

УДК 551.466.8

© Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2}, А. А. Тимофеев¹

¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН

²Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

kagan@ioras.nw.ru, sofjina_k@mail.ru, timofeev@ioras.nw.ru

**СРАВНЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ
ДИССИПАЦИИ БАРОКЛИННОЙ ПРИЛИВНОЙ ЭНЕРГИИ
И КОЭФФИЦИЕНТА ДИАПИКНИЧЕСКОЙ ДИФФУЗИИ
В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ В ЦЕЛЯХ ИЗУЧЕНИЯ
ПРИЛИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОВ МОРСКИХ СИСТЕМ**

Статья поступила в редакцию 01.03.2017, после доработки 06.04.2017.

Решение уравнений трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 показывает, что поля средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклиновой приливной энергии и среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии отличаются в Баренцевом и Карском морях как качественно, так и количественно. Действительно, если в Баренцевом море интегральная диссипация бароклиновой приливной энергии максимальна в южных районах и минимальна к западу от о-вов Новая Земля, то в Карском море максимальные значения диссипации приходятся на Центральное плато, а также на Байдарацкую, Обскую и Гыданскую губы и Енисейский залив, а минимальные — на дискретные пятна, разбросанные нерегулярным образом в основном в северо-восточной части моря. Поля среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в Баренцевом и Карском морях в общем напоминают пространственное распределение диссипации, причем его значения в Карском море меньше, нежели в Баренцевом, почти на порядок величины. Это объясняется не столько ослаблением диссипации в Карском море, сколько усилением в нем стратификации. В среднем по площади моря его значения равны 5.0×10^{-4} м²/с в Баренцевом море и 0.1×10^{-4} м²/с во внеустьевой части Карского. Используя теперь приближение «слабого взаимодействия» и сравнивая коэффициент диапикнической диффузии с коэффициентом вертикальной турбулентной диффузии, найденным без учета приливного форсинга, убеждаемся, что влияние диапикнической диффузии должно заметно сказываться на климате Баренцева моря и практически не ощущаться в Карском.

Ключевые слова: климат морских систем, диссипация бароклиновой приливной энергии, коэффициент диапикнической диффузии, модель QUODDY-4, Баренцево и Карское моря.

B. A. Kagan¹, E. V. Sofina^{1,2}, A. A. Timofeev¹

¹Saint-Petersburg Branch, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Russia

²Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia

**A COMPARISON OF THE SPATIAL DISTRIBUTIONS
OF BAROCLINIC TIDAL ENERGY DISSIPATION AND DIAPYCNAL DIFFUSIVITY
IN THE BARENTS AND KARA SEAS IN AN EFFORT TO ESTIMATE TIDAL CHANGES
IN REGIONAL CLIMATES OF MARINE SYSTEMS**

Received 01.03.2017, in final form 06.04.2017.

A solution of equations of the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4 shows that the fields of the averaged (over a tidal cycle) depth-integrated baroclinic tidal energy dissipation and the depth-averaged diapycnal diffusivity will

Ссылка для цитирования: Каган Б. А., Софьина Е. В., Тимофеев А. А. Сравнение пространственных распределений диссипации бароклиновой приливной энергии и коэффициента диапикнической диффузии в Баренцевом и Карском морях в целях изучения приливных изменений региональных климатов морских систем // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2017. Т. 10, № 2. С. 5—12.

For citation: *Kagan B. A., Sofina E. V., Timofeev A. A.* A comparison of the spatial distributions of baroclinic tidal energy dissipation and diapycnal diffusivity in the Barents and Kara Seas in an effort to estimate tidal changes in regional climates of marine systems. *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. 2017, 10, 2, 5—12.

