

УДК 551.465

ВНУТРЕННИЕ ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ В ДАТСКОМ ПРОЛИВЕ

© 2019 г. Е. Г. Морозов*, Д. И. Фрей, С. В. Гладышев,
А. А. Клювиткин, А. Н. Новигатский

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997, Москва, Нахимовский пр. 36, Россия
e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.11.2018 г.

Принята к печати 06.02.2019 г.

В июле 2018 г. в Датском проливе выполнены шестидневные измерения температуры на трех горизонтах буйковой станции, обнаружившие колебания изотерм, вызванные внутренними волнами. В дополнение к измерениям, флуктуации изопокикнических поверхностей для этого района оценены с помощью численной модели. Показано, что внутренние полусуточные приливные волны в районе седловины поперечного хребта в Датском проливе имеют высоту около 50 м (вертикальные смещения частиц воды). Высота волн убывает до 30 м на расстоянии 100 км от седловины. В северной части пролива внутренние волны более интенсивные за счет того что волна распространяется против среднего течения. В южной части пролива внутренние волны и течение направлены на юг, что увеличивает длину волны и уменьшает их амплитуду.

Ключевые слова: Датский пролив, внутренний прилив, течения, буйковые станции, численная модель, баротропный прилив.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-351555378-84>

ВВЕДЕНИЕ

Внутренние волны приливного периода генерируются на седловине поперечного хребта через Датский пролив за счет перетекания течений баротропного прилива через эту седловину. Течения баротропного прилива набегают на склон и вызывают вертикальные смещения изолиний плотности. Внутренние приливные волны распространяются в обе стороны от седловины на север и на юг [1]. Аналогичный эффект наблюдается и в других проливах [2, 3]. В этом районе существует среднее течение из Арктики в Атлантику, которое перетекает через порог Датского пролива.

Пикноклин в районе Датского пролива подвержен значительным вертикальным смещениям, вызванным короткопериодной изменчивостью перетекания арктических вод на юг в море Ирмингера [4, 5]. В дополнение к этому приливные течения создают дополнительные колебания термоклина с полусуточным периодом. Течения баротропного прилива приобретают вертикальную составляющую над неровным наклонным дном, что приводит к вертикальным смещениям положения пикноклина. Периодические (12-часовые) смещения пикно-

клина вниз и вверх относительно среднего положения приводят к образованию прогрессивных внутренних волн, которые распространяются в обе стороны от склона, а фронт внутренних волн, соответственно, располагается приблизительно параллельно направлению седловины.

Такой механизм образования внутренних приливных волн многократно обсуждался в литературе [6, 7]. Многочисленные измерения внутренних волн над склонами глубин показывают, что в районах подводных склонов внутренние волны имеют значительно большую энергию, чем в районах с относительно ровным дном [1]. В данной работе на основе прямых измерений на шестидневной заякоренной буйковой станции и с помощью численной модели мы пытаемся дать оценку амплитуд вертикальных смещений частиц воды, вызываемых внутренним приливом.

В июле 2018 г. в Датском проливе были проведены работы по исследованию перетока арктических вод в Атлантику и водообмена между двумя океанами. Проводились CTD/LADCP-зондирования зондом SBE911 и парой профилографов течений RDI QM 150 kHz (down-looking) и WHS300 kHz (up-looking). Кроме того, была установлена буйковая станция с измерителями разного типа.

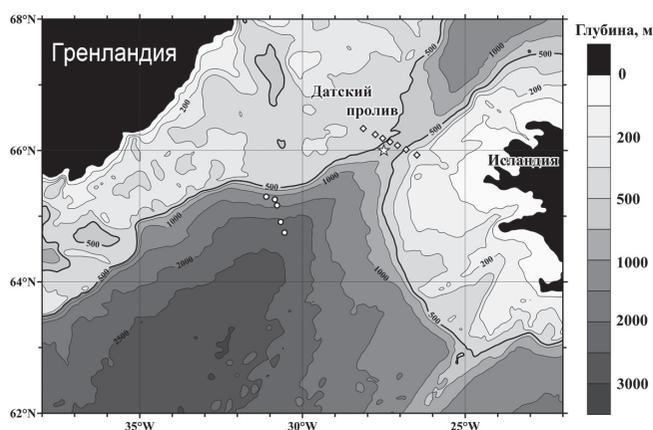


Рис. 1. Батиметрическая карта района работ. Белые точки обозначают положения буйев 1990 г. Звезда показывает положение буйа 22–28 июля 2018 г. Ромбы показывают станции разреза через пролив.

