

Влияние приливного диапикнического перемешивания на климатические характеристики моря Лаптевых в безледный период

Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2}, ✉

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Российский государственный гидрометеорологический университет,
Санкт-Петербург, Россия

✉ soffina_k@mail.ru

Поступила в редакцию 17.12.2021; одобрена после рецензирования 12.01.2022;
принята к публикации 27.01.2022.

Аннотация

Цель. Оценить роль диапикнического перемешивания, обусловленного диссипацией энергии бароклинного прилива, в формировании климатических характеристик в море Лаптевых в летний период – цель настоящей работы.

Методы и результаты. С применением высокоразрешающей трехмерной конечно-элементной модели воспроизводится динамика моря с учетом и без учета приливного форсинга. Пространственное разрешение неструктурированной сетки изменяется в пределах 1–18 км. Ветровой и термохалинный (восстановление температуры и солености морской воды к заданным значениям на поверхности моря) форсинги, а также уровень моря на открытой границе расчетной области задаются климатическими, соответствующими летнему (июль, август) безледному периоду в море Лаптевых. Приливный форсинг задается косвенным способом: коэффициент диапикнической диффузии, определяемый решением задачи о динамике бароклинного прилива в соответствии с приближением о «слабом взаимодействии» турбулентности различного происхождения, добавляется к коэффициенту вертикальной турбулентной диффузии, контролируемому ветровым и термохалинным форсингами.

Выводы. Сравнение изменений температуры и солености морской воды, индуцируемых диапикническим перемешиванием, с климатическими характеристиками как таковыми показывает, что изменения и особенно их экстремальные значения хорошо выявляются и их игнорирование не всегда приемлемо. Это подтверждается средними (за приливный цикл и по площади выделенной зоны моря, отличающейся от других глубинами) вертикальными профилями нескорректированного и скорректированного (за счет диапикнической диффузии) коэффициентов вертикального турбулентного перемешивания. Оба профиля отличаются один от другого если не во всем море, то по крайней мере в пределах ~ 40% его объема.

Ключевые слова: внутренние волны, приливы, климатические характеристики, турбулентное перемешивание, море Лаптевых

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук (тема № FMWE-2021-0014).

Для цитирования: Каган Б. А., Софьина Е. В. Влияние приливного диапикнического перемешивания на климатические характеристики моря Лаптевых в безледный период // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 2. С. 218–234. doi:10.22449/0233-7584-2022-2-218-234

Effect of Diapycnal Mixing on Climatic Characteristics of the Laptev Sea in the Ice-Free Period

B. A. Kagan¹, E. V. Sofina^{1, 2, ✉}

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia

✉ soffina_k@mail.ru

Abstract

Purpose. The present study is aimed at evaluating the role of diapycnal mixing conditioned by the dissipation of baroclinic tide energy, in formation of climatic characteristics of the Laptev Sea in summer period.

Methods and Results. The sea dynamics with and without tidal forcing is reproduced using the high-resolution 3D finite element model. Spatial resolution of the unstructured grid varied from 1 to 18 km. The wind and thermohaline (seawater temperature and salinity restoring to the specified values on the sea surface) forcings, as well as the sea level at the domain open boundary, are set by the climatic affects corresponding to the summer (July, August) ice-free period in the Laptev Sea. The tidal forcing is set by an indirect method: the diapycnal diffusion coefficient defined, in accordance with the approximation of “weak interaction” of turbulence of various origins, by solving the problem on the baroclinic tide dynamics, is added to the vertical turbulent diffusion coefficient controlled by the wind and thermohaline forcings.

Conclusions. The changes in seawater temperature and salinity induced by diapycnal mixing, having been compared to the climatic characteristics as such show that, as a rule, they (especially, their extremal values) are detectable well, and that their ignoring is not always acceptable. This is confirmed by the average (over the tidal cycle and over the area of the identified sea zone differing from the others by depth) vertical profiles of the uncorrected and corrected (due to the internal tidal wave effects) vertical turbulent mixing coefficients. The profiles differ from one another, if not in the entire sea, then at least within ~ 40% of its volume.

Keywords: internal waves, tide, climatic characteristics, turbulent mixing, the Laptev Sea

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the state assignment of Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, on theme No. FMWE-2021-0014.

For citation: Kagan, B.A. and Sofina, E.V., 2022. Effect of Diapycnal Mixing on Climatic Characteristics of the Laptev Sea in the Ice-Free Period. *Physical Oceanography*, 29(2), pp. 204-219. doi:10.22449/1573-160X-2022-2-204-219

Памяти Сергея Сергеевича Зилитинкевича
посвящается

Введение

Нам известны лишь две публикации, темой которых является оценка изменений климатических характеристик под действием диапикнического перемешивания, индуцированного диссипацией бароклинного прилива [1, 2]. Они основываются не на данных *in situ* измерений в море, а на сравнении модельных профилей средних (за приливный цикл и по площади моря) коэффициентов вертикальной турбулентной и диапикнической диффузии, индуцируемых неприливым (ветровым + термохалинным + обусловленным массообменом с соседними водоемами) и чисто приливым форсингами. Естественно, что полученные в указанных работах выводы относительно важности изменений климатических характеристик в море, вызванных диссипацией бароклинного прилива, могут рассматриваться как ориентировочные до появ-

ления новой эмпирической информации. Поскольку, однако, появление сколько-нибудь многочисленных данных прямых измерений в море в ближайшем будущем вряд ли возможно, мы видели цель настоящего сообщения в том, чтобы, используя предложенный в [2] косвенный способ описания диссипации бароклинной приливной энергии, оценить роль приливов в формировании климатических характеристик в море с использованием результатов высокоразрешающего моделирования.

