

УДК 551.466.8

© Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2*}, 2023

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Россия, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

²Российский государственный гидрометеорологический университет,

192007, Россия, Санкт-Петербург, ул. Воронежская, д. 79

*sofjina_k@mail.ru

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ К ИХ ВРЕМЕНИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ, ФИГУРИРУЮЩЕМ В ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ДЛЯ ЭТИХ ПЕРЕМЕННЫХ НА СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД

Статья поступила в редакцию 12.08.2022, после доработки 10.01.2023, принята в печать 16.01.2023

Аннотация

Для исследования чувствительности температуры и солёности морской воды к изменению их времени восстановления, фигурирующем в восстанавливающих граничных условиях на поверхности моря, привлекаются трёхмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 и косвенный способ описания эффекта внутренних приливных волн. В основе последнего лежит использование скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, представляющего собой сумму того же нескорректированного коэффициента и коэффициента диапикнической диффузии. Первый из них характеризует влияние непривливых факторов, рассчитываемый с помощью 2,5-уровневой схемы турбулентного замыкания, второй, определяемый отношением индуцируемой внутренними приливными волнами диссипации бароклинной приливной энергии к квадрату частоты плавучести, — влияние чисто приливного фактора. Оценка этой диссипации находится из решения вспомогательной задачи о динамике и энергетике внутренних приливных волн. Обсуждаются поля температуры и солёности морской воды в поверхностном и придонном слоях моря и их вертикальные распределения вдоль меридионального разреза 120°в.д. Кроме названных полей и вертикальных распределений, отвечающих сильному восстановлению предсказываемых характеристик к их климатическим значениям, дополнительно выполняются ещё два численных эксперимента для умеренного и смешанного восстановлений. В результате выясняется, что температура и солёность морской воды слабо чувствительны к изменениям их времени восстановления. Сказанное следует из сравнения модельных средних (за выбранный период и по площади моря) значений температуры и солёности морской воды и их вертикальных профилей, рассчитанных при разных значениях времени восстановления.

Ключевые слова: чувствительность, моделирование, внутренние приливные волны, индуцируемая ВПВ диссипация бароклинной приливной энергии, время восстановления, море Лаптевых

© Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2*}, 2023

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia

²Russian State Hydrometeorological University, 79 Voronezhskaya St., St. Petersburg, 192007, Russia

*sofjina_k@mail.ru

SENSITIVITY OF SEAWATER TEMPERATURE AND SALINITY TO THEIR RESTORING TIMES, APPENDING IN THE BOUNDARY CONDITIONS FOR THESE VARIABLES AT THE FREE SURFACE OF THE LAPTEV SEA IN THE NO-ICE PERIOD

Received 12.08.2022, Revised 10.01.2023, Accepted 16.01.2023

Abstract

In order to study sensitivity of seawater temperature and salinity in the no-ice Laptev Sea to their restoring times, appending in the boundary conditions for these variables at the free surface, the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4 and the indirect means of describing internal tidal waves have been applied. The latter is based on the use of the corrected eddy diffusivity

Ссылка для цитирования: Каган Б.А., Софьина Е.В. Чувствительность температуры и солёности морской воды к их времени восстановления, фигурирующем в граничных условиях для этих переменных на свободной поверхности моря Лаптевых в безледный период // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2023. Т. 16, № 1. С. 24–34. doi:10.48612/fpg/m5h2-uu55-3va9

For citation: Kagan B.A., Sofina E.V. Sensitivity of Seawater Temperature and Salinity to their Restoring Times, Appending in the Boundary Conditions for these Variables at the Free Surface of the Laptev Sea in the No-Ice Period. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 1, 24–34. doi:10.48612/fpg/m5h2-uu55-3va9

representing the sum of the same uncorrected diffusivity and the diapycnal diffusivity. The first of them characterizes the influence of non-tidal factors, computed using 2.5-level eddy closure scheme, the second, determined by the ratio of internal tidal waves induced baroclinic tidal energy dissipation to the buoyancy frequency in square, the influence of purely tidal factor. The estimate of this dissipation obtained from a solution of auxiliary problem on the internal tidal waves dynamics and energetics is attached. Seawater temperature and salinity in the subsurface and near-bottom layers of the Sea and also their vertical distributions along the 120°E meridional transection obtained for the strong, moderate, and mixed restoring times are discussed. As a result, it is clarified that seawater temperature and salinity are weakly sensitive to changes in the restoring time. The saying follows from a comparison of model averaged (over a chosen period and by the Sea area) values of seawater temperature and salinity, and from their local vertical profiles, computed with regard to accepted estimates of the restoring time.

Keywords: sensitivity, modeling, internal tidal waves (ITW), ITW-induced baroclinic tidal energy dissipation, restoring time, the Laptev Sea

1. Введение

Одним из популярных способов описания нормированных соответственно на объёмную теплоёмкость $\rho_0 C$ и среднюю плотность ρ_0 морской воды вертикальных турбулентных потоков тепла $k \frac{\partial T}{\partial z}$ и соли $k \frac{\partial S}{\partial z}$ на границе раздела вода-воздух является использование их определений в терминах разностей климатических и предсказываемых значений температуры T и солёности S морской воды. Фигурирующие в этих выражениях коэффициенты пропорциональности содержат толщину поверхностного слоя, отождествляемую с расстоянием между свободной поверхностью моря и ближайшим к ней расчетным уровнем, и обратное время восстановления. Время восстановления температуры и солёности будем обозначать посредством τ_T и τ_S . Упомянутая здесь толщина поверхностного слоя принимается равной 1 м. Согласно [1], такая формулировка названных потоков оправдана, если время восстановления изменяется в пределах от нескольких суток до нескольких месяцев, нулевые потоки тепла и соли отсутствуют, и распространение потоков из мелкомасштабного интервала изменчивости на крупномасштабный эквивалентно их усилению. Примеры применения этих граничных условий можно найти в [1–6]. С учетом сказанного цель настоящей работы мы видели в том, чтобы, используя трёхмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4 и косвенный способ описания эффекта внутренних приливных волн (ВПВ) установить, какова чувствительность температуры и солёности морской воды в безледном море Лаптевых (продолжительность безледного периода — июль, август) к их времени восстановления. Ранее подобных исследований чувствительности в море Лаптевых, насколько нам известно, не выполнялось. Во всех обсуждаемых случаях форсинг неприливногo происхождения считается равным среднему (за безледный период: июль, август) значению, из соображений минимизации расчетного времени, приливный форсинг будет указан в разделе 2, причем под неприливым форсингом понимается внешнее воздействие (ветровое, термохалинное и обьязанное массообмену с соседними водоемами). Эволюция неприливных форсингов в течение годового цикла не учитывается. Основанием служит полученное в [5] заключение о том, что расхождения между решениями, отвечающими принятым здесь определением форсингов и его определению как части годового цикла незначительны.

