

УДК 551.465.15

© А.С.Самодуров, А.М.Чухарев, А.В.Носова, Л.В.Глобина, 2013

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

anatoly_samodurov@ukr.net

ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ШЕЛЬФА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА КАК ФАКТОР ИНТЕНСИФИКАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОБМЕНА

Анализ данных измерений в зоне сопряжения шельфа и континентального склона Черного моря демонстрирует возрастание коэффициента вертикальной диффузии в среднем на порядок величины по сравнению с условиями открытого моря при одинаковой стратификации. Использование простой модели показало, что возрастание плотности энергии квазиинерционных волн в данной области можно считать наиболее вероятной причиной указанного экспериментального факта. Это явление приводит к существенному уменьшению числа Ричардсона в волновых квазигоризонтальных течениях и, как следствие, к повышению интенсивности перемешивания и вертикальной диффузии.

Ключевые слова: квазиинерционные внутренние волны, сдвиговая неустойчивость, вертикальный обмен, диссипация энергии.

Исследование процессов вертикального обмена в морях и океанах представляет собой одно из актуальных направлений в океанологии. Вертикальный турбулентный обмен играет важную роль в формировании полей температуры, солености и других растворенных химических веществ в водной толще, определяет скорость реакции бассейнов на различные природные и антропогенные воздействия. Многие особенности гидрологической структуры естественных бассейнов могут быть объяснены на основе информации о механизмах вертикального обмена, их интенсивности, пространственной и временной изменчивости.

В предлагаемой работе главное внимание уделяется роли неустойчивости и обрушения инерционно-гравитационных внутренних волн (ВВ) в переходной зоне, разделяющей шельф и свал глубин, как фактору интенсификации перемешивания и вертикального обмена в верхнем стратифицированном слое этой зоны. Используемые в работе экспериментальные данные относятся главным образом к бассейну Черного моря.

В обзорной работе [1] на основе анализа результатов исследований, которые посвящены выявлению физических механизмов, ответственных за вертикальную диффузию в стратифицированных бассейнах, делается вывод о том, что в основной толще устойчиво стратифицированного океана, в удалении от резких фронтальных зон и проливов, а так же районов, в которых созданы условия для проявления механизма двойной диффузии, процессы вертикального перемешивания поддерживаются