DOI: 10.7868/S2073667317020010.

differ in the Barents and Kara Seas both qualitatively and quantitatively. So, if in the Barents Sea the above distributions are a maximum in the southern regions and a minimum to the west from the Novaya Zemlya islands, then in the Kara Sea maximum values fall on the Central plato and also on Baydaratskii, Obskii, Gydanskii and Eniseyskii bays, whereas minimum values are detected in discrete spots, scattered basically in the north-eastern part of the sea only. The fields of the diapycnal diffusivity in these seas bear a general resemblance to those for dissipation, their values in the Kara Sea being an order of magnitude less than in the Barents Sea. This fact is explained by an increase in the buoyancy frequency squared in the Kara Sea as compared with the Barents Sea. Then, allowing for the approximation of «weak interaction» and comparing values of vertical eddy diffusivities, found without considering tidal forcing, and the diapycnal diffusivities, we ensure that the influence of tidally induced diapycnal diffusion must affect the climate of the Barents Sea and must not be essentially pronounced in the near-estuary regions of the Kara Sea.

Key words: marine system climates, baroclinic tidal energy dissipation, diapycnal diffusivity, model QUODDY-4, Barents and Kara Seas.

Пространственные распределения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня, отвечающие приливной гармонике M_2 в Баренцевом и Карском морях, имеют мало общего. Сказанное подтверждается сравнением приливных карт этих морей, полученных с использованием одной и той же модели. Последнее обстоятельство убеждает, что отличия приливных карт связаны не с различием моделей как таковых, а с несходством внешних факторов (местоположения морей на поверхности Земли, топографии дна и приливных форсингов), ответственных за формирование приливов. Наиболее современные из имеющихся приливных карт Баренцева и Карского морей, приведенные в [1, 2], разнятся между собой в первую очередь по числу амфидромий. Они содержат 4 амфидромии в Баренцевом море, включая две истинные и две вырожденные, и 5 амфидромий в Карском море, в том числе одну истинную, три вырожденные и одну ложную.

Коротко о пространственном распределении эллипсов баротропной приливной скорости. Скорость вращается в них по часовой стрелке в Баренцевом море, усиливаясь вокруг о. Медвежий, вблизи Кольского побережья, у входа в Белое море и в окрестностях о-вов Колгуев и Вайгач. Такое же направление вращения обнаруживается на большей части Карского моря, кроме его юго-западной части и некоторых прибрежных районов. Факт почти повсеместного вращения баротропной приливной скорости по часовой стрелке в основной части Баренцева моря впервые был отмечен в [3].

Описанные пространственные распределения, казалось бы, не должны изменить существующие представления о механизме формирования полусуточных приливов в Баренцевом и Карском морях как результате взаимодействия встречных приливных волн. Таковыми являются волна Кельвина, входящая в Баренцево море через его западную границу и генерируемая на свале глубин на границе с Норвежским морем, и обратная волна пока неустановленной природы, распространяющаяся на запад вдоль северной границы моря, образованной архипелагами Земля Франца Иосифа и Шпицберген, в Баренцевом море и две приливные волны, одна из которых входит в Карское море из Баренцева и затем распространяется на юг вдоль восточного побережья о-вов Новая Земля, и другая, генерируемая в Центральной Арктике и переносящая свою энергию на юг вдоль западных берегов арх. Северная Земля, в Карском море. Однако ситуация оказывается сложнее, чем представлялась ранее: существующие приливные карты согласуются с результатами моделирования, приведенными в [1, 2], лишь частично. Выясняется, что перенос баротропной приливной энергии происходит не только в зональном направлении в Баренцевом море и в меридиональном направлении в Карском море, но имеется еще южный перенос из Центральной Арктики в Баренцевом море и западная ветвь переноса вдоль впадины Св. Анны в Карском море, как и дополнительный перенос, проникающий в Карское море из моря Лаптевых через прол. Вилькицкого. Более того, выясняется, что взаимодействие поверхностных приливов в Баренцевом и Карском морях распространяется лишь на узкую прибрежную полосу, окаймляющую северную оконечность о-вов Новая Земля, тогда как основная часть прол. Макарова, отделяющего о-ва Новая Земля от арх. Земля Франца Иосифа, занята переносом, в среднем за приливный цикл направленным из Карского моря в Баренцево, причем величина этого переноса примерно в 6 раз больше, чем в обратном направлении.