2. Используемая модель и косвенный способ описания эффекта ВПВ

Для достижения поставленной цели использовалась трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Её детальное описание приводится в [7]. Поэтому во избежание повторений мы ограничимся только перечислением модельных уравнений, а также описанием принятых в ней специальной процедуры определения бароклинного градиента давления и граничных условий на свободной поверхности моря и его дне (точнее, на ближайших к ним расчётных уровнях). Здесь же приводится перечень источников эмпирической информации, откуда она заимствуется при реализации модели.

Модель включает так называемое двумерное обобщенное уравнение неразрывности в волновой форме для возмущений уровня моря, непреобразованные уравнения движения, записанные в приближениях гидростатики и Буссинеска, эволюционные уравнения для температуры и солёности морской воды и характеристик турбулентности (кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и масштаба турбулентности), трехмерное уравнение неразрывности, служащее для определения вертикальной скорости, и уравнения гидростатики и состояния морской воды. Эволюционные уравнения для горизонтальной скорости, температуры и солёности морской воды и характеристик турбулентности после перенесения членов, характеризующих адвекцию и горизонтальную турбулентную диффузию, на предыдущий шаг по времени решаются как системы нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений.

Принятая модель использует упомянутую выше специальную процедуру расчёта бароклининого градиента давления. Её суть сводится к следующему: плотность морской воды на фиксированном горизонте интерполируется с σ -координатной сетки на z -координатную, после чего бароклининый градиент давления рассчитывается на z -координатной сетке и затем интерполируется назад на σ -координатную сетку, на которой и производится интегрирование уравнений модели.

Граничные условия для КЭТ на ближайших к свободной поверхности и дну расчётных уровнях задаются условием Дирихле, вытекающим из приближённого равенства между продукцией и диссипации КЭТ при аппроксимации масштаба турбулентности законом стенки и связывающим КЭТ с квадратом скорости трения. Граничные значения масштаба турбулентности там же определяются законом стенки. Необходимый для расчёта горизонтальной скорости вертикальный поток импульса на ближайшем к свободной поверхности моря расчётном уровне выражается через поток импульса в приводном слое атмосферы, а он параметризуется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным $1,3 \times 10^{-3}$. Так же параметризуется поток импульса на ближайшем ко дну расчётном уровне. Коэффициент сопротивления в этом случае принимается равным $5,0 \times 10^{-3}$. Значения уровня на открытых границах расчётной области, рассматриваемые в качестве непривливого форсинга, задаются по данным CNES-CLS09 глобальной средней динамической топографии свободной поверхности моря, дополненной данными спутниковой альтиметрии уровня и *in situ* измерениями скоростей течений [8].

Поле скорости ветра в приземном слое атмосферы задается средним за 1979–1989 гг. в безледный период (июль, август) по данным ERA-Interim продукта реанализа состояния атмосферы, использующим усовершенствованные атмосферную модель и систему ассимиляции данных наблюдений по сравнению с их первоначальными версиями [9]. Судя по результатам сравнительного анализа, приведенного в [10], этот продукт является наилучшим из семи имеющихся сегодня.

Температура и солёность морской воды на ближайшем к свободной поверхности расчётном уровне в море определяются посредством восстанавливающих (*restoring*) граничных условий, упоминавшихся ранее. Время восстановления принимается неодинаковым в различных численных экспериментах, о чём будет сказано ниже. Климатические значения переменных берутся из цифрового атласа Арктики [11], осредненные за тот же период, что и ветровой форсинг. Потоки тепла и соли на ближайшем ко дну расчётном уровне принимаются равными нулю. Море считается стратифицированным и свободным от морского льда и речного стока, что избавляет от необходимости рассматривать их последствия.

Горизонтальное разрешение конечно-элементной сетки задается в среднем по площади моря равным 5 км. Вводится отсележивающая топографию дна вертикальная координата с неравномерным распределением слоев по вертикали. Толща моря делится на 40 слоев переменной протяженности по глубине, сгущающихся в поверхностном и придонном пограничных слоях. Шаг по времени задается равным 24 с, необходимость выбора которого диктуется решением эволюционных уравнений для горизонтальной скорости, температуры и солёности морской воды и характеристик турбулентности как систем нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Глубины заимствуются из банка данных ИВСаО. Остальные параметры модели принимаются такими же, как и в ее оригинальной версии [7].

Привлечение косвенного способа описания эффекта ВПВ, избавляет от необходимости явно воспроизводить ВПВ, что позволяет использовать более грубое пространственно-временное разрешение, а это, в свою очередь, позволяет снизить требования к вычислительным мощностям.

Диссипация бароклининой приливной энергии считается обязанной своим происхождением не орографическому сопротивлению, как это принимается в [12], а индуцируемой внутренними приливыми волнами (ВПВ) диссипации бароклининой приливной энергии, входящей в выражение для коэффициента диапикнической диффузии [13]. Последнее связывает названный коэффициент с нормированной на ρ_0 средней за приливный цикл локальной диссипацией упомянутой энергии и обратным квадратом частоты плавучести. Сложение нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, определяемого непривливыми форсингами, с коэффициентом диапикнической диффузии, определяемым чисто приливым форсингом, дает возможность оценить скорректированный (с учетом ВПВ) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Обоснованием служит приближение «слабого взаимодействия» [14], согласно которому, если разность характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велика, то нелинейными взаимодействиями между отдельными составляющими турбулентности можно пренебречь, приближенно считая их аддитивными, хотя сами по себе эти составляющие турбулентности являются сильно нелинейными. Решение исходной начально-краевой задачи, характеризующей климат моря, ищется в такой последовательности: сначала решаются две вспомогательные задачи — одна, отвечающая непривливым форсингам, и другая, описывающая динамику и энергетику ВПВ, — чисто

приливному форсингу. Из решения первой задачи определяются нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, второй — средний (за приливный цикл) коэффициент диапикнической диффузии. Затем оба коэффициента суммируются, и находится скорректированный (за счет эффекта ВПВ) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, после чего уравнения гидротермодинамики моря интегрируются далее при скорректированном коэффициенте до выхода решения на квазистационарный режим. Сравнение решений, полученных с учетом и без учета эффекта ВПВ, дает представление о приливных изменениях климатических характеристик в море. Преимуществом такого способа описания является отказ от двух априорных предположений, принятых в [12], как то: о неизменности в горизонтальной плоскости вертикального распределения диссипации бароклинной приливной энергии и фиксации вертикального масштаба вырождения диссипации (задание его равным значению, свойственному Бразильской котловине), как это делается в случае, когда ответственность за диссипацию возлагается на орографическое сопротивление. Оба предположения дискуссионны, имея в виду пятнистость структуры диссипации в океане. Такова вкратце суть принятого косвенного способа описания эффекта ВПВ, предложенного в [15]. Коэффициент диапикнической диффузии, необходимый для определения скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, задается по результатам работы [16].