Карта района работ показана на рис. 1. Задачей работы является дать оценку амплитуд внутренних волн в районе Датского пролива.

БУЙКОВЫЕ СТАНЦИИ

В Датском проливе была установлена притопленная буйковая станция в координатах $66^{\circ}00' N$, $27^{\circ}30' W$ на глубине 610 м. Станция выполняла измерения с 22 по 28 июля 2018 г. В дополнение к приборам для изучения взвешенного вещества на станции были установлены датчики температуры и давления на двух измерителях RDRduet-6000 на глубинах

355 и 505 м и измерителе температуры и давления SBE-37 SMP-ODO на глубине 555 м. Станция удерживалась притопленными плавучестями, состоящими из 21 алюминиевого и 5 пластмассовых кухтылей. Перед постановкой буйковой станции кухтыли были испытаны на глубине 150 м. Предполагалось, что они будут заглублены на 55 м. Однако течения в проливе оказались настолько сильными, что периодически притапливали держащую буй плавучесть, при этом верхний датчик температуры перемещался между глубинами 330 и 531 м (вместо запланированных 355 м). Таким образом, верхний датчик заглублялся, более чем на 200 м по сравнению с его положением на вертикальном буйрепе. Еще сильнее смещалась держащая плавучесть (с 55 до приблизительно 350 м), что привело к разрушению пластмассовых кухтылей и уменьшению ее держащей силы. При этом вся система из трех датчиков температуры перемещалась в диапазоне ± 100 м, а нижний датчик периодически изменял глубину положения с 537 до 592 м, вместо запланированных 505 м.

Тем не менее, имея измерения температуры на трех датчиках и глубину каждого из них на момент измерения, оказалось возможным построить глубины колебаний изотерм. Колебания изотерм 0.5 , 0.8 , 1.0 , 2.0 , 3.0 , 4.0 , и 5.0 °C изображены на рис. 2. Из рисунка видно, что размах колебаний изотерм с периодом 12 ч, соответствующий прохождению внутренних приливных волн, оказался в диапазоне 30–50 м, а максимальные смещения изотерм 2 °C и 3 °C были близки к 100 м.

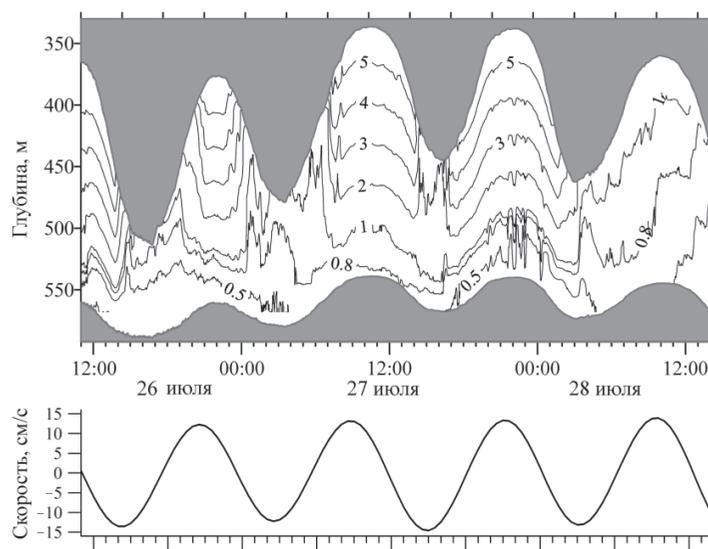


Рис. 2. Колебания изотерм 0.5 , 0.8 , 1.0 , 2.0 , 3.0 , 4.0 , и 5.0 °C по данным буйковой станции (вверху). Серым цветом закрашены интервалы глубин, в которых измерения отсутствовали из-за периодических заглублений буйрепа, что приводило к колебаниям всей системы по глубине. В нижней части рисунка показано изменение скорости баротропного прилива во времени (меридиональная компонента) по расчету с помощью модели TRX07.2.