Косвенный способ описания эффектов внутренних приливных волн (ВПВ) и используемая модель

Остановимся вкратце на том, что лежит в основе косвенного способа описания диапикнической диффузии. Объяснение механизма ее возникновения следующее: предполагается, что диапикническая диффузия обязана своим происхождением не орографическому сопротивлению, как это считалось в [3], а диссипации бароклинной приливной энергии, входящей в выражение для коэффициента диапикнической диффузии [4]. Сложение нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, контролируемого непривливыми форсингами, с коэффициентом диапикнической диффузии дает возможность оценить скорректированный (с учетом эффектов ВПВ) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Обоснованием служит приближение «слабого взаимодействия» [5], согласно которому если разность характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велика, то нелинейными взаимодействиями между ее отдельными составляющими можно пренебречь, приближенно полагая 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 в море под действием чисто приливного форсинга. Из решения первой задачи находится соответствующий ей нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, из решения второй – средний (за приливный цикл) коэффициент диапикнической диффузии. Затем нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии корректируется суммированием со средним локальным коэффициентом диапикнической диффузии, после чего уравнения гидротермодинамики моря при скорректированном коэффициенте вертикальной турбулентной диффузии интегрируются до выхода решения на квазистационарный режим. Сравнение двух решений, полученных с учетом и без учета эффектов ВПВ, дает представление о приливных изменениях климатических характеристик в море. Здесь и далее под приливными изменениями климатических характеристик понимаются изменения, обусловленные диапикнической диффузией, определяемой эффектами ВПВ. Преимуществом такого способа описания является отказ от двух априорных предположений, принятых в [3], а именно: о неизменности в горизонтальной плоскости вертикального распределения диссипации бароклинной приливной энергии и о фиксации вертикального масштаба вырождения диссипации (задание его равным значению, найденному в Бразиль-

ской котловине), как это делается при определении диссипации через ортографическое сопротивление. Оба предположения дискуссионны, имея в виду пятнистость структуры диссипации в океане.

Отметим, что все выполненные до сих пор исследования обсуждаемого вопроса касались главным образом океанских масштабов. Региональных исследований подобного рода не проводилось, кроме, пожалуй, описанных применительно к Баренцеву и Карскому морям в [1, 2]. Имея это в виду, настоящая работа может или подтвердить сделанные в [1, 2] выводы, или опровергнуть их. Для достижения поставленной цели использовалась трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель *QUODDY-4* [6]. Ограничимся перечислением модельных уравнений, используемых в ней, и описанием принятой в модели специальной процедуры определения бароклинного градиента давления и граничных условий на свободной поверхности моря и его дне (точнее, на ближайшем ко дну расчетном уровне). Здесь также перечисляются используемые источники эмпирической информации.

Модель включает так называемое двумерное обобщенное уравнение неразрывности в волновой форме для возмущений уровня свободной поверхности моря, непреобразованные уравнения движения, записанные в приближениях гидростатики и Буссинеска, эволюционные уравнения для температуры и солености 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 солености морской воды и характеристик турбулентности после перенесения членов, характеризующих адвекцию и горизонтальную турбулентную диффузию на предыдущий шаг по времени, решаются как система нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений.

В принятой модели используется специальная процедура определения бароклинного градиента давления. Ее суть сводится к следующему: плотность морской воды на фиксированном горизонте интерполируется с σ -координатной сетки на z -координатную, после чего бароклинный градиент давления рассчитывается на z -координатной сетке и затем интерполируется назад на σ -координатную сетку, на которой и проводится вертикальное интегрирование уравнений модели.

Граничные условия для КЭТ на свободной поверхности и ближайшем ко дну расчетном уровне задаются условием Дирихле, вытекающим из приближенного равенства между продукцией и диссипацией КЭТ при аппроксимации масштаба турбулентности законом стенки и связывающим кинетическую энергию турбулентности с квадратом скорости трения. Граничные значения масштаба турбулентности там же находятся из закона стенки. Необходимый для определения горизонтальной скорости вертикальный поток импульса на границе раздела вода – воздух выражается через поток импульса в приводном слое атмосферы, который параметризуется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным $1,3 \times 10^{-3}$. Так же параметризуется поток импульса в придонном слое моря. Коэффициент сопротивления в этом случае принимается равным $5,0 \times 10^{-3}$. Коэффициенты горизонтальной

турбулентной диффузии рассчитываются по известной формуле Смагоринского.

Ветровой и термохалинный форсинги, а также уровень моря на открытой границе расчетной области задаются климатическими, соответствующими летнему (июль, август) безледному периоду в море Лаптевых. Поле ветра в приводном слое атмосферы берется из *ERA-Interim* реанализа атмосферных данных в Арктике, признанного сейчас наилучшим из 7 имеющихся продуктов реанализа [7]. Значения уровня на свободной поверхности моря задаются по данным *CNES-CLS09* глобальной средней динамической топографии свободной поверхности моря, дополненной данными спутниковой альтиметрии и *in situ* измерений [8]. Температура и соленость морской воды на свободной поверхности моря определяются с помощью восстанавливающих (*restoring*) граничных условий, в соответствии с которыми нормированные потоки тепла и соли на свободной поверхности моря считаются пропорциональными разностям климатических и предсказываемых значений переменных с коэффициентом пропорциональности, имеющим смысл обратного времени восстановления. Последнее принимается одинаковым для температуры и солености морской воды и равным 10^5 с, т. е., согласно [9], восстановление предсказываемых значений температуры и солености к их климатическим значениям считается сильным. Климатические значения переменных берутся из цифрового атласа Арктики [10], потоки тепла и соли на ближайшем ко дну расчетном уровне принимаются равными нулю. Море считается стратифицированным и свободным от морского льда и речного стока, что избавляет от необходимости рассматривать их последствия.

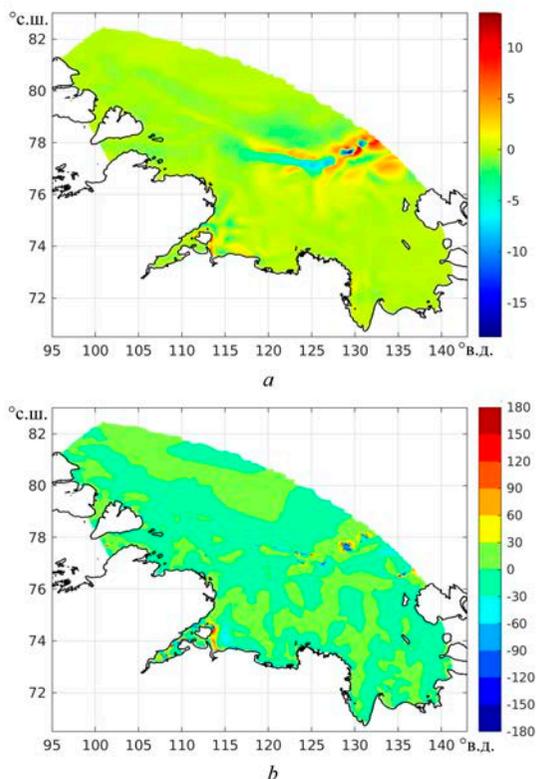
Горизонтальное разрешение конечно-элементной сетки принимается в среднем по площади моря равным 5 км. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата с неравномерным распределением слоев по вертикали. Толща моря делится на 40 слоев (переменной протяженности по глубине), сгущающихся в поверхностном и придонном пограничных слоях. Шаг по времени задается равным 24 с. Необходимость выбора такого временного шага диктуется решением эволюционных уравнений для горизонтальной скорости, температуры и солености морской воды и характеристик турбулентности как системы нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Глубины заимствуются из банка данных *IBSAO*. Остальные параметры модели задаются такими же, как и в ее оригинальной версии [6].