3. Результаты моделирования

Для достижения поставленной цели было признано целесообразным выполнить, как минимум, следующие три численных эксперимента: 1) восстановление температуры и солёности морской воды к их климатическим значениям считается происходящим с одинаковой скоростью и, по терминологии автора статьи [6], сильным (соответственно, время восстановления задается равным $\tau_T = 10^5$ с, $\tau_S = 10^5$ с); 2) восстановление задается одинаковым, как и в предыдущем случае, и умеренным ($\tau_T = 10^6$ с, $\tau_S = 10^6$ с); 3) восстановление полагается разным для температуры и солёности морской воды и смешанным ($\tau_T = 10^5$ с, $\tau_S = 10^6$ с). Первый эксперимент будем отождествлять с отсчётным, используемым в дальнейшем для сравнения с двумя другими. Как уже отмечалось во Введении, во всех трех случаях форсинг задаётся средним (за выбранный период) из соображений минимизации расчётного времени. Основанием служит полученное в [5] заключение о том, что расхождения между решениями, отвечающими принятому здесь способу описания неприливных форсингов, и их определениями как части годового цикла, малы.

Судя по результатам моделирования, температура морской воды в рассматриваемом море постепенно уменьшается от 3 до $-1,5$ °C в поверхностном слое и от 0,5 до $-1,5$ °C в придонном (рис. 1). Температура воды в губе Буор-Хая, Оленекском, Анабарском и Хатангском заливах уменьшается от 2 °C вблизи материка до 1 °C в устьевых зонах. Напротив, солёность морской воды увеличивается от 16 до 32 ‰ в поверхностном слое и от 18 до 31 ‰ в придонном (рис. 2). Солёность воды в Янском, Оленекском и Хатангском заливах остаётся практически неизменной и равной 18–22 ‰.

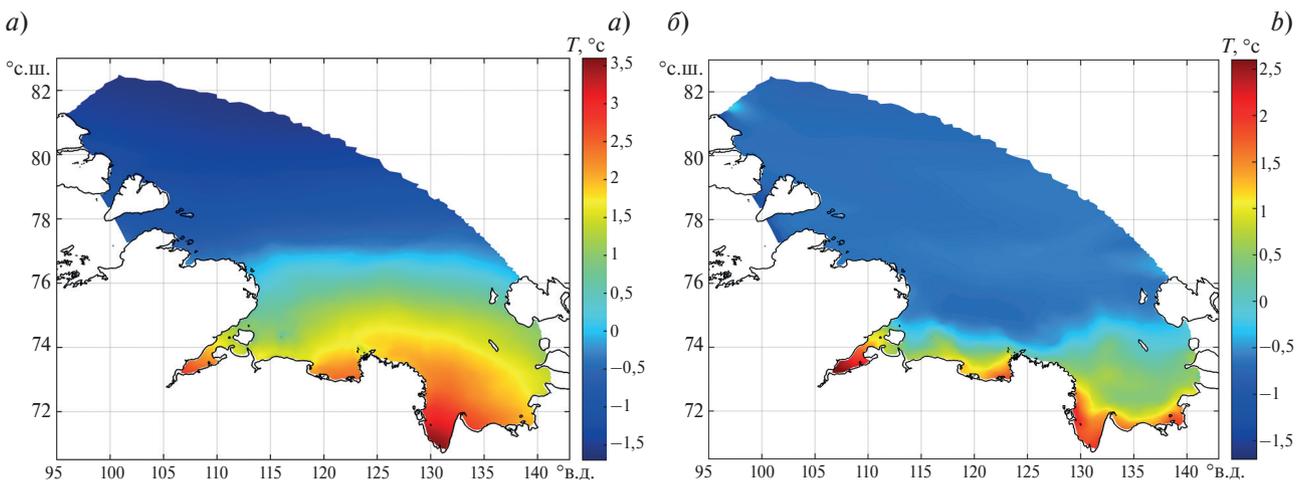


Рис. 1. Температуры морской воды в поверхностном (а) и придонном (б) слоях моря при значениях времени восстановления, принятых в эксперименте 1

Fig. 1. Seawater temperature in subsurface (a) and near-bottom (b) layers of the sea for values of the restoring time, accepted in the experiment 1

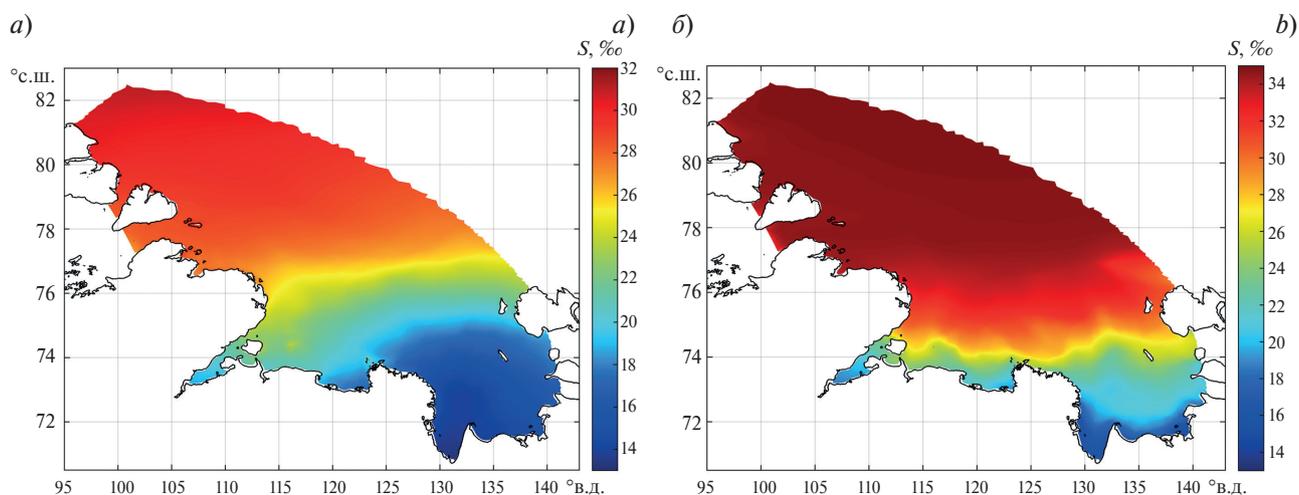


Рис. 2. Соленость морской воды в поверхностном (а) и придонном (б) слоях моря при значениях времени восстановления, принятых в эксперименте 1