Измерения на буйковых станциях проводились в этом районе и ранее. В 1986–1999 гг. в Датском проливе было установлено 22 долговременные буйковые станции. Измерения были выполнены учеными Министерства сельского хозяйства и рыболовства Великобритании (MAFF). Буи были выставлены к югу от хребта, пересекающего пролив (65° с. ш., 31° з. д.). По данным буев амплитуды внутреннего прилива были оценены в 30 м.

В этой работе мы анализируем измерения только на пяти буях, которые были расположены наиболее близко к седловине. Карта буев показана на рис. 1. Буи были установлены на четыре месяца, с марта по июль 1990 г. Расстановка буев была такова, что один буй стоял в самой глубокой части южного склона пролива на глубине 2200 м, а остальные вверх по склону Гренландии. Самый западный буй был установлен на глубине 1080 м. Полусуточные пики на спектрах температуры невелики, а на спектрах течений полусуточные пики значимые (превышают 95% доверительный интервал). Для примера на рис. 3 приводится спектр меридиональной компоненты течений на буйе 914 (64.913° с. ш., 30.668° з. д.), измеренных на глубине 1155 м при глубине океана 2005 м.

Средние течения и полусуточные колебания течений на склоне значительно более интенсивные, чем в глубокой части. Среднее течение у дна за четыре месяца на самом западном буйе составляет 46 см/с (течение направлено почти на запад вдоль изобат склона), а на большой глубине (2180 м) оно около 5 см/с. Флуктуации течений на склоне и в глубокой части показаны на рис. 4. Помимо того, что на склоне сами флуктуации сильнее, полусуточная изменчивость выражена значительно лучше, чем на глубине, где преобладают вариации с периодом в несколько дней.

ДАННЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИ

Для расчета характеристик внутреннего прилива использовалась модель В. Власенко [8, 9]. Модель требует входных данных: скорости течения баротропного прилива, стратификации и топографии дна. Скорость течений баротропного прилива рассчитывалась по данным спутниковых альтиметрических измерений по глобальной приливной модели ТРХО7.2 Орегонского Университета (США)[10].

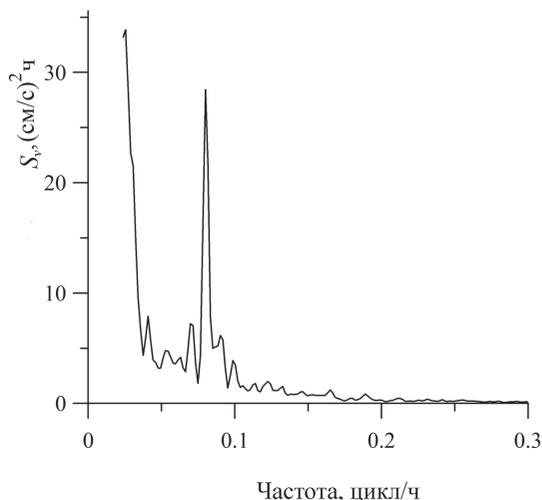


Рис. 3. Спектральная плотность колебаний меридиональной компоненты скорости течений, измеренных на глубине 1155 м при глубине океана 2005 м. Буй в координатах 64.913° с. ш., 30.668° з. д.

