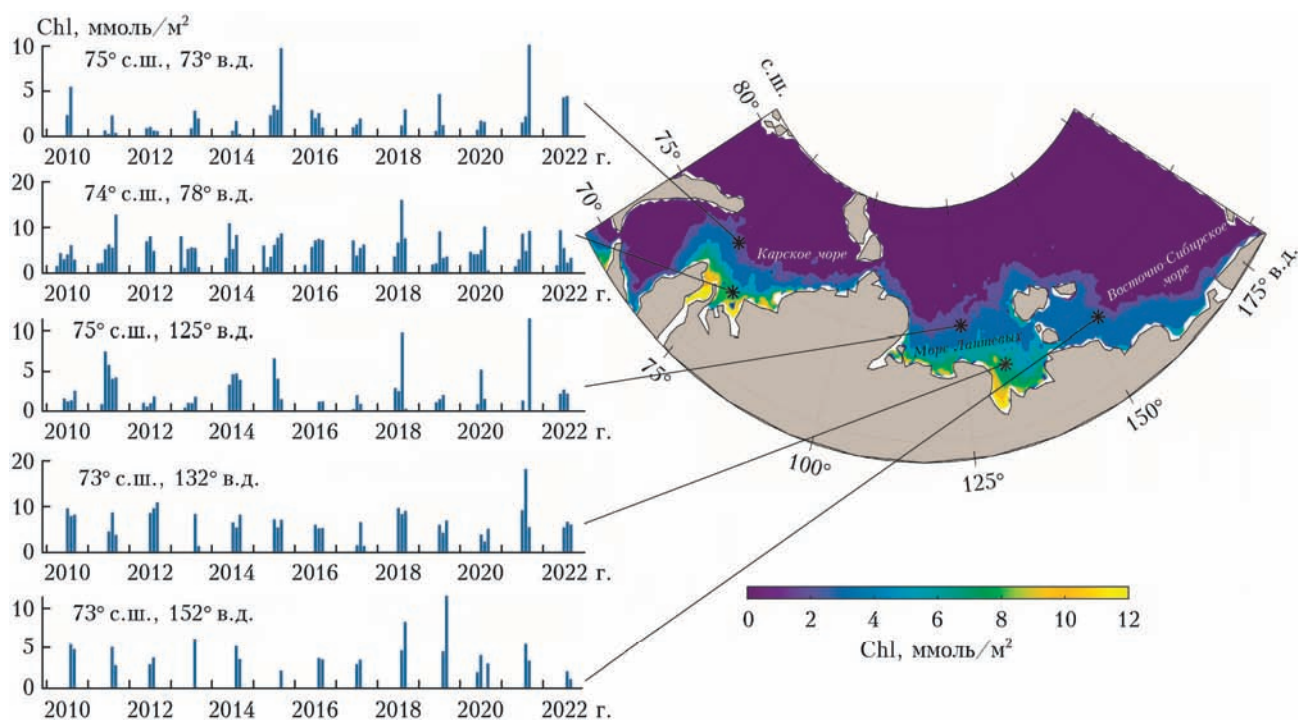


Рис. 2. Среднее распределение концентрации хлорофилла в морях Сибирского шельфа. Для каждого из пяти пунктов (звездочки) показана динамика среднеемесячных значений хлорофилла за 2010–2022 гг.