Fig. 2. Seawater salinity in subsurface (a) and near-bottom (b) layers of the sea for values of the restoring time, accepted in the experiment 1

На рис. 3 представлено вертикальное распределение температуры морской воды вдоль меридионального разреза 120° в.д. Отметим, прежде всего, общие тенденции ее изменения: уменьшение температуры от небольших положительных значений (~2 °С) до отрицательных (-1 °С), факт, известный нами из наблюдений [17]. В этом отношении результаты моделирования новой информации не привносят. Отрадно, что они не противоречат данным наблюдений.

Ниже описываются поля разностей модельных значений температуры и солёности морской воды, отвечающие различным комбинациям второго и третьего экспериментов относительно первого. Нетрудно видеть, что разности температур в поверхностном слое (рис. 4), отвечающие комбинации экспериментов 2–1, невелики, составляя до 0,1 °С в западной части моря, затем они уменьшаются до -0,8 °С в восточной, после чего вновь увеличиваются до -0,2 °С в окрестности прол. Дм. Лаптева в северо-восточной части моря.

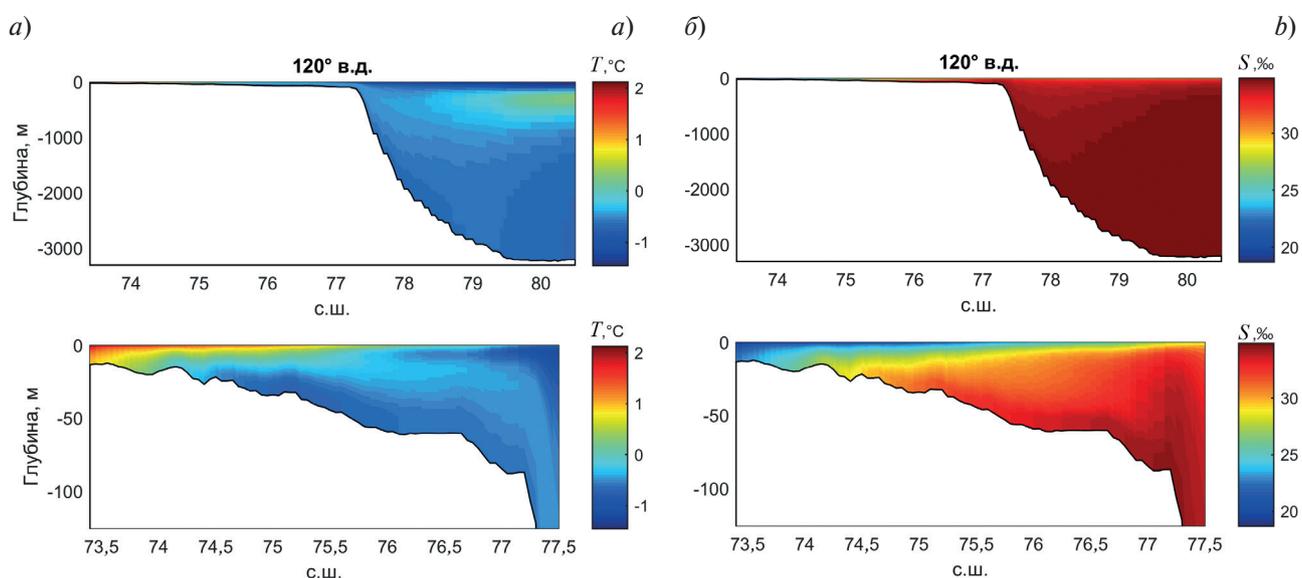


Рис. 3. Вертикальные распределения температуры (а) и солёности (б) морской воды вдоль меридионального разреза 120° в.д. при значениях времени восстановления, принятых в эксперименте 1

Fig. 3. Vertical distributions of seawater temperature (a) and salinity (b) along 120°E meridional transection for values of the restoring time, accepted in the experiment 1

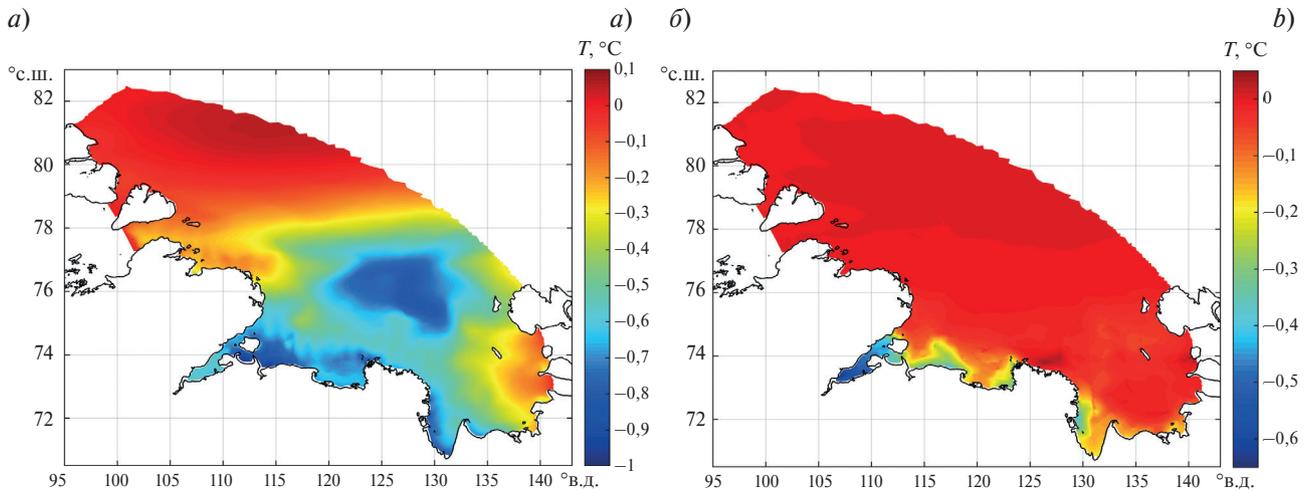


Рис. 4. Разность температур морской воды в поверхностном (а) и придонном (б) слоях моря при комбинации экспериментов 2–1