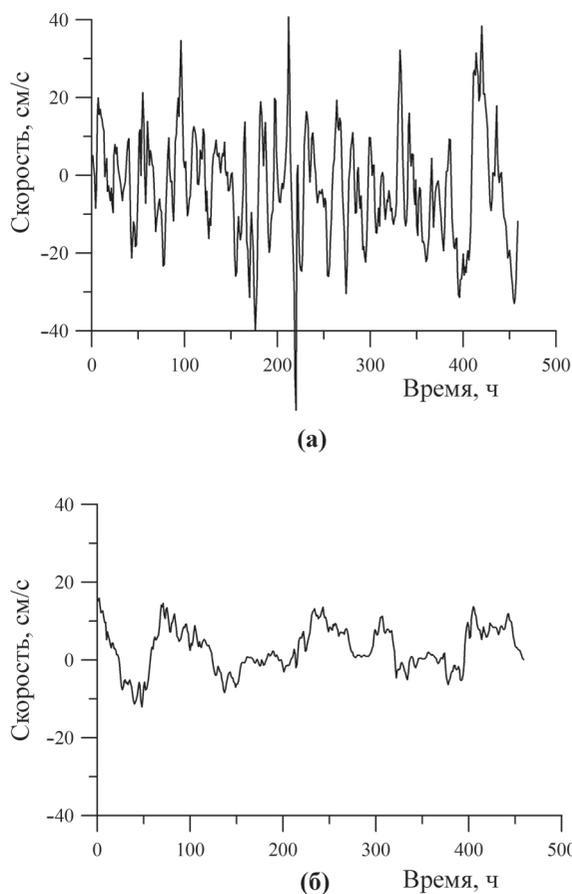


Рис. 4. Флуктуации меридиональных компонент течений на буях: (а) буй 924 в координатах (65.298° с. ш., 31.115° з. д.), измеритель скорости на глубине 1062 м при глубине океана 1080 м; (б) буй 913 в координатах (64.750° с. ш., 30.550° з. д.) измеритель скорости на глубине 2180 м при глубине океана 2200 м. Время по оси x в часах от 12:00 9 марта до 12:00 29 марта 1990 г.

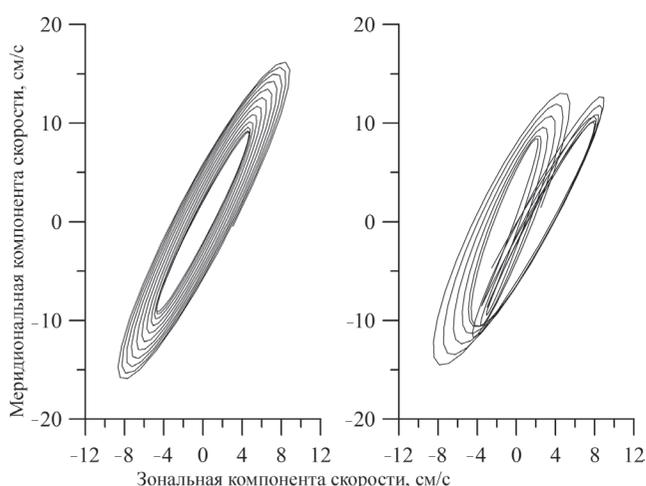


Рис. 5. Графики эллипсов приливных течений на 22–28 июля по модели TRXO7.2. Слева: две приливные гармоники M2 и S2. Справа: добавлены гармоники N2, K2, K1, O1, P1, Q1, MF, MM, M4, MS4, MN4.

Графики эллипсов приливов по данным модели показаны на рис. 5.

Зная амплитуды баротропного прилива, вернемся к анализу данных буйковой станции, которая была подвержена сильным течениям, и поэтому приборы изменяли глубину. Если сопоставить графики скоростей течения баротропного прилива и заглупление всей линии буйрепа, который поддерживается плавучестью, чья держащая сила недостаточна для имеющейся нагрузки, то оказывается, что максимальные заглупления (почти «лежачее» положение буя) соответствуют максимальным скоростям приливных течений на юг. Вертикальное положение буйковой станции соответствует максимальным скоростям течений на север. Это, на первый взгляд, противоречие (казалось бы, что период заглупления всей системы должен быть 12, а не 24 ч) объясняется наличием среднего течения на юг, скорость которого близка к максимальным приливным течениям. Во время фазы баротропного течения южного направления скорости удваиваются за счет сложения баротропного прилива и среднего течения. Когда приливное течение направлено на север, оно компенсирует средний поток на юг и общая скорость течения становится небольшой, что дает возможность буйковой станции принять вертикальное положение.