Коэффициент диапикнической диффузии, необходимый для реализации косвенного способа учета приливного форсинга, задается по результатам работы [11].

Результаты моделирования

Приступая к обсуждению результатов моделирования, отметим, что индуцируемые ВПВ приливные изменения климатических характеристик в море охватывают, как правило, все море (рис. 1–7) в противоположность ожиданиям, согласно которым они не проникают за пределы критической широты (на ней приливная и инерционная частоты совпадают; в нашем случае для волны M_2 она равна $74,5^\circ$ с. ш.). Иначе говоря, область существования ВПВ

как свободно перемещающихся волн ограничивается критической широтой. Здесь ВПВ дезинтегрируются (распадаются) в пакеты нелинейных короткопериодных внутренних волн (КВВ). Вообще говоря, отражение ВПВ от критической широты также не исключено. В полной мере они не воспроизводятся ни одной приливной моделью (и используемой здесь в том числе), так что КВВ могут распространяться только от источника их генерации, и существование приливных изменений не может быть связано с ними. Возникает вопрос, чем тогда вызваны КВВ в сверхкритических широтах? Можно предполагать, оставаясь в рамках классической теории динамики приливов, что на критической широте происходит либо частичная дезинтеграция ВПВ и, следовательно, допустить существование вырожденных ВПВ в сверхкритических широтах, либо полная дезинтеграция ВПВ и, значит, признать существование еще каких-то неустановленных до сих пор источников генерации ВПВ в сверхкритических широтах, о чем свидетельствуют данные анализа SAR-изображений морской поверхности (см., напр., [12]). Не кажется невозможным и существование в сверхкритических широтах квазиинерционных внутренних волн*.



Р и с. 1. Приливные изменения модуля (м/с) – *a* и направления (°) – *b* результирующей скорости постоянных течений в поверхностном слое моря

F i g. 1. Tidal changes of magnitude (m/s) – *a* and direction (°) – *b* of the stationary current resulting velocity in the sea surface layer

* Черкесов Л. В. Гидродинамика поверхностных и внутренних волн. Киев : Наукова думка, 1976. 364 с.

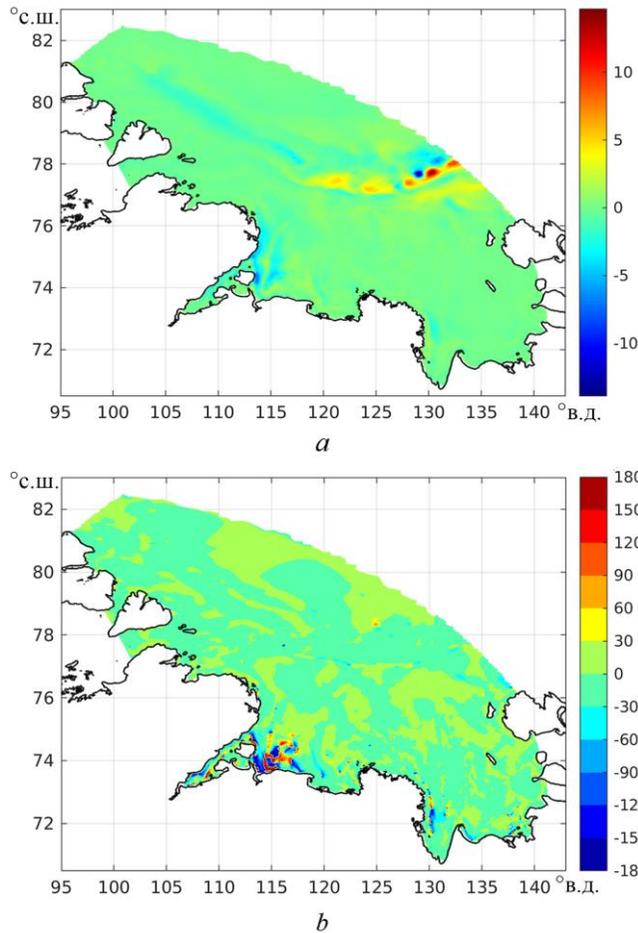
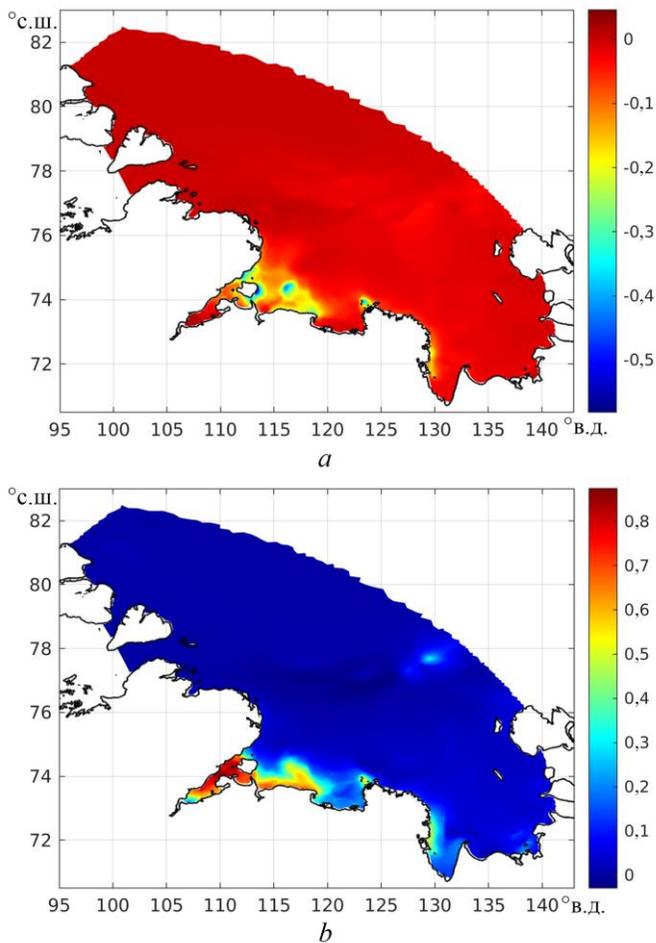