В общем, преобладающее поступление баротропной приливной энергии в Баренцевом море происходит через южную часть открытой границы с Норвежским морем. Другим источником баротропной приливной энергии для этого моря служит Центральная Арктика на участке границы между

архипелагами Земля Франца Иосифа и Шпицберген. Правда, перенос через часть открытой границы с Норвежским морем на порядок величины больше, чем через участок границы между архипелагами Земля Франца Иосифа и Шпицберген, так что генеральное направление переноса остается зональным, ориентированным на восток в Воронку Белого моря и далее в Чешскую, Печорскую и Хайпудырскую губы Баренцева моря. Поступающая сюда баротропная приливная энергия либо полностью, либо частично диссипирует. Наоборот, в Карском море преобладает южное и юго-западное направление переноса. Исключения составляют лишь узкая прибрежная полоса вдоль побережья п-ва Таймыр, в которой перенос направлен на северо-восток, и район юго-западной амфидромии Карского моря, где направление переноса меняется циклонически по ходу движения приливной волны вокруг центра амфидромии. Обращает на себя внимание тенденция к уменьшению переноса баротропной приливной энергии с юга на север в Баренцевом море и к его увеличению с востока на запад в Карском море (всюду, кроме юго-западной части моря, где располагается амфидромия левого вращения).

Мы уже упоминали Воронку Белого моря, Чешскую, Печорскую и Хайпудырскую губы как стоки баротропной приливной энергии в Баренцевом море. Добавим, что максимальные значения диссипации баротропной приливной энергии встречаются не только в них, но и в южной части моря, примыкающей к Кольскому п-ву, и в северо-западной части моря (особенно на Шпицбергенской банке). В остальной части Баренцева моря они на несколько порядков величины меньше. Что касается Карского моря, то в нем пространственное распределение диссипации разительно отличается от свойственного Баренцеву морю. Максимальные значения диссипации приходятся на Центральное плато, Байдарацкую, Обскую и Гыданскую губы, окрестности о. Белый и Енисейский залив. В других районах моря они на 2-3 порядка величины меньше.

Итак, мы выяснили, что пространственные распределения параметров поверхностного полусуточного прилива и средних (за приливный цикл) горизонтального волнового переноса и диссипации баротропной приливной энергии радикально отличаются в Баренцевом и Карском морях. Важно знать, будут ли отличаться также индуцируемая поверхностными и внутренними приливами диссипация бароклинной приливной энергии, обуславливаемая внутренними приливыми волнами (ВПВ) и перемешиванием, и однозначно связанный с ней коэффициент диапикнической диффузии, контролирующий приливные изменения региональных климатов морских систем. Здесь под словосочетанием «климат морской системы» понимается совокупность средних годовых пространственных распределений и их сезонных изменений величины и направления скорости постоянных течений, температуры и солености морской воды и динамической топографии свободной поверхности. Мы видели цель настоящей работы в том, чтобы в терминах среднего (по объему моря) коэффициента диапикнической диффузии установить отличие приливных изменений региональных климатов Баренцева и Карского морей, интерес к которым в последнее время существенно возрос в связи с планируемой добычей в них углеводородов, и попытаться дать ему подходящее истолкование.

Специфические особенности модели, ее параметры и источники информации. Объекты исследования — Баренцево и Карское моря; средство исследования — трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Ее детальное описание и изложение принятого метода интегрирования уравнений модели содержатся в [4]. Поэтому во избежание повторений мы опустим их и ограничимся перечислением только тех специфических особенностей модели, ее параметров и источников информации, незнание которых может иметь нежелательные последствия.

Специфические особенности модели QUODDY-4:

1) использование т. н. двумерного обобщенного волнового уравнения неразрывности для колебаний уровня свободной поверхности с целью сохранения неискаженными характеристики гравитационных волн на простых элементах [5];

2) задание градиентного условия для всех канонических переменных, следующее из условия излучения Орланского при достаточно большой вычислительной фазовой скорости распространения сигнала;

3) интегрирование эволюционных уравнений в каждой узловой точке как одномерных (по вертикали) неоднородных обыкновенных дифференциальных уравнений. Такой способ интегрирования трехмерных уравнений гидротермодинамики предполагает значительное уменьшение шага по времени (во избежание вычислительной неустойчивости) по сравнению с общепринятым значением.