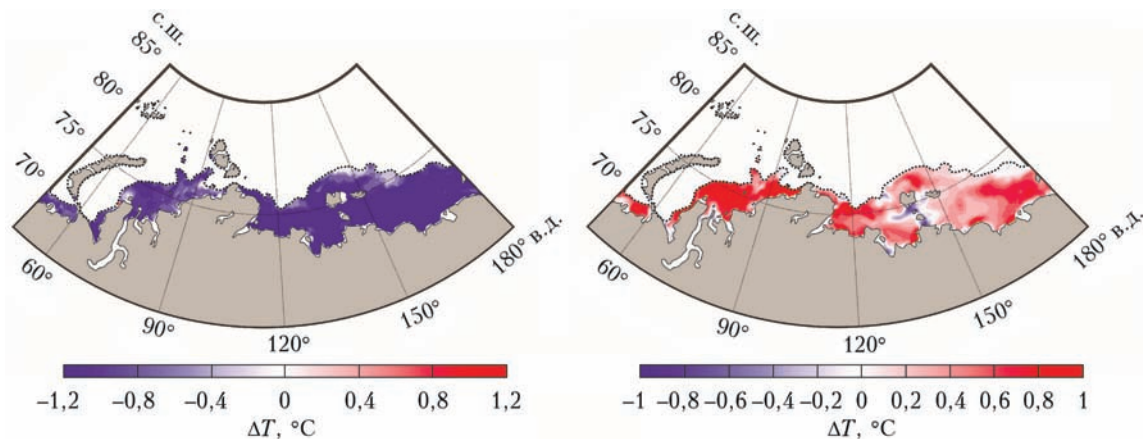


Рис. 4. Изменение летнего распределения температуры (ΔT), осредненного за 2010–2022 гг., на мелководном шельфе: а – в поверхностном слое моря; б – на глубине 20 м

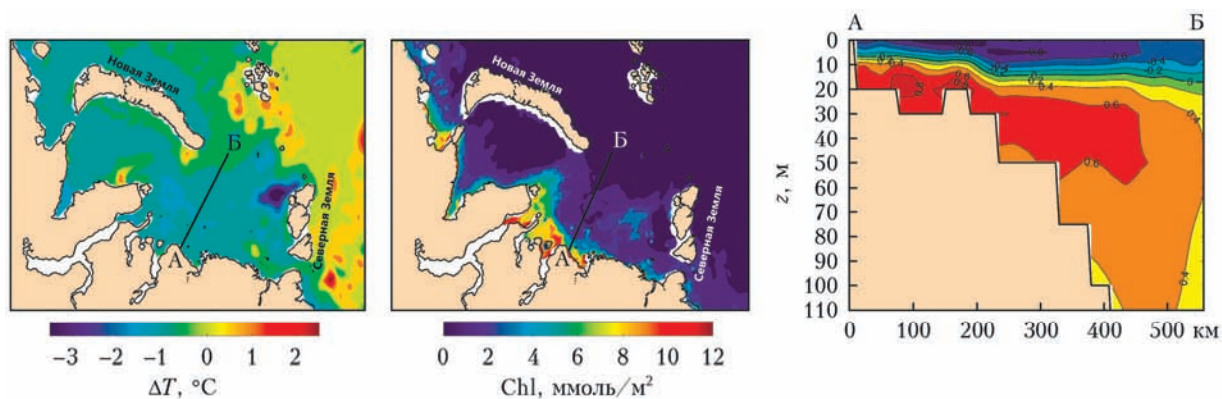


Рис. 5. Результаты моделирования для августа 2020 г.: *а* — разность поверхностной температуры между экспериментами E_{RGB} и E_{PS} в Карском море; *б* — концентрация хлорофилла; *в* — вертикальное распределение изменения температуры между экспериментами E_{RGB} и E_{PS} вдоль сечения АБ