Рис. 2. То же, что на рис. 1, для результирующей скорости постоянных течений в придонном слое моря
Fig. 2. The same as in Fig. 1 for the stationary current resulting velocity in the sea bottom layer

Во втором случае, однако, придется объяснить, какие именно волны представляют собой источник множественной генерации ВПВ в сверхкритических широтах. Чтобы это понять, требуется решить прежде всего еще одну вспомогательную задачу – доказать, что полученные результаты не являются модельно-зависимыми. Пока названная задача не решена, приведенные результаты можно воспринимать как ориентировочные, предназначенные для оценок порядков величин интересующих нас характеристик. Косвенным подтверждением сказанного могут служить результаты высокоразрешающего моделирования ВПВ в море Лаптевых, приведенные в [13], прямым – результаты полевых измерений, изложенные в [14–17]. Будем полагать в дальнейшем, что возможным объяснением причин возникновения приливных изменений климатических характеристик в море является существование квазистационарной остаточной приливной циркуляции, которое обусловлено нелинейным взаимодействием вырожденных ВПВ в сверхкритических широтах.

тах. Это – первое обстоятельство, на которое хотелось бы обратить внимание. Второе – то, что средние (за приливный цикл и по площади моря) приливные изменения модуля и направления результирующих скоростей постоянных течений в поверхностном слое моря (рис. 1) составляют $-0,1$ см/с и $-0,4^\circ$ соответственно и только на свале глубин в северной части континентального склона ($77,75^\circ$ с. ш., $130,52^\circ$ в. д.) они достигают больших значений (максимум $13,4$ см/с и $8,6^\circ$). То же самое можно сказать в отношении результирующих скоростей в придонном слое моря (рис. 2) с той лишь разницей, что теперь приливные изменения модуля скорости в той же точке равны $13,1$ см/с, направления $-3,8^\circ$. Как видно, отличия приливных изменений результирующих скоростей в указанных слоях не очень велики, что неявно наводит на мысль о баротропизации скоростей, входящих в определение их приливных изменений.



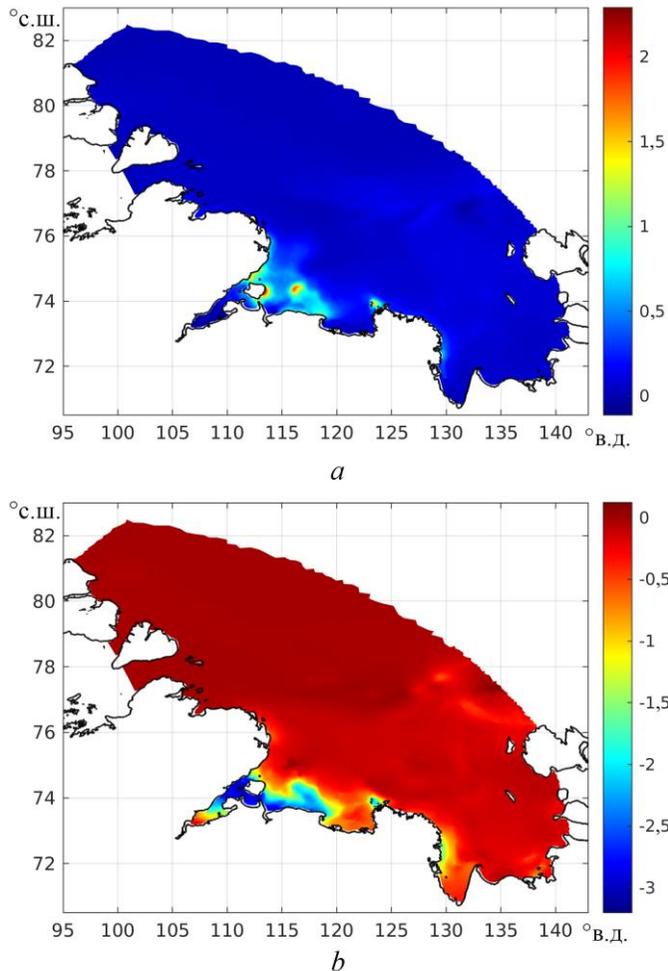
Р и с. 3. Приливные изменения температуры морской воды ($^\circ\text{C}$) в поверхностном (*a*) и придонном (*b*) слоях моря

F i g. 3. Tidal changes of sea water temperature ($^\circ\text{C}$) in the surface (*a*) and bottom (*b*) layers

На рис. 3 приводятся поля приливных изменений температуры морской воды в поверхностном и придонном слоях моря. Из него следует, что отличительной особенностью этих полей является почти однородная (в горизонтальной плоскости) структура, охватывающая практически все море, кроме заливов в юго-восточной части. Приливные изменения температуры в поверхностном слое составляют $-0,1-0,0^{\circ}\text{C}$, в придонном $0,0-0,1^{\circ}\text{C}$. Наиболее заметные отличия от такой структуры обнаруживаются у открытой границы Хатангского залива в районе о. Большой Бегичев, где приливные изменения достигают $-0,4^{\circ}\text{C}$, тогда как в основной части Анабарского залива они равны $-0,2^{\circ}\text{C}$. К востоку приливные изменения температуры затухают всюду в Оленекском заливе, кроме окрестностей его восточного побережья, и затем в виде узкой полосы, окаймляющей побережье материка, наблюдаются у западного побережья губы Буор-Хая.