Рассматриваемые моря дискретизируются неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением 1.5—19.5 км в Баренцевом и 1.2—8.0 км в Карском морях. В общем горизонтальное разрешение принимается зависящим от локальной глубины: чем меньше глубина, тем подробнее горизонтальное разрешение. В результате бароклинный радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный 7.8 км в Баренцевом и 11.1 км в Карском морях, дискретизируется посредством максимум 5 и 9 конечных элементов соответственно. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости толща морей делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в придонном слое. Топография дна заимствуется из банка данных ИВСаО. Шаг по времени задается равным 9.3 с в Баренцевом и 5.6 с в Карском морях, частота приливной волны — совпадающей с частотой гармоники M_2 приливного потенциала. Приливный форсинг, определяемый приливными колебаниями уровня на открытых границах морей, берется из высокоразрешающей арктической приливной модели [6], ассимилирующей всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные альтиметрических измерений, полученные в течение 364 циклов функционирования спутника TOPEX/Poseidon и 108 циклов функционирования спутника ERS-1. Вертикальные профили частоты плавучести задаются горизонтально-однородными и рассчитываются по данным о температуре и солености морской воды из цифрового атласа Арктики [7] для центральных частей морей, лучше любых других обеспеченных данными *in situ* измерений. Если принять, что формирование стратификации в морях обуславливается преимущественно ветровым и термохалинным форсингами, то задание горизонтально-однородной стратификации при решении задачи о динамике ВПВ можно считать приемлемым.

Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются по формуле Смагоринского [8]. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии определяются с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [9]. Поток импульса на поверхности раздела вода-дно, как обычно, параметризуется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным 5.0×10^{-3} . Для оценки амплитуд ВПВ привлекается формула $Z_{M_2} = W_a / \sigma_{M_2}$, где Z_{M_2} и W_a — амплитуды вертикальных смещений и вертикальной скорости соответственно, σ_{M_2} — частота приливной гармоники M_2 , причем для оценки W_a используется гармонический анализ временного ряда вертикальной скорости. Гармонический анализ используется также при определении амплитуд приливных колебаний горизонтальной скорости. При этом существование стационарных баротропной и бароклинной составляющих горизонтальной скорости предполагается обусловленным в данном случае (при задании чисто приливного форсинга) только остаточной приливной циркуляцией.

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима. Последний принимается установившимся, когда относительные изменения средних (за приливный цикл) плотностей баротропной и интегральной по глубине бароклинной приливной энергии становятся равными 1 и 3 % соответственно. Это условие выполняется по истечении 30 приливных циклов в Баренцевом и 21 циклов в Карском морях после начального момента времени, когда рассматриваемые моря считаются находящимися в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность — отсутствующей.

Результаты моделирования искомым переменных. Результаты моделирования пространственных распределений средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации $\langle -\dot{D} \rangle$ бароклинной приливной энергии (она определяется вне придонного слоя как $\langle -\dot{D} \rangle = \left\langle \rho_0 \int_{-H}^{\zeta} k \left(\frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial z} \right)^2 dz \right\rangle$, где \mathbf{u}' — бароклинная составляющая скорости; k — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; ζ — приливное смещение свободной поверхности; $-H$ — локальная глубина; z — вертикальная координата, ориентированная вверх; ρ_0 — средняя плотность морской воды и угловые скобки означают усреднение в течение приливного цикла) представлены на рис. 1. Как было установлено в [1], в Баренцевом море это распределение (рис. 1, а) контролируется топографией дна в южной, юго-западной и юго-восточной частях моря, где средний (за приливный цикл) горизонтальный волновой перенос баротропной приливной энергии имеет генеральное направление из Норвежского моря в Белое и далее в Чешскую, Печорскую и Хайпудырскую губы Баренцева моря. На остальной части акватории моря топографический контроль не столь очевиден. Мало того, соответствующие значения интегральной диссипации бароклинной приливной энергии здесь не соизмеримы. Если в южной, юго-западной и