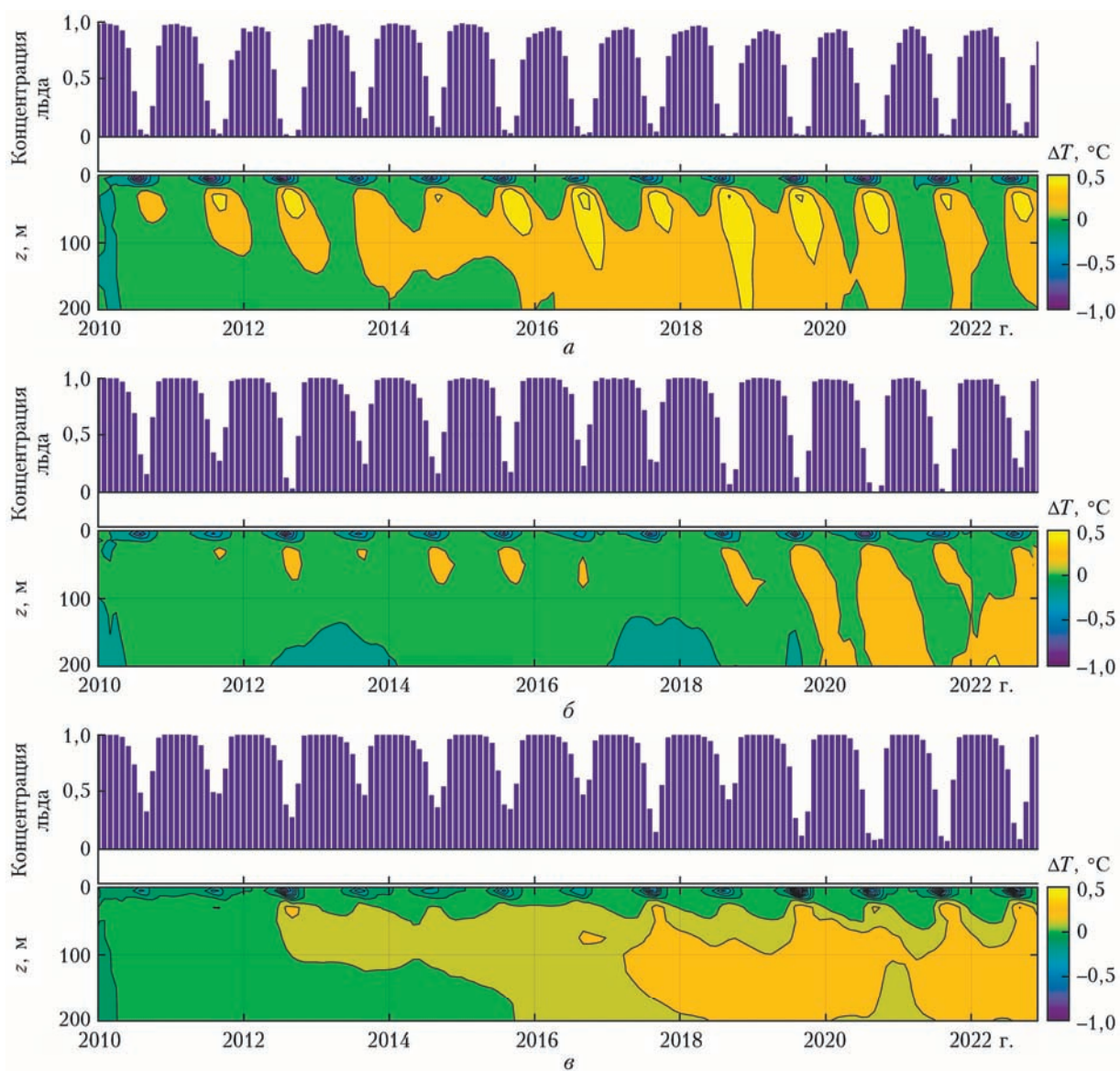


Рис. 6. Временной ход разницы температур ΔT , осредненных по участкам морей глубиной 50–200 м (снизу) и концентрация льда (сверху): *а* — в Карском море; *б* — море Лаптевых; *в* — Восточно-Сибирском море