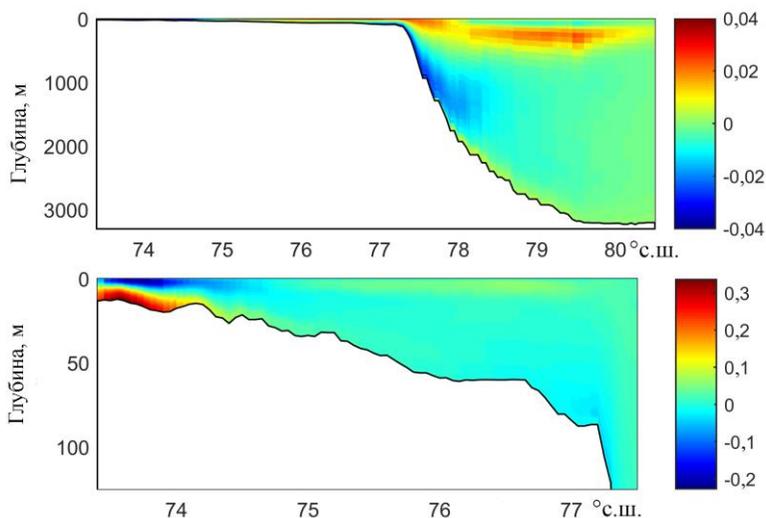
В придонном слое наиболее заметные приливные изменения температуры морской воды прослеживаются в основной части Хатангского залива до северного берега о. Большой Бегичев и далее в виде узкой полосы, примыкающей к побережью материка, охватывают б. Нордвик, а также Анабарский и Оленекский заливы. При этом приливные изменения температуры постепенно уменьшаются в восточном направлении. На границе Хатангского залива они составляют $0,7-0,8^{\circ}\text{C}$, такой же порядок величины они имеют в б. Нордвик, затем уменьшаются до $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ в Анабарском заливе и далее к востоку в Оленекском заливе достигают $0,4^{\circ}\text{C}$, а в западной части губы Буор-Хая вновь несколько растут до $0,5^{\circ}\text{C}$. Подчеркнем повсеместный рост приливных изменений температуры в придонном слое, особенно в Хатангском и других перечисленных выше заливах, по сравнению с поверхностным слоем.

Наличие обширной структуры с почти однородными (в горизонтальной плоскости) приливными изменениями солёности морской воды характерно и для полей, приведенных на рис. 4. Единственное отличие – увеличение приливных изменений солёности до $1,3\%$ в окрестности северного берега о. Большой Бегичев в поверхностном слое, еще более сильное уменьшение до $0,5\%$ в основной части Хатангского залива и б. Нордвик; наоборот, более слабое уменьшение приливных изменений солёности до $0,3\%$ в Анабарском заливе и, наконец, почти полное исчезновение подобных изменений в Оленекском заливе и губе Буор-Хая. Это относилось главным образом к поверхностному слою. В придонном слое приливные изменения солёности преобразуются из положительных в поверхностном слое в отрицательные. При этом в Хатангском заливе, б. Нордвик и Анабарском заливе их величины составляют $-2,5 \dots -2,0\%$, затем далее к Оленекскому заливу они увеличиваются до $-0,7\%$, после чего вновь уменьшаются до $-2,0\%$ на восточной границе Оленекского залива и до $-1,5\%$ и меньше – в окрестности западного побережья губы Буор-Хая.



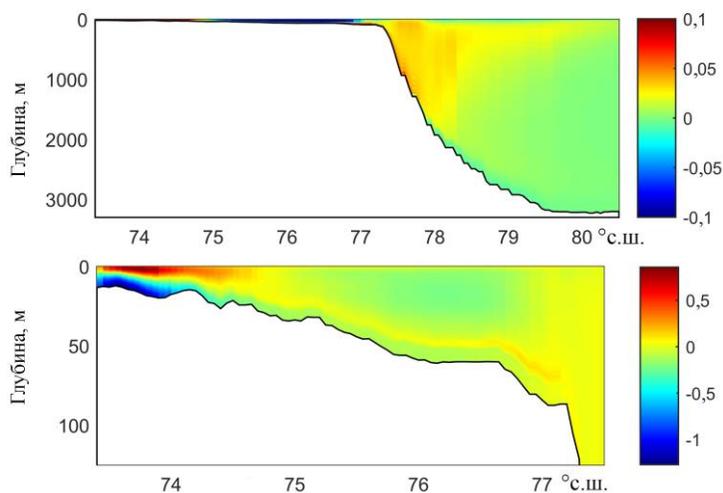
Р и с. 4. То же, что на рис. 3, для солёности морской воды (‰)
Fig. 4. The same as in Fig. 3 for sea water salinity (‰)

На рис. 5 и 6 показаны приливные изменения температуры и солёности морской воды вдоль меридиана 120° в. д. В основной толще моря их величины достигают $0,03^{\circ}\text{C}$ для температуры и изменяются в пределах $-0,05 \dots 0,05\text{‰}$ для солёности, выклиниваясь с увеличением расстояния к северу. Заметим, что выклинивание приливных изменений температуры и солёности морской воды может иметь своей причиной вырождение ВПВ. Указанные рисунки интересны еще в одном отношении – как свидетельство того, что основные приливные изменения этих переменных приходятся не на поверхностный слой, а на нижние слои моря, в том числе и на придонный. Здесь приливные изменения температуры в мелководной части разреза больше, чем в поверхностном слое, в разы, а приливные изменения солёности там же варьируются в пределах $0,5 \dots -1,0\text{‰}$.



Р и с. 5. Приливные изменения температуры морской воды ($^{\circ}\text{C}$) вдоль меридионального разреза 120° в. д. На верхнем фрагменте они показаны вдоль всего разреза, на нижнем – вдоль его мелководной части в увеличенном масштабе

F i g. 5. Tidal changes of sea water temperature ($^{\circ}\text{C}$) along the meridional transect 120° E. In the upper fragment, the tidal temperature changes are shown along the entire section, in the lower fragment – along its shallow-water part on the enlarged scale

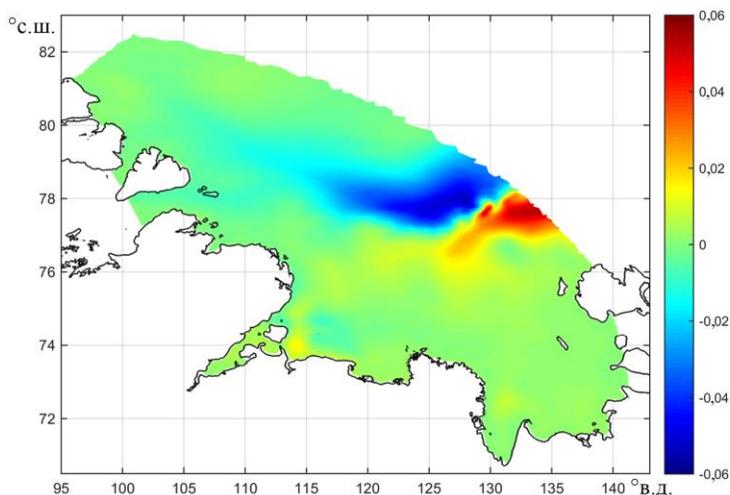


Р и с. 6. То же, что на рис. 5, для солёности морской воды (‰)