Fig. 4. A difference of seawater temperature in the subsurface (a) and near-bottom (b) layers of the Sea for the 2–1 combination of experiments

В придонном слое разность температур либо принимает близкие к нулю значения, либо увеличивается на доли градуса, либо, наконец, уменьшается до $-0,2$ °C. Максимальные понижения температуры отмечаются в Янском, Оленекском, Анабарском и Хатангском заливах, где они достигают $-0,4$ °C. Изменения температуры в поверхностном слое, отвечающие комбинации экспериментов 3–1, также невелики, составляя $-0,04$ °C в центральной части моря, затем они увеличиваются до $0,04$ °C, вновь уменьшаются до $-0,02$ °C в Янском зал. и принимают более низкие значения в губе Буор-Хая. В придонном слое при той же комбинации экспериментов разность температуры увеличивается на $0,05$ °C в западной части моря, достигает $0,1$ °C к югу, после чего увеличение температуры сменяется ее уменьшением на $-0,2$ °C в юго-восточной части моря и на $-0,4$ °C в Янском зал. и губе Буор-Хая.

Разность солёности морской воды в поверхностном слое, отвечающая комбинации экспериментов 2–1 (рис. 5), чётко делится на три области. В одной, располагающейся в северо-западной части моря и отчасти в центральной, она близка к нулю, составляя $\pm 0,5$ ‰, увеличивается до $3,0$ – $3,5$ ‰ к юго-востоку и затем

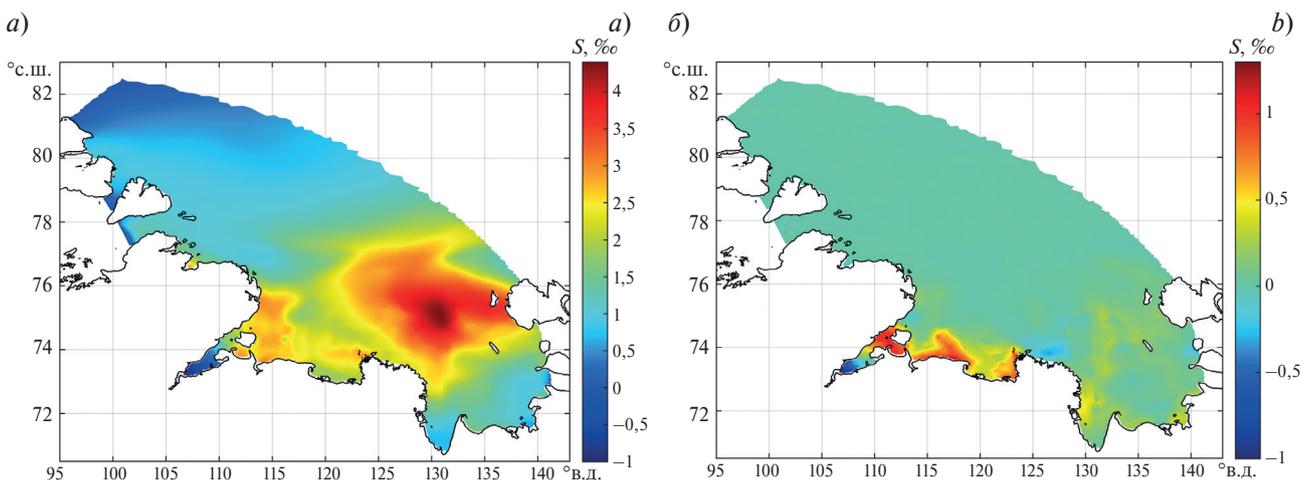


Рис. 5. Разность солёности морской воды в поверхностном (а) и придонном (б) слоях моря при комбинации экспериментов 2–1

Fig. 5. A difference of seawater salinity in the subsurface (a) and near-bottom (b) layers of the Sea for the 2–1 combination of experiments

вновь понижается до 1,5‰ и меньше в Янском зал. В придонном слое она составляет 0,00–0,25‰ в основной части моря и только в восточной части губы Буор-Хая, а также в Оленекском и Анабарском заливах увеличивается до 0,75‰, сменяясь с отрицательной на положительную по мере увеличения расстояния вдоль оси Хатангского зал.

Что касается разностей температуры и солёности морской воды в комбинациях экспериментов 3–1 (не представлено), то они применительно к температуре близки к нулю в поверхностном слое вблизи примерно половины северной и всей северо-западной открытых границ моря, к югу они становятся отрицательными, достигая $-0,04^{\circ}\text{C}$ и меньше, затем переходят через нуль и преобразуются в положительные, равные $0,02^{\circ}\text{C}$ и больше, и, наконец, в крайней юго-восточной части моря вновь становятся отрицательными. В результате разность температуры в губе Буор-Хая оказывается отрицательной, в Оленекском зал. — положительной, а в Хатангском зал. — вновь отрицательной. В придонном слое разность температур близка к нулю на большей части моря, затем переходит через нуль к югу и далее всюду остается отрицательной. Два исключения — Оленекский и Хатангский заливы. В первом из них разность температуры положительна и равна $0,1^{\circ}\text{C}$ и больше, во втором — близка к нулю.

Разность солёности морской воды в поверхностном слое от отрицательных на севере переходит через нуль на юге и становится положительной в обширной области, расположенной в юго-восточной части моря, и вновь сменяется отрицательной в Янском зал. Небольшие положительные значения (до 1,5‰) она приобретает в губе Буор-Хая и больше (до 2‰) в Оленекском зал. Близкие к нулю значения разностей солёности, достигающие 1,5‰, присущи Хатангскому зал. В придонном слое значения разности солёности близки к нулю, с приближением к о. Котельный становятся положительными, равными 0,5‰, затем отрицательными до $-1,5‰$ и вновь положительными в губе Буор-Хая и Янском зал. Значения разности солёности здесь близки к 0,5‰ в Янском зал. и меньше в губе Буор-Хая. Отметим также её понижение до $-1,0‰$ в Оленекском зал. и чередование отрицательных и положительных значений (в пределах $\pm 0,5‰$) в Хатангском зал. вблизи о. Бол. Бегичев.