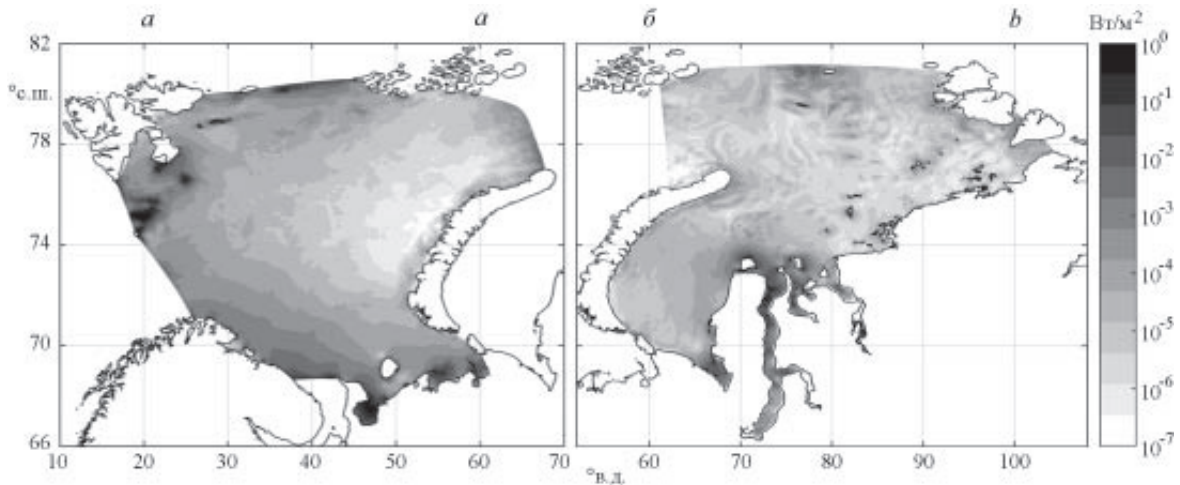


Рис. 1. Поля средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии в Баренцевом (а) и Карском (б) морях.

Fig. 1. The fields of an averaged (over a tidal cycle) depth-integrated baroclinic tidal energy dissipation in the Barents (a) and Kara (b) Seas.

юго-восточной частях моря они изменяются от 1×10^{-3} до 1 Вт/м^2 , то на остальной акватории моря — от 2×10^{-8} до $1 \times 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$. На Шпицбергенской банке интегральная диссипация близка к $1 \times 10^{-1} \text{ Вт/м}^2$, а в отдельных районах (именно, у входа в Белое море, в Чешской губе и Печорском море) достигает 1 Вт/м^2 . В общем, интегральная диссипация бароклинной приливной энергии максимальна в южных районах моря и минимальна к востоку от меридиана 40° в.д. , делящего море на западную и восточную части. К западу от него вновь отмечается постоянное увеличение интегральной диссипации бароклинной приливной энергии до $1 \times 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$.

В Карском море интегральная диссипация бароклинной приливной энергии (рис. 1, б) в несколько раз, а на Центральном плато и в южных губах моря на порядок величины меньше, нежели в Баренцевом море. Ее максимальные значения составляют 10^{-1} Вт/м^2 , минимальные разнятся от 10^{-6} до 10^{-5} Вт/м^2 . Как уже сообщалось, максимальные значения интегральной диссипации бароклинной приливной энергии детектируются здесь на Центральном плато, в Байдарацкой и Обской губах и в Енисейском заливе, минимальные — в отдельных пятнах, разбросанных нерегулярным образом в северо-восточной части моря. На остальной акватории моря имеют место преимущественно промежуточные значения. В общем, интегральная диссипация в Карском море в основном принимает максимальные значения в южной части моря и уменьшается от него во всех направлениях, кроме, пожалуй, восточного. Отметим в этой связи уменьшение (до 10^{-4} Вт/м^2) интегральной диссипации в юго-западной части моря, где располагается амфидромия левого вращения, и такое же увеличение ее к северу, северо-востоку и даже к западу, где интегральная диссипация изменяется от 10^{-6} до 10^{-4} Вт/м^2 . Таким образом, как в качественном, так и количественном отношении оба поля, отвечающие сравниваемым морям, заметно отличаются друг от друга.