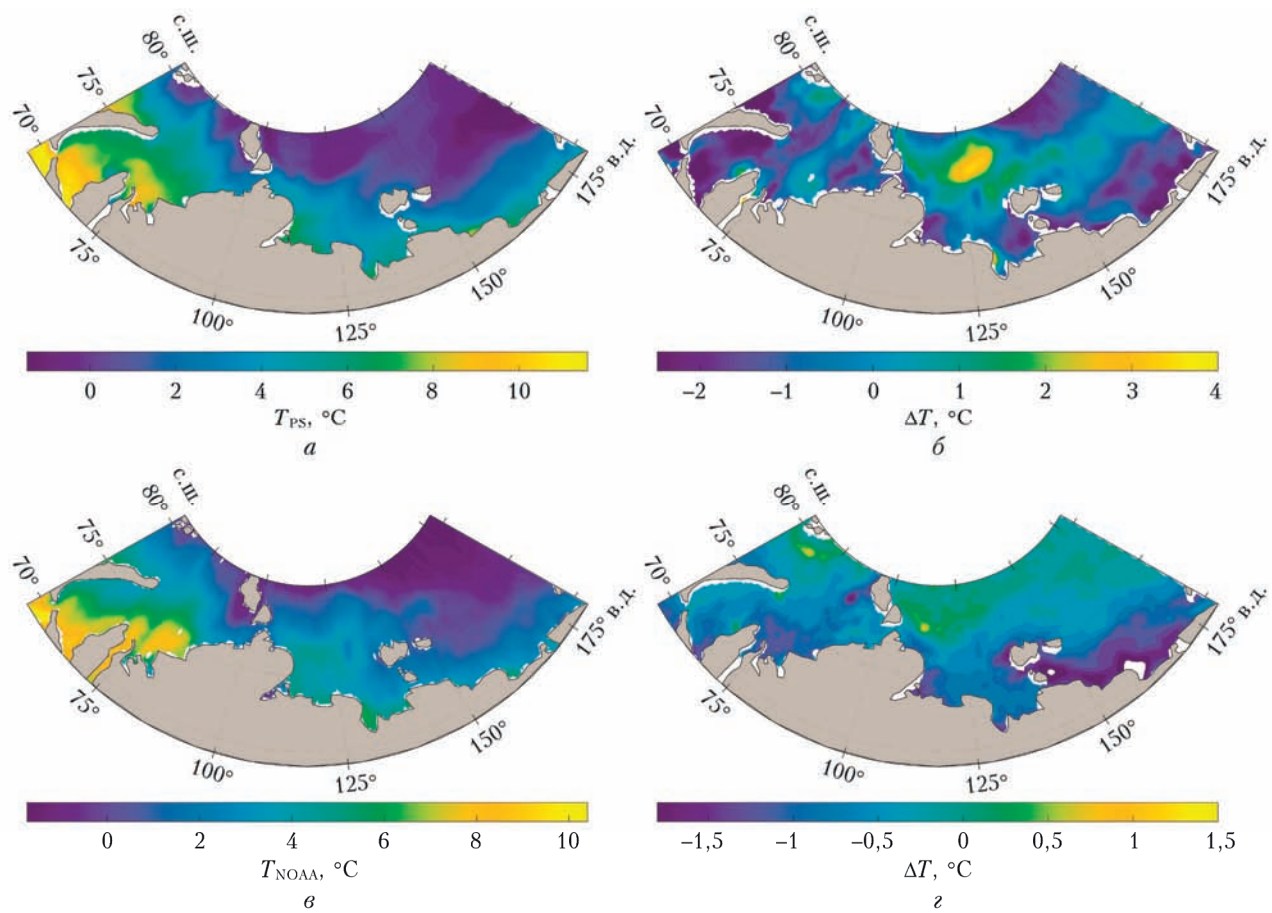


Рис. 7. Поверхностная температура, осредненная за июнь — август 2020 г.: *a* — по результатам эксперимента E_{PS} (T_{PS}); *в* — по данным наблюдений (T_{NOAA}) [25]; разница поверхностной температуры между: данными наблюдений и результатами эксперимента E_{PS} (*б*); результатами эксперимента E_{RGB} и E_{PS} (*г*)