Перед постановкой буя в точке постановки была сделана станция 5795. Зондирование пришлось на фазу минимального прилива (по модели). Средние скорости по профилю LADCP: $U = -37$ см/с (направление на запад),

$V = -14$ см/с (на юг). Скорости прилива по модели на момент прибора у дна: $U = -0.5$ см/с, $V = -1$ см/с. После подъема буя была выполнена станция 5884. Средние скорости по профилю LADCP: $U = -25$ см/с, $V = -42$ см/с. Зондирование пришлось на фазу максимального прилива. Скорости прилива: $U = -9$ см/с, $V = -15$ см/с. Если средние течения и приливные течения направлены приблизительно в одну сторону, они сильно заглупляют держащую плавучесть буя. Если они направлены в разные стороны, приливные течения ослабляют суммарное течение и буйковая станция принимает почти вертикальное положение.

Амплитуды течений баротропного прилива задавались в модели равными 15 см/с. Рельеф дна в районе пролива и профили глубин в направлении перпендикулярном берегу были взяты из массивов глубин ETOPO и Smith & Sandwell. Фактические данные глубин были взяты из Интернета: (<http://web.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>). Стратификация океана (невозмущенное состояние) принималась по осредненным данным STD-измерений в 71 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Считается, что на седловину поперечного хребта Датского пролива набегают баротропная приливная волна. За счет взаимодействия с крупными неоднородностями дна океана баротропный прилив приобретает вертикальные составляющие, и это приводит к генерации бароклинных возмущений. Постановка задачи сводится к определению поля генерируемых внутренних волн по известным параметрам стратификации, рельефа дна и скорости баротропного потока в приливе.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Численная модель построена на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен и диффузию плотности [8]. Рассматривается двумерный (x, z) поток в непрерывно стратифицированном вращающемся океане переменной глубины. Для учета вращения, вводится третья координата, однако изменчивость вдоль этой координаты не рассматривается. Используется правая система координат с осью $0z$, направленной вертикально вверх. Мы пренебрегаем градиентами глубины вдоль седловины, считая седловину одинаково глубокой вдоль всего пролива. Мы принимаем, что канал имеет прямоугольную форму с седло-

виной на глубине 350 м, поскольку на глубине шельфа происходит наиболее интенсивная генерация внутренних волн. Система уравнений движения, описывающая динамику стратифицированной жидкости на f -плоскости, сводится к уравнениям для функции тока Ψ ($\Psi_z = U$, $\Psi_x = -W$) и завихренности $\Omega = (\Psi_{xx} + \Psi_{zz})$ [8].

Мы рассматриваем только бароклинный отклик океана на воздействие баротропного прилива и принимаем условие «твердой крышки» на поверхности. Граничными условиями на поверхности при $z = 0$ являются: $\rho_z = 0$, $\Omega = 0$, $\Psi = 0$. Равенство нулю завихренности означает отсутствие касательных напряжений на свободной поверхности, а равенство нулю функции тока означает отсутствие вертикальных движений жидкости при $z = 0$. Условие равенства нулю изменений плотности по вертикали на поверхности океана вытекает из предположения, что потоки тепла и соли через поверхность океана отсутствуют. Это условие означает пренебрежение осадками, испарением и ледообразованием для внутриволновых процессов.