F i g. 6. The same as in Fig. 5 for sea water salinity (‰)

Еще одна особенность приливных изменений климатических характеристик в море связана с полем приливных изменений уровня моря (рис. 7). Оно обладает четко выраженной полосчатой структурой, отдаленно напоминающей очертания континентального склона. Величина приливных изменений уровня в этой структуре составляет $\pm 0,06$ м, от понижения уровня ($-0,06$ м)

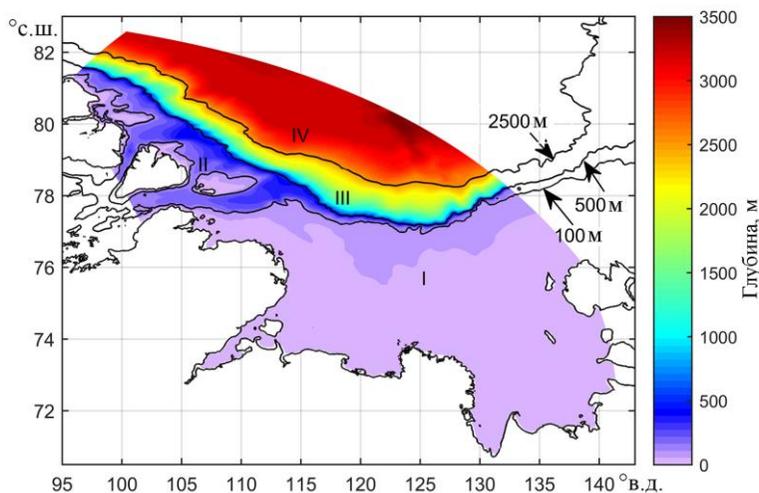
в окрестности континентального склона до повышения (0,04 м и выше) на мелководье к востоку от континентального склона, и остается близкой к нулевым значениям в западной и восточной частях моря.



Р и с. 7. Приливные изменения уровня моря (м)
Fig. 7. Tidal changes of the sea surface level (m)

Известно, что для моря Лаптевых характерно деление глубин на две области – мелководную (внутренний шельф) и глубоководную (внешний шельф). В первой из них вертикальная турбулентная диффузия может распространяться на всю толщу моря, во второй, включающей стратифицированную часть водной толщи, может происходить генерация ВПВ, но только до критической широты. Как уже говорилось, ВПВ дезинтегрируются в пакеты нелинейных КВВ, так что в сверхкритических широтах ВПВ не могут свободно распространяться. Какие именно из неустановленных волн способны на это, пока не известно. Известно только, что вблизи критической широты КВВ существенно отличаются от ВПВ и что, по-видимому, одним из вероятных механизмов их генерации является тот, который присущ подветренным волнам, индуцируемым на подветренной стороне подводных препятствий [17]. Следовательно, в настоящее время мы располагаем двумя объяснениями механизма генерации КВВ в сверхкритических широтах. Одно из них, упомянутое выше, связывает КВВ с частичной дезинтеграцией ВПВ на критической широте в пакеты КВВ и с последующим распространением КВВ, равно как и вырожденных ВПВ, служащих источником генерации других КВВ в сверхкритических широтах. Второе объяснение истолковывает КВВ как подветренные внутренние волны, образующиеся на подветренной стороне неровностей морского дна типа кромки шельфа и изолированного поднятия дна [18]. Такое объяснение конкретизирует механизм генерации КВВ, но не раскрывает их происхождения в сверхкритических широтах. Какое из представленных здесь объяснений предпочтительнее, еще предстоит выяснить.

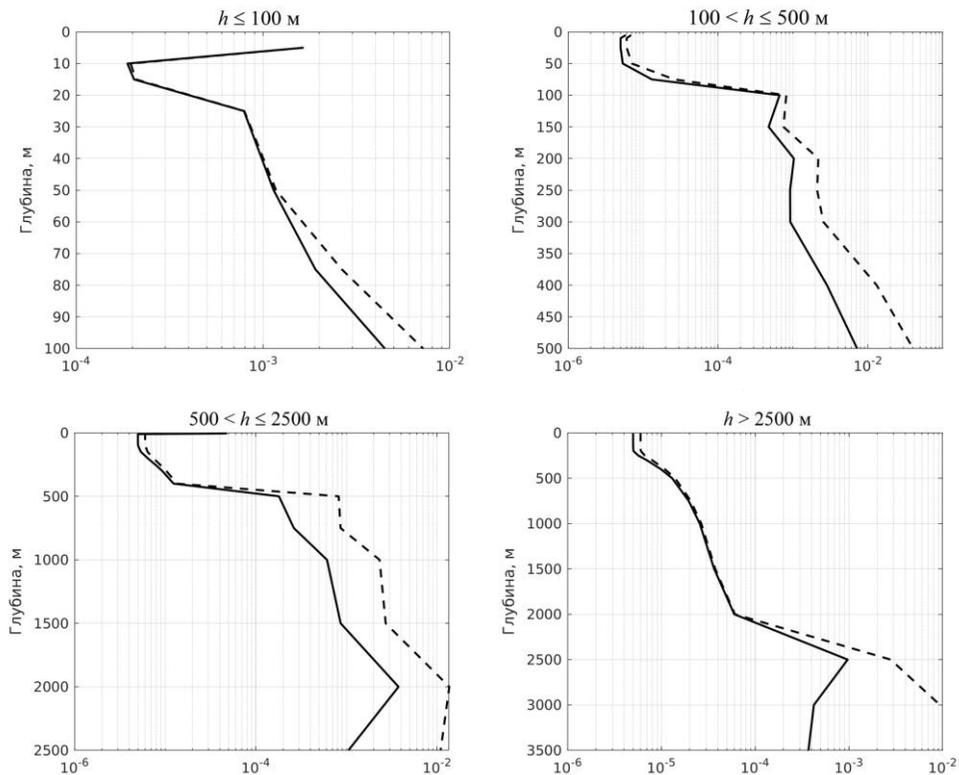
Можно ожидать, что приливные изменения климатических характеристик в море встречаются и в мелководной, и в глубоководной областях. Ожидания, однако, оправдываются только частично: средние (за приливный цикл и по площади моря) скорректированный (за счет эффектов ВПВ) и нескорректированный коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии отличаются друг от друга меньше чем на порядок величины, и только в зоне IV (рис. 8) их расхождения оказываются больше в слое, расположенном глубже горизонта 2500 м. Чтобы приведенное здесь заключение о вертикальном распределении двух коэффициентов стало понятнее, выделим в море мелководную область с глубинами до 100 м (зона I), окаймляющую континентальный склон область с глубинами 100–500 м (зона II), примыкающую к ней с севера область с глубинами 500–2500 м (зона III) и глубоководную область с глубинами, большими 2500 м (зона IV). В каждой такой области определяются средние скорректированный и нескорректированный коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии. Из рис. 9 следует, что индуцированные ВПВ расхождения величин указанных коэффициентов сосредоточены преимущественно в нижних слоях, объем которых относительно объема моря в целом составляет ~ 40%. Отмеченное обстоятельство дает основание полагать, что наибольшие приливные изменения климатических характеристик, в частности температуры и солености морской воды, находятся в нижних, а не в верхних слоях моря.