Поле среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии изображено на рис. 2. Сам коэффициент k_p рассчитывается по формуле Осборна [10], в соответствии с которой коэффициент диапикнической диффузии определяется как $k_p \approx \alpha \langle -\dot{\epsilon} / \rho_0 \rangle N^{-2}$, где $\langle -\dot{\epsilon} \rangle$ — локальная скорость диссипации бароклинной приливной энергии, N — локальная частота плавучести, $\alpha = Rf(1 - Rf)^{-1}$ — числовой параметр, характеризующий эффективность перемешивания, и Rf — динамическое число Ричардсона. При $Rf = 0.167$ параметр α равен 0.2. Эта оценка неплохо согласуется с результатами микроструктурных измерений [11]. Более поздние исследования, выполненные в течение 3 месяцев в эстуарии р. Гудзон [12], показали, что приведенная выше оценка параметра α скорее всего завышена. Мы будем принимать параметр α равным его стандартному значению 0.2, помня о том, что это значение может быть верхним предельным.

Результирующее поле среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в Баренцевом море (рис. 2, а) в общем напоминает пространственное распределение интегральной диссипации

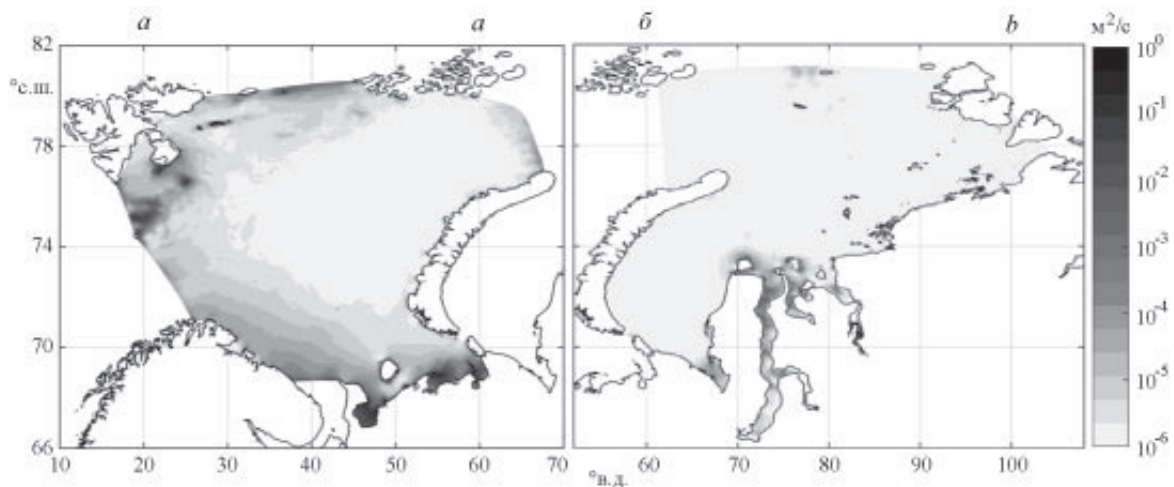


Рис. 2. Поля среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в Баренцевом (а) и Карском (б) морях.

Fig. 2. The fields of a depth-averaged diapycnal diffusivity in the Barents (a) and Kara (b) Seas.

бароклинной приливной энергии. Подобно последней, коэффициент диапикнической диффузии максимален в южной части моря и минимален к западу от о-вов Новая Земля. Как и диссипация, он остается минимальным лишь до меридиана 40° в.д., а затем растет до $1 \text{ м}^2/\text{с}$. Максимальные значения коэффициента обнаруживаются на Шпицбергенской банке, у входа в Белое море и в Печорском море; минимальные, определяемые молекулярной кинематической диффузией, группируются в северо-восточной части моря и имеют вид дискретных пятен, в пределах которых его порядок величины близок к минимально возможному ($10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$).