Рассмотрим вертикальные распределения температуры и солёности морской воды вдоль меридионального разреза 120°в.д. Их распределения, отвечающие комбинации экспериментов 2–1, характеризуются почти однородными структурами с типичными для них небольшими значениями разностей до $-0,2^{\circ}\text{C}$ для температуры и 1,5‰ для солёности в мелководной части разреза и меньшими их значениями в глубоководной части вблизи свободной поверхности моря. Исключение составляют разности температуры в глубоководной части разреза, охватывающие верхние несколько сотен метров и даже слой моря с большими глубинами. Однако разности температуры здесь невелики и, как правило, не выходят за пределы точности ее измерений (рис. 6). Структура разностей солёности на всём разрезе для комбинации экспериментов 3–1 (не приводится) похожа на присущую для комбинации экспериментов 2–1 в смысле их близости к нулю.

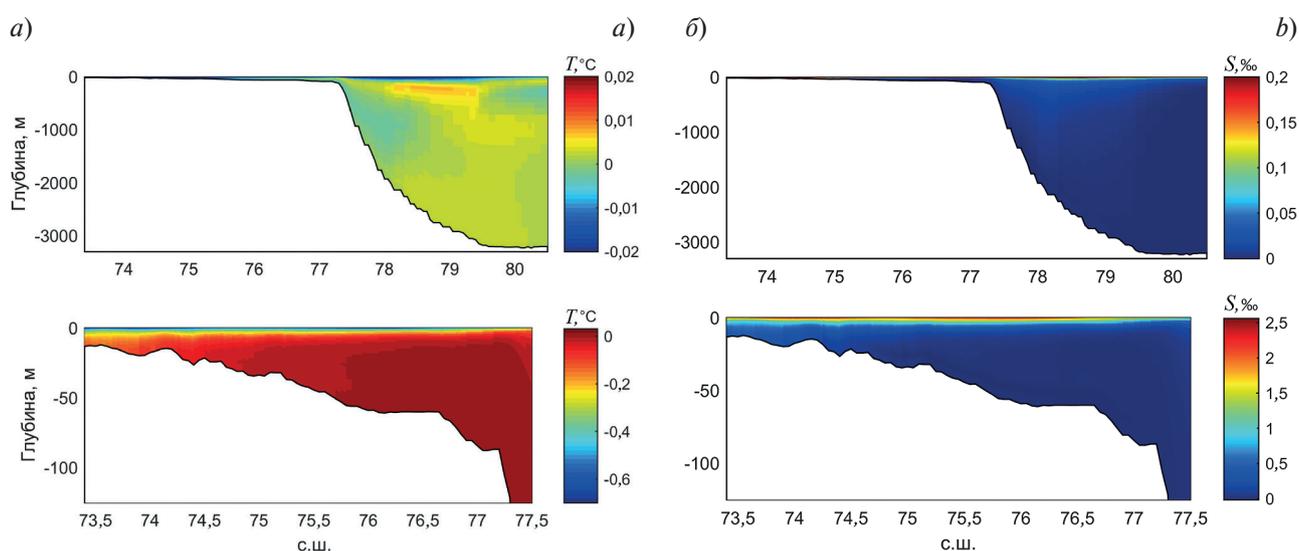


Рис. 6. То же, как на рис. 3, для разностей температуры (а) и солёности (б) морской воды при комбинации экспериментов 2–1

Fig. 6. The same as in Fig. 3 for the difference of seawater temperature (а) and salinity (б) for the 2–1 combination of experiments

Иное дело — разности температуры для комбинации экспериментов 3–1 (не приводится). Присущие ему разности температуры получаются наиболее заметными вблизи материка, где они достигают 0,02 °С. То же самое происходит в глубоководной части разреза с той лишь разницей, что они становятся здесь, хотя и малыми, но обнаруживаемыми. Еще раз подчеркнем, что в обоих случаях (для обеих комбинаций экспериментов) разности солёности остаются близкими к нулю в пределах всего разреза.

Закончим обсуждение результатов моделирования двумя заключениями, непосредственно вытекающими из сравнения модельных средних (за выбранный период и по площади моря) значений температуры T и солёности S морской воды в поверхностном и придонном слоях моря, отвечающих принятым оценкам времени восстановления, с данными наблюдений (см. табл. 1) и модельных локальных вертикальных профилей названных переменных (рис. 7). Сравнение модельных средних (в указанном смысле) значений трёх пар переменных между собой в каждом слое с данными наблюдений убеждает, что они, во-первых, соизмеримы между собой для T и лишь мало отличаются для S и что, во-вторых, чувствительность T/S к изменениям их времени восстановления можно считать слабой. В том, что это так, можно убедиться либо по отсутствию разнесений модельных вертикальных профилей T/S , отвечающих разным значениям времени восстановления (факт, означающий их слияние), либо по небольшим разнесениям соответствующих вертикальных профилей, не превосходящим, как правило, примерно 1 °С для T и 1,5‰ для S .

Таблица 1

Table 1

Средние (за выбранный период и по площади моря) значения температуры T и солёности S морской воды и с данные наблюдений

The averaged (for the chosen period and by the sea's area) values of seawater temperature T and salinity S and observational data

Местоположение области определения T/S	Данные наблюдений, приведенные в цифровом атласе Арктика [12]		Эксперимент 1		Эксперимент 2		Эксперимент 3	
	T °С	S ‰	T °С	S ‰	T °С	S ‰	T °С	S ‰
Поверхностный слой	0,38	22,98	0,27	23,62	-0,10	25,37	0,27	25,37
Придонный слой	-0,68	30,42	-0,30	30,50	-0,33	30,56	-0,31	30,56