Р и с. 8. Топография дна и зоны моря с разными глубинами
Fig. 8. Bottom topography and the specific zones with different depths

Теперь, когда получены оценки приливных изменений температуры и солености в море, встает задача сравнения результатов моделирования с данными наблюдений. Однако ее выполнение затруднено в связи с отсутствием массовых измерений некоторых из климатических характеристик в море. Из 5 таких характеристик (модуль и направление результирующей скорости постоянных течений, температура и соленость морской воды, уро-

вень свободной поверхности моря) только температура и соленость обладают необходимыми данными. От сравнения остальных в связи с малочисленностью данных наблюдений приходится отказаться. По результатам моделирования, средние (за приливный цикл и по площади моря) приливные изменения температуры и солености морской воды, определяемые как разности их предсказываемых с учетом эффектов ВПВ значений и отсчетных значений, контролируемых только неприливыми форсингами и тем самым не учитывающих эффекты ВПВ, равны $-0,02^{\circ}\text{C}$ и $0,10\text{‰}$ в поверхностном слое и $0,05^{\circ}\text{C}$ и $-0,20\text{‰}$ – в придонном. Их сравнение с соответствующими климатическими характеристиками показывает, что они соизмеримы с одноименными климатическими характеристиками для температуры и много меньше – для солености. Отсюда следует, что общепринятое игнорирование приливных изменений температуры и солености в море оправдано для солености и лишено оснований для температуры морской воды. Так ли это в общем случае, предстоит выяснить. О возможных причинах появления подобных оценок приливных изменений температуры и солености морской воды см. ниже.



Р и с. 9. Вертикальные профили средних (по площади той или иной зоны) значений нескорректированного (сплошная линия) и скорректированного (штриховая) (за счет эффектов ВПВ) коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии ($\text{m}^2/\text{с}$)

F i g. 9. Vertical profiles of the average (over the area of any specific zone) values of the non-corrected (solid line) and corrected (dashed line) (due to the ITW effects) coefficients of vertical turbulent diffusion (m^2/s)

Рассмотрим, как разнятся между собой наблюдаемые и модельные приливные изменения температуры и солености морской воды. Здесь мы сталкиваемся с необходимостью оценивания отсчетных значений температуры и солености по данным наблюдений. Дело в том, что данные наблюдений несут на себе отпечатки всех рассматриваемых форсингов, включая приливный, тогда как за отсчетные значения ответственны лишь неприливные форсинги. Заметим в этой связи, что одних только данных наблюдений недостаточно для оценивания отсчетных значений температуры и солености морской воды. Их нужно сначала подвергнуть воздействию процедур выявления скрытой периодичности или традиционного гармоничного анализа, затем необходимо устранить выделенную приливную гармонику. Имеется и другая возможность: привлечь результаты моделирования. Мы предпочли второй вариант. Поступая таким образом, получаем, что наблюдаемые и модельные значения переменных отличаются между собой не более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$ для температуры и $0,7\%$ для солености, т. е. расхождения между ними приемлемы.

Отметим еще одну деталь: требуется понять причины появления сравнительно небольших модельных приливных изменений температуры и солености морской воды. Среди них могут быть либо неизбежные ошибки оценивания отсчетных значений температуры и солености по результатам моделирования, либо усреднение исходных полей по площади моря, приводящее к компенсации приливных изменений переменных с противоположными знаками, либо, наконец, нерепрезентативность найденных оценок приливных изменений температуры и солености в море Лаптевых по сравнению с предсказываемыми в других окраинных морях.

Сравнительно небольшие модельные значения приливных изменений температуры и солености морской воды, по всей видимости, суть следствия усреднения по площади моря, компенсирующего приливные изменения переменных с противоположными знаками. В том, что это так, можно убедиться, обратившись к их максимальным значениям. Например, максимальное приливное изменение температуры ($0,87^{\circ}\text{C}$) в придонном слое наблюдается в точке с координатами $73,97^{\circ}$ с. ш., $109,92^{\circ}$ в. д., тогда как максимальное приливное изменение солености в том же слое ($-3,20\%$) – в точке с координатами $74,40^{\circ}$ с. ш., $111,80^{\circ}$ в. д. Здесь и ниже знаки приливных изменений полностью зависят от того, какова разность переменных, индуцируемых разными форсингами: если она положительна или отрицательна, таким же будет знак приливного изменения температуры и солености. Далее, по сравнению с приведенными максимальными приливными изменениями температуры и солености в придонном слое в точке с координатами $73,97^{\circ}$ с. ш., $109,92^{\circ}$ в. д. локальные приливные изменения тех же переменных в поверхностном слое меньше ($-0,12^{\circ}\text{C}$ и $0,21\%$ против $0,87^{\circ}\text{C}$ и $-2,75\%$) по модулю. Ограничиваясь рассмотрением только второй пары оценок как наибольших в том же смысле, мы видим, что в относительных единицах, нормированных на значение этих переменных в придонном слое, локальные приливные изменения составляют $\sim 100\%$ для температуры и $\sim 10\%$ для солености и что, следовательно, прогнозы и расчеты экстремальных приливных изменений температуры и солености в море можно усовершенствовать, учитывая эффекты ВПВ.