Замена граничных условий на возмущенной поверхности $z = (x, t)$ условиями при $z = 0$ равносильна замене набегающей приливной баротропной волны периодическим по времени и постоянным по глубине потоком жидкости. При длине набегающей приливной волны баротропного прилива, во много раз превышающей ширину подводного препятствия, такое допущение не вносит заметной погрешности в амплитуды бароклиных волн.

На дне задается отсутствие потока тепла и соли и непротекание через дно: $z = -H(x)$, $\partial\rho/\partial n = 0$, $\Psi = \Psi_0 \sin \omega t$, где ω — приливная частота, n — нормаль к дну, Ψ_0 — амплитуда потока массы в приливном течении баротропного прилива. Граничное значение завихренности на дне вычисляется при помощи уравнения $\Omega = \Delta\Psi$ с использованием значения поля Ψ на предыдущем временном шаге.

На боковых границах, расположенных далеко от неровностей топографии, волновые возмущения завихренности, функции тока и плотности предполагаются нулевыми. Расчеты прекращаются, когда волновые возмущения достигают боковых границ. Фазовая скорость возмущений не превышает 2–3 м/с, что дает возможность вести счет достаточно большое количество шагов по времени. Расчеты начинались из состояния покоя, когда жидкость не движется и изопикны горизонтальны.

Баротропный прилив деформирует изопикнические поверхности над неровностью дна и генерирует внутренние волны, распространяющиеся в обе стороны от источника возмущений. Если отнести боковые границы области на достаточно далекое расстояние для того, чтобы передний фронт внутренней волны достигал боковых границ не раньше, чем через несколько периодов приливного цикла, то в окрестности неоднородного рельефа дна за это время установится квазипериодический режим движения, который можно интерпретировать как установившийся волновой режим колебаний.

Ставится задача на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен, построить математическую модель генерации бароклиного прилива для устойчивой реальной вертикальной стратификации жидкости в районе Датского пролива. Задается невозмущенное внутренними волнами поле плотности, которому соответствует распределение частоты Вьясяля–Брента $N(z)$. Из открытой части моря на седловину хребта набегают длинные приливная баротропная волна. Приливные течения, вызываемые этой волной, встречая на своем пути препятствие в виде уклона дна, приобретают вертикальные составляющие. Периодически изменяемые вертикальные составляющие течений вызывают вертикальные колебания изопикнических поверхностей и за счет этого механизма возбуждаются внутренние волны приливного периода. Таким образом, по заданным параметрам возбуждающей волны, стратификации и рельефа решается задача расчета параметров бароклиных волновых возмущений. Расчеты по численной модели позволяют оценить амплитуду внутренних волн и потоки их энергии в непосредственной близости от района генерации.

Движения частиц воды, вызываемые внутренними волнами, происходят вдоль характеристических линий. Вдоль этих же линий направлен и вектор групповой скорости. Характеристические линии проходят от поверхности до дна, отражаясь от поверхности и от дна. Одно полное расстояние по горизонтали между двумя касаниями дна или поверхности соответствует масштабу длины внутренней волны. При генерации ансамбля внутренних возмущений от неровностей топографии отходят пучки характеристических линий. При большом количестве источников возмущений на неровном склоне возбуждается целый ансамбль таких

лучевых возмущений. Вертикальные компоненты волновых векторов возмущений распространяющихся вниз и вверх компенсируют друг друга. Таким образом, формируется стоячая волна по вертикали или мода. Очевидно, что чем больше поток массы, переносимой течениями баротропного прилива через сечение, перпендикулярное берегу, тем больше амплитуды внутреннего прилива.

Для проведения расчетов по модели было выбрано рабочее поле протяженностью 720 км с шагом по горизонтали, равным 200 м, и 20 уровнями по вертикали. Максимальная глубина седловины в Датском проливе 650 м. Шаг по времени равнялся 12 с. Такие значения вполне удовлетворяют условию Куранта–Фридрихса для устойчивой работы численной модели. Коэффициенты горизонтальной вихревой вязкости и диффузии плотности задавались равными $2.0 \text{ м}^2/\text{с}$, а соответствующие коэффициенты по вертикали равнялись $0.0001 \text{ м}^2/\text{с}$. При таких коэффициентах обмена численная задача решалась на грани устойчивости. Меньшие значения приводили к численной неустойчивости за счет возникновения сильных нелинейностей волн при больших амплитудах, а при больших значениях коэффициентов волновое движение происходило в чрезмерно вязкой среде, что уменьшало интересующие нас нелинейные эффекты распространения внутренних волн.