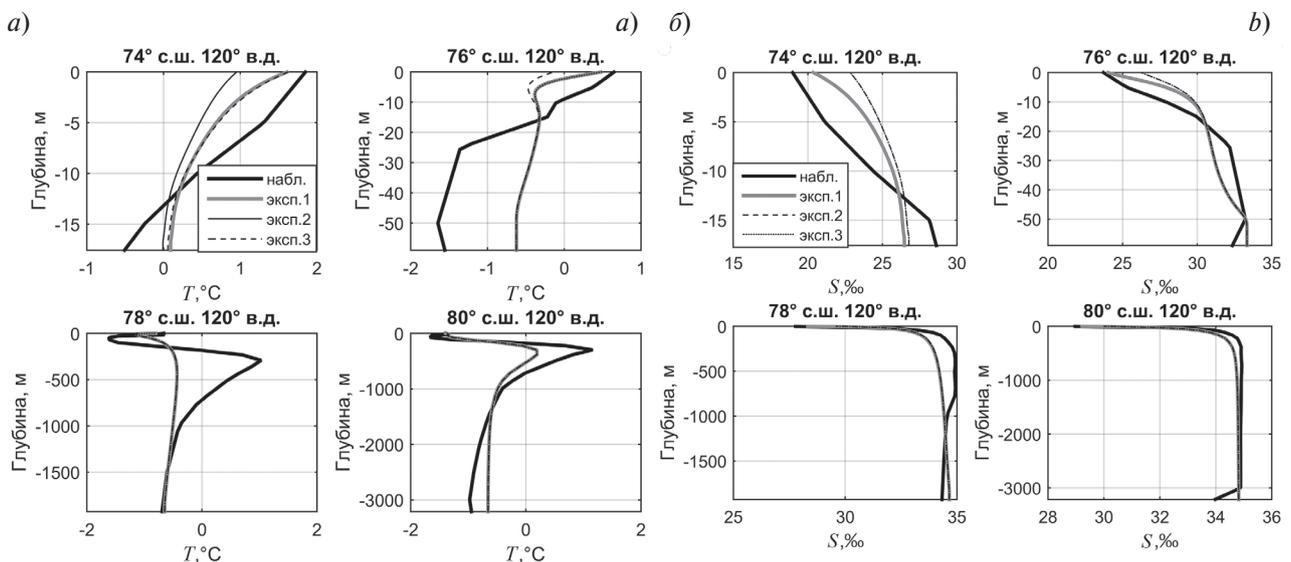


Рис. 7. Вертикальные профили температуры (а) и солёности (б) морской воды в пунктах с широтами 74, 76, 78, 80°с.ш. вдоль меридионального разреза 120°в.д., соответствующие различным модельным экспериментам и данным наблюдений

Fig. 7. Vertical profiles of seawater temperature (a) and salinity (b) at the sites with the latitudes of 74, 76, 78, 80°N in the 120°E meridional transection for the different model experiments and observational data

Обратим внимание на еще одну особенность решения, представленную на рис. 7. Речь идет о сравнительно небольших отклонениях поверхностных температур T_s и солёности S_s воды на свободной поверхности моря от их наблюдаемых (в нашем случае климатических) значений. Для объяснения причины появления этой особенности дискретизируем вертикальные производные от T и S , входящие в граничные условия на свободной поверхности, односторонними конечными разностями. В результате получаем, скажем, для T выражение

$$\left(\frac{k_{w0}}{h} + \frac{h}{\tau_T}\right)T_s = \frac{k_{w0}}{h}T_{-1} + \frac{h}{\tau_T}T_{s0}, \quad (1)$$

где h — толщина поверхностного слоя, равная его протяженности от свободной поверхности моря до ближайшего к ней расчетного уровня с индексом -1 , T_{-1} — температура на этом уровне, T_s и T_{s0} — предсказываемые и климатические значения температуры воды на поверхности моря, k_{w0} — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии на уровне шероховатости морской поверхности снизу, определяемый законом стенки. Тогда, пренебрегая $\frac{h}{\tau_T}$ по сравнению с $\frac{k_{w0}}{h}$ вследствие неравенства $\frac{h}{\tau_T} \ll \frac{k_{w0}}{h}$ $h/\tau_T \ll k_{w0}/h$

и полагая, что T_{-1} и T_s связаны друг с другом соотношением $T_{-1} = \alpha_T T_s$, где α_T — множитель, характеризующий корреляцию T_{-1} с T_s , приходим к окончательному выражению

$$T_s = (1 - \alpha_T)^{-1} \frac{h^2}{\tau_T k_{w0}} T_{s0}. \quad (2)$$

Из него следует, что поверхностная температура T_s с точностью до постоянной $(1 - \alpha_T)^{-1} \frac{h^2}{\tau_T k_{w0}}$ совпадает с ее климатическим значением T_{s0} . Вывод можно повторить применительно к поверхностной солёности S_s морской воды или просто заменить обозначения α_T , T_s , T_{s0} , фигурирующие в определении T_s , на α_S , S_s , S_{s0} , соответственно. Таким образом, упоминая особенность своим происхождением обязана использованию восстанавливающих граничных условий на поверхности раздела вода-воздух, которые при учете связи между T_{-1} и T_s , равно как и между S_{-1} и S_s , предопределяют ее присутствие на свободной поверхности моря.

Отметим также тенденцию к сглаживанию вертикальных градиентов температуры и солёности морской воды, видимо, имеющую прямое отношение не к обсуждаемым здесь восстанавливающим граничным условиям, а скорее к включению ВПВ, учет которых влечет за собой усиление вертикального перемешивания и, следовательно, сглаживание вертикальных градиентов названных переменных.

4. Заключение

Для исследования чувствительности температуры и солёности морской воды к изменениям их времени восстановления в безледном море Лаптевых привлекается трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 и косвенный способ описания эффекта ВПВ. Локальная диссипация бароклинной приливной энергии, входящая в выражение для коэффициента диапикнической диффузии, находится из решения вспомогательной задачи о динамике и энергетике ВПВ. Описание локальной диссипации производится с использованием косвенного способа, который сводится к ее представлению в терминах скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, учитывающего индуцируемую ВПВ диссипацию бароклинной приливной энергии. Обсуждаются результаты моделирования температуры и солёности морской воды в поверхностном и придонных слоях моря, а также их вертикальные распределения вдоль меридионального разреза 120° в.д., отвечающие сильному умеренному и смешанному типам восстановления переменных к их климатическим значениям. В результате сравнения выясняется, что температура и солёность морской воды в море Лаптевых являются слабо чувствительными к изменениям их времени восстановления. Сказанное также следует из сравнения модельных вертикальных профилей температуры и солёности морской воды в ряде пунктов указанного меридионального разреза для трех разных типов восстановления. Ранее исследования чувствительности решения к заданию граничных условий на поверхности моря Лаптевых не производились.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021–0014).