Поле среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в Карском море (рис. 2, б) более однообразно. Почти во всем море, кроме Центрального плато, Байдарацкой, Обской и Гыданской губ и Енисейского залива, коэффициент диапикнической диффузии меняется от 10^{-6} до $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ и только в перечисленных выше районах он увеличивается до 10^{-4} и даже до $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. Ясно, что оба поля в Баренцевом и Карском морях отличаются как качественно, так и количественно. При этом уменьшение коэффициента диапикнической диффузии в Карском море по сравнению с Баренцевым объясняется не столько ослаблением диссипации бароклинной приливной энергии в Карском море, сколько усилением в нем стратификации. О том, что это так, можно судить по рис. 3. Из него видно, что частота плавучести в Карском море больше ее значения в поверхностном и глубинных слоях Баренцева моря почти на порядок величины и примерно в несколько раз в пикноклине. На это обстоятельство хотелось бы обратить особое внимание.

Полученные с использованием трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 поля средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии и однозначно связанного с ней среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в сравниваемых Баренцевом и Карском морях отличаются друг от друга как в качественном, так и в количественном отношении. Так, если в Баренцевом море интегральная по глубине диссипация бароклинной приливной энергии максимальна в южных районах моря и минимальна к западу от о-вов Новая Земля до меридиана 40° в.д., и затем она вновь увеличивается с приближением к арх. Шпицберген, то в Карском море максимальные значения диссипации приходятся на Центральное плато, а также на Байдарацкую, Обскую и Гыданскую губы и Енисейский залив, минимальные — на дискретные пятна, разбросанные нерегулярным образом в основном в северо-восточной части моря.

Поля среднего по глубине коэффициента диапикнической диффузии в Баренцевом и Карском морях в общем напоминают пространственные распределения интегральной по глубине диссипации бароклинной энергии. При этом средний по глубине коэффициент в Карском море получается меньше на порядок величины по сравнению с Баренцевым морем. Такое расхождение коэффициентов

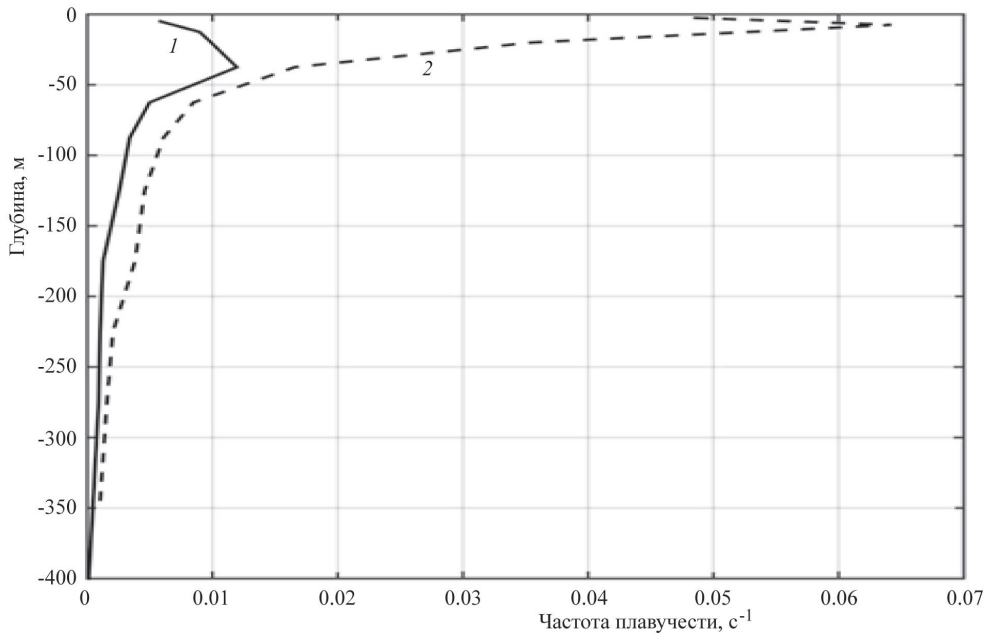


Рис. 3. Вертикальные профили частоты плавучести в Баренцевом (1) и Карском (2) морях.

Fig. 3. The vertical profiles of buoyancy frequency in the Barents (1) and Kara (2) Seas.

диапикнической диффузии в Баренцевом и Карском морях объясняется не столько усилением диссипации бароклинной приливной энергии в Баренцевом море, сколько усилением вертикальной стратификации в Карском. В среднем по площади и глубине моря коэффициент диапикнической диффузии составляет $5.0 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ в Баренцевом море и $0.1 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ во внеустьевой части Карского моря.