Мы задаем постоянное течение на юг во всей толще воды со скоростью $15 \text{ см}/\text{с}$ и накладываем на него периодическое течение баротропного прилива. В северной части пролива вертикальные компоненты течения через хребет вызывают подъем изопикнических поверхностей, а в южной части они опускаются в виде гидравлического скачка. На северных склонах хребта среднее течение направлено навстречу внутренней приливной волне, что делает длину волны короче, что приводит к увеличению ее амплитуды. В южной части, где среднее течение и приливная внутренняя волна направлены на юг, длина волны внутреннего прилива становится больше, амплитуда колебаний изопикнических поверхностей становится меньше. Этот эффект ранее наблюдался в проливе Карские Ворота [11, 12].

Расчеты по модели показали, что если начинать расчеты из невозмущенного состояния океана, то для оценок поля плотности соответствующего картине развитого волнового движения достаточно проводить вычисления в те-

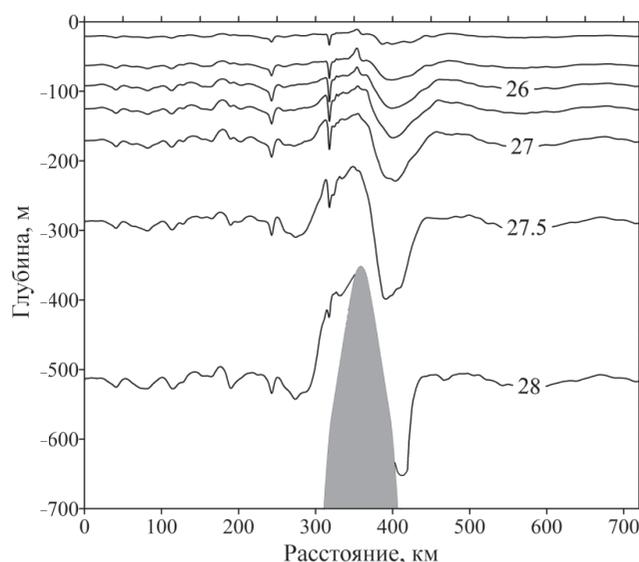


Рис. 6. Модельный расчет колебаний изопикнических поверхностей, вызванных внутренними волнами. Плотность на поверхности задана величиной $1.0253 \text{ кг}/\text{дм}^3$. Изопикнии плотности $1.027, 1.028 \text{ кг}/\text{дм}^3$ и другие обозначены 27 и 28, соответственно. Изопикнии плотности проведены с интервалом $0.005 \text{ кг}/\text{дм}^3$. Серым цветом показана седловина хребта в проливе. Правая часть рисунка соответствует южной части пролива.

чение физического времени, соответствующего пяти-шести периодам полусуточной внутренней волны. После этого расчетное поле волны будет эволюционировать соответственно движениям, вызываемыми прохождением внутренней волны над заданной топографией дна океана. При этом изменения стратификации будут вызываться внутренними волнами. Таким образом, можно проследить генерацию внутренней волны над подводным склоном.

Модельный расчет колебаний изопикнических поверхностей приведен на рис. 6. Модель показывает, что непосредственно над склоном размах колебаний изотерм превышает 50 м, а при удалении от склона быстро уменьшается. Оценки, сделанные по модельному расчету и измеренные колебания изотерм, имеют близкие значения в диапазоне 30–50 м.