Funding

The work was carried out within the framework of the State assignment No. FMWE-2021–0014.

Литература

1. *Large W.G., Danabasoglu G., Doney S.C., McWilliams J.C.* Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27, N 11. P. 2418–2447. doi:10.1175/1520–0485(1997)027<2418: STSFAB>2.0.CO;2
2. *Cox M.D., Bryan K.* A numerical model of the ventilated thermocline // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14. P. 674–687.
3. *Cummins P.F., Holloway G., Gargett E.* Sensitivity of the GFDL ocean general circulation model to a parameterization of vertical diffusion // *Journal of Physical Oceanography*. 1990. Vol. 20, N 6. P. 817–830. doi:10.1175/1520–0485(1990)020<0817: sotgog>2.0.co;2
4. *Danabasoglu G., Mc Williams J.C.* Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports // *Journal of Climate*. 1995. Vol. 8, N 12. P. 2967–2987. doi:10.1175/1520–0442(1995)008<2967: SOTGOC>2.0.CO;2
5. *Hirst A.C., Cai W.* Sensitivity of a world ocean GCM to changes in subsurface mixing parameterization // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, N 6. P. 1256–1279. doi:10.1175/1520–0485(1994)024<1256: SOAWOG>2.0.CO;2
6. *Jayne S.R.* The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // *Journal of Physical Oceanography*. 2009. Vol. 39, N 7. P. 1756–1775. doi:10.1175/2009JPO4085.1
7. *Ip J.T.C., Lynch D.R.* QUODDY-3 user’s manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Report Number NML 95–1. *Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire*. 1995.
8. *Rio M.H., Guinehut S., Lamicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116, N C07018. doi:10.1029/2010JC006505
9. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J.* et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137. P. 553–597. doi:10.1002/qj.828
10. *Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.* Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27. P. 2588–2606. doi:10.1175/JCLI-D-13–00014.1
11. Environmental Working Group. Edited by L. Timokhov and F. Tanis. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 1997. doi:10.7265/N5H12ZX4
12. *Jayne S.R., St. Laurent L.C.* Parameterizing tidal dissipation over rough topography // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, N 5. P. 811–814. doi:10.1029/2000GL012044
13. *Osborn T.R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *Journal of Physical Oceanography*. 1980. Vol. 10, N 1. P. 83–89. doi:10.1175/1520–0485(1980)010<0083: EOTLRO>2.0.CO;2
14. *Заславский Г.М., Сагдеев П.З.* Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
15. *Каган Б.А., Софьина Е.В.* Способ учета приливных изменений региональных климатов водоемов на примере безледного Баренцева моря // *Океанология*. 2017. Т. 57, N 2. С. 275–283. doi:10.7868/S0030157416060046
16. *Каган Б.А., Тимофеев А.А.* Определение диссипации бароклинной приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии как первый шаг оценивания роли приливных эффектов в формировании климатических характеристик моря Лаптевых // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 4. С. 39–49. doi:10.7868/S2073667320040048
17. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

References

1. *Large W.G., Danabasoglu G., Doney S.C., McWilliams J.C.* Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. *Journal of Physical Oceanography*. 1997, 27(11), 2418–2447. doi:10.1175/1520–0485(1997)027<2418: STSFAB>2.0.CO;2
2. *Cox M.D., Bryan K.* A numerical model of the ventilated thermocline. *Journal of Physical Oceanography*. 1984, 14, 674–687.
3. *Cummins P.F., Holloway G., Gargett E.* Sensitivity of the GFDL ocean general circulation model to a parameterization of vertical diffusion. *Journal of Physical Oceanography*. 1990, 20(6), 817–830. doi:10.1175/1520–0485(1990)020<0817: sotgog>2.0.co;2

4. Danabasoglu G., Mc Williams J.C. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports. *Journal of Climate*. 1995, 8(12), 2967–2987. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2967: SOTGOC>2.0.CO;2
5. Hirst A.C., Cai W. Sensitivity of a World Ocean GCM to Changes in Subsurface Mixing Parameterization. *Journal of Physical Oceanography*. 1994, 24(6), 1256–1279. doi:10.1175/1520-0485(1994)024<1256: SOAWOG>2.0.CO;2
6. Jayne S.R. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model. *Journal of Physical Oceanography*. 2009, 39(7), 1756–1775. doi:10.1175/2009JPO4085.1
7. Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY-3 User's manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Report Number NML 95-1. *Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire*, 1995.
8. Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*. 2011, 116(C07018). doi:10.1029/2010JC006505
9. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et. al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011, 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828
10. Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic. *Journal of Climate*. 2014, 27, 2588–2606. doi:10.1175/JCLI-D-13-00014.1
11. Environmental Working Group. Edited by L. Timokhov and F. Tanis. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. Boulder, Colorado USA. NSIDC, *National Snow and Ice Data Center*, 1997. doi:10.7265/N5H12ZX4
12. Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography. *Geophysical Research Letters*. 2001, 28(5), 811–814. doi:10.1029/2000GL012044
13. Osborn T.R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *Journal of Physical Oceanography*. 1980, 10(1), 83–89. doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0083: EOTLRO>2.0.CO;2
14. Zaslavsky G.M., Sagdeev R.Z. Introduction to nonlinear physics. *Moscow, Nauka*, 1988, 368 p.
15. Kagan B.A., Sofina E.V. A method of accounting for tidal changes in regional climates of a water basin under conditions of an ice-free Barents Sea. *Oceanology*. 2017, 57, 245–252. doi:10.1134/S0001437016060047
16. Kagan B.A., Timofeev A.A. The determination of baroclinic tidal energy dissipation and its related diapycnal diffusivity as the first step in estimating the role of tidal effects in the formation of the Laptev Sea's climatic characteristics. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13(4), 39–49 (in Russian). doi:10.7868/S2073667320040048
17. Dobrovol'skii A.D., Zalogin B.S. The seas of the USSR. *Moscow, MGU*, 1982, 192 p. (in Russian).

Об авторах

КАГАН Борис Абрамович, РИНЦ Author ID: 1171, ORCID ID: 0000-0003-0637-3636,
Scopus Author ID: 7005584755, WoS ResearcherID: AAD-1931–2021, kagan.ba@spb.ocean.ru

СОФЬИНА Екатерина Владимировна, РИНЦ Author ID: 169097, ORCID ID: 0000-0001-9206-8253,
Scopus Author ID: 23111468200, WoS ResearcherID: E-3920–2014, sofjina_k@mail.ru