Учтем, что аналогичный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, описывающий диффузию в Баренцевом море и во внеустьевой части Карского при воздействии ветрового и термохалинного форсингов и прочих равных условиях (кроме приливного форсинга), составляет $17 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ и $38 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. На основании приближения о «слабом взаимодействии», если разность характерных частот ветровой, конвективной и приливной турбулентности достаточно велика, то нелинейным взаимодействием между турбулентностью различного происхождения можно пренебречь, хотя сами по себе движения, генерирующие турбулентность, являются сильно нелинейными [13]. Тогда влияние индуцируемой поверхностными и внутренними приливами диапикнической диффузии можно описать надлежащим усилением вертикальной турбулентной диффузии, генерируемой при задании ветрового и термохалинного форсингов, а для определения диапикнической диффузии использовать решение вспомогательной задачи о динамике поверхностных и внутренних приливов в исследуемом море. Такой способ описания диапикнической диффузии, порождаемой, как и диссипация бароклинной приливной энергии, ВПВ и перемешиванием, и связанных с ней приливных изменений климатов морских систем, каковыми являются Баренцево и Карское моря, был предложен в [14]. Из всего этого со всей очевидностью следует, что в среднем по объему моря влияние диапикнической диффузии приливного происхождения заметным образом сказывается в Баренцевом море и практически не ощущается за пределами устьевой части Карского.

Приведенное заключение относится не только к сравнительно глубоководным стратифицированным частям Баренцева и Карского морей. В силу предположения о горизонтальной однородности стратификации оно распространяется и на мелководные хорошо перемешанные районы обоих морей (Шпицбергенскую банку, ближайшие окрестности Новоземельного побережья и крайний юго-восток первого из них, а также Центральное плато, Байдарацкую, Обскую и Гыданскую губы и на Енисейский залив второго), где локальные глубины меньше глубины пикноклина. Разумеется, от данного предположения, исключающего горизонтальную изменчивость стратификации, следует отказаться. Поэтому приведенные здесь оценки приливных изменений климатов исследуемых морских систем нужно рассматривать как предварительные, подлежащие дальнейшему уточнению, используя тот или иной способ описания приливных эффектов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 17-05-00263а).

Литература

1. *Kagan B. A., Sofina E. V.* Surface and internal semidiurnal tides and tidally induced diapycnal diffusion in the Barents Sea: a numerical study // *Cont. Shelf Res.* 2014. V. 91. P. 158—170. doi: 10.1016/j.csr.2014.09.010.
2. *Каган Б. А., Тимофеев А. А.* Моделирование поверхностного и внутреннего полусуточных приливов в Карском море // *Изв. РАН: Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53, № 2. С. 265—275. doi: 10.7868/S0002351517020055.
3. *Gjevik B., Straume T.* Model simulation of the M2 and K1 tides in the Nordic Seas and the Arctic Ocean // *Tellus.* 1989. V. 41A, № 7. P. 73—96.
4. *Ip J.T.C., Lynch D. R.* QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements. Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayer School of Engineering. Dartmouth College. Report Number NML 95-1. Hanover. New Hampshire, 1995. 45 p.
5. *Lynch D. R., Gray W. G.* A wave equation model for finite element tidal computations // *Computers and Fluids.* 1979. V. 7, № 3. P. 207—228.
6. *Padman L., Erofeeva S.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31, № 2. doi: 10.1029/2003GL019003.
7. *Tanis E., Timokhov L.* (eds.) Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.
8. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91, № 3. P. 99—164.
9. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20, № 4. P. 854—875.
10. *Osborn T. R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10, № 1. P. 83—89.
11. *Oakey N. S.* Determination of the Rate of Dissipation of Turbulent Energy from Simultaneous Temperature and Velocity Shear Microstructure Measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12, № 3. P. 256—271.
12. *Peters H., Bokhorst R.* Microstructure Observations of Turbulent Mixing in a Partially Mixed Estuary. Part II: Salt Flux and Stress // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31, № 4. P. 1105—1119.
13. *Заславский Г. М., Сагдеев Р. З.* Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
14. *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.