ВЫВОДЫ

В результате оценки колебаний изотерм по измерениям на буйковой станции в Датском проливе и вычислений с помощью численной модели показано, что внутренние полусуточные приливные волны в районе седловины поперечного хребта в Датском проливе имеют высоту более 50 м. Амплитуда убывает до 30 м на рас-

стоянии около 100 км от седловины. В северной части пролива внутренние волны более интенсивны, так как приливная волна распространяется против среднего течения. В южной части пролива внутренние волны и течение направлены на юг, что увеличивает длину волны и уменьшает их амплитуду.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема 0149-2019-0004). Участие Е.Г. Морозова и Д.И. Фрея и работы по моделированию и анализу данных поддержаны РФФИ (проект № 17-08-00085), участие С.В. Гладышева и работы по профилированию поддержаны РФФИ (проект № 18-05-00194). Работы А.Н. Новигатского и А.А. Ключевиткина по постановке буя поддержаны грантом РНФ 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Morozov E.G.* Oceanic Internal Tides, Observations, Analysis, and Modeling. Dordrecht: Springer, 2018. 304 p.
2. *Каган Б.А., Тимофеев А.А.* Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 844–850.
3. *Андросов А.А., Вольцингер Н.Е., Каган Б.А., Салустии Э.С.* Остаточная приливная циркуляция в Мессинском проливе // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 4. С. 543–552.
4. *Worthington L.V.* An attempt to measure the volume transport of Norwegian Sea overflow water through the Denmark Strait // *Deep-Sea Res.* 1969. V. 16. Suppl. P. 421–432.
5. *Филлюшкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Мысленков С.А., Залесный В.Б., Кожелупова Н.Г.* Моделирование многолетней и сезонной изменчивости расхода вод придонного течения в Датском проливе // *Океанология.* 2013. Т. 53. № 6. С. 725–736
6. *Morozov E.G.* Semidiurnal internal wave global field // *Deep-Sea Res.* 1995. V. 42 № 1. P. 135–148.
7. *Garrett C., Kunze E.* Internal tide generation in the deep ocean // *Annual Rev. Fluid Mech.* 2007. V. 39. P. 57–87.
8. *Vlasenko V., Hutter K.* Numerical experiments on the breaking of solitary internal waves over a slope-shelf topography // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. P. 1779–1793.
9. *Morozov E.G., Vlasenko V.I.* Extreme tidal internal waves near the Mascarene Ridge // *J. Marine Sys.* 1996. V. 9. № 3–4. P. 203–210.
10. *Egbert G.D., Erofeeva S.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // *J. Atmos. Ocean Tech.* 2002. V. 19. P. 183–204.
11. *Morozov E.G., Parrilla-Barrera G., Velarde M.G., Scherbinin A.D.* The Straits of Gibraltar and Kara Gates: A Comparison of Internal Tides. 2003. *Oceanologica Acta.* V. 26 № 3. P. 231–241.
12. *Morozov E.G., Paka V.T., Bakhanov V.V.* Strong internal tides in the Kara Gates Strait // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 9. P. L16603.

Internal Tides in the Strait of Denmark

E. G. Morozov*, D. I. Frey, S. V. Gladyshev, A. A. Klyuvitkin, A. N. Novigatsky

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
Nakhimovskii 36, Moscow 117997, Russia*

**e-mail: egmorozov@mail.ru*

Received: 28.11.2018

Accepted: 06.02.2019

Six day temperature records carried out at the three mooring levels revealed isotherm fluctuations in the Denmark Strait sill in July 2018 caused by internal waves. In addition to the field measurements, fluctuations of isopycnals were estimated on the basis of a numerical model. It was shown that the vertical displacements of water particles caused by semidiurnal internal tides are approximately 50 m in the region of the sill crossing the strait. The displacements decrease to 30 m over a distance of 100 km from the sill. The internal waves in the northern part of the strait are more intense than in the southern part because the wave propagates in the opposite direction to the mean current. In the southern part the waves and the current propagate to the south, which increases the wavelength and decreases their amplitudes.

Keywords: Strait of Denmark, internal tide, currents, moorings, numerical model.