Заключение

Подведем итоги проделанной работы. С использованием высокоразрешающей версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели *QUODDY-4* воспроизведены приливные изменения модуля и направления результирующих скоростей постоянных течений в поверхностном и придонном слоях моря Лаптевых, температуры и солёности морской воды там же, уровня свободной поверхности и вертикальных распределений приливных изменений температуры и солёности вдоль меридионального разреза 120° в. д. Результаты моделирования показывают, что средние (за приливный цикл и по площади моря) приливные изменения первых 9 климатических характеристик в море равны соответственно: $-0,1$ см/с и $-0,4^\circ$ в поверхностном слое; $0,0$ см/с и $-2,2^\circ$ в придонном слое; $-0,02$ и $0,05^\circ\text{C}$ для температуры и $0,10$ и $-0,20\%$ для солёности там же; $-0,002$ м – для уровня моря. Установлено также, что результаты моделирования свидетельствуют об усилении приливных изменений температуры и солёности в придонном слое моря по сравнению с поверхностным. Этот факт подтверждается сравнением вертикальных профилей скорректированного (за счет эффектов ВПВ) и нескорректированного коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии, определяемых, соответственно, всеми рассматриваемыми форсингами, включая приливный. Оценивая средние (по площади моря) и экстремальные приливные изменения температуры и солёности, убеждаемся, что общепринятое игнорирование приливных изменений температуры и солёности морской воды оправдано лишь частично: оно справедливо для средних (по площади моря) значений и не справедливо для экстремальных. Последние применительно к морю Лаптевых составляют в относительных единицах $\sim 100\%$ для температуры и $\sim 10\%$ для солёности. Это означает, что существующие сейчас методы прогноза и расчета экстремальных значений температуры и солёности морской воды в части объема моря, равной $\sim 40\%$ от всего объема, в данном случае нуждаются в ревизии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каган Б. А., Софьина Е. В. Способ учета приливных изменений региональных климатов водоемов на примере безледного Баренцева моря // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 2. С. 275–283. doi:10.7868/S0030157416060046
2. Каган Б. А., Софьина Е. В., Тимофеев А. А. Влияние приливов на климатические характеристики Карского моря в безледный период // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55, № 2. С. 51–60. doi:10.31857/S0002-351555251-60
3. Jayne S. R., Laurent L. C. St. Parameterizing tidal dissipation over rough topography // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, iss. 5. P. 811–814. doi:10.1029/2000GL012044
4. Osborn T. R. Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements // *Journal of Physical Oceanography*. 1980. Vol. 10, iss. 1. P. 83–89. doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2
5. Заславский Г. М., Сагдеев Р. З. Введение в нелинейную физику: от маятника до турбулентности и хаоса. М. : Наука, 1988. 368 с. URL: <https://ikfia.ysn.ru/wp-content/uploads/2018/01/ZaslavskijSagdeev1988ru.pdf> (дата обращения: 15.03.2022).
6. Ip J. T. C., Lynch D. R. Comprehensive Coastal Circulation Simulation using Finite Elements: Nonlinear Prognostic Time-Stepping Model : *QUODDY3 User's Manual*. Hanover, New Hampshire, USA : Thayer School of Engineering, Dartmouth College, 1995. 45 p.

7. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic / R. Lindsay [et al.] // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27, iss. 7. P. 2588–2606. doi:10.1175/JCLI-D-13-00014.1
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: Oceans*. 2011. Vol. 116, iss. C7. C07018. doi:10.1029/2010JC006505
9. *Jayne S. R.* The Impact of Abyssal Mixing Parameterizations in an Ocean General Circulation Model // *Journal of Physical Oceanography*. 2009. Vol. 39, iss. 7. P. 1756–1775. doi:10.1175/2009JPO4085.1
10. Environmental Working Group. Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1 [Electronic resource] / Eds. L. Timokhov, F. Tanis. Boulder, Colorado, USA : NSIDC, 1997. doi:10.7265/N5H12ZX4
11. *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
12. *Kozlov I. E., Zubkova E. V., Kudryavtsev V. N.* Internal Solitary Waves in the Laptev Sea: First Results of Spaceborne SAR Observations // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2017. Vol. 14, iss. 11. P. 2047–2051. doi:10.1109/LGRS.2017.2749681
13. *Каган Б. А., Тимофеев А. А.* Высокоразрешающее моделирование полусуточных внутренних приливных волн в безледный период в море Лаптевых: их динамика и энергетика // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56, № 5. С. 586–597. doi:10.31857/S0002351520050041
14. *Pingree R. D., New A. L.* Structure, seasonal development and sunglint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican shelves and in the Bay of Biscay // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1995. Vol. 42, iss. 2. P. 245–284. doi:10.1016/0967-0637(94)00041-P
15. *Hsu M.-K., Liu A. K., Liu C.* A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR // *Continental Shelf Research*. 2000. Vol. 20, iss. 4–5. P. 389–410. doi:10.1016/S0278-4343(99)00078-3
16. *Holloway P. E., Chatwin P. G., Craig P.* Internal Tide Observations from the Australian North West Shelf in Summer 1995 // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31, iss. 5. P. 1182–1199. doi:10.1175/1520-0485(2001)031<1182:ITOFTA>2.0.CO;2
17. *Rainville L., Pinkel R.* Propagation of Low-Mode Internal Waves through the Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. Vol. 36, iss. 6. P. 1220–1236. doi:10.1175/JPO2889.1
18. Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude / V. Vlasenko [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2003. Vol. 50, iss. 3. P. 317–338. doi:10.1016/S0967-0637(03)00018-9

Об авторах:

Каган Борис Абрамович, главный научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова, Российская академия наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор физико-математических наук, профессор, **WoS ResearcherID: AAD-1931-2021, Scopus Author ID: 7005584755, AuthorID: 1171**, kagan@ioras.nw.ru

Софьяна Екатерина Владимировна, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова, Российская академия наук (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36); доцент, Российский государственный гидрометеорологический университет (192007, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Воронежская, д. 79), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9206-8253, WoS ResearcherID: E-3920-2014, Scopus Author ID: 23111468200, AuthorID: 169097**, sofjina_k@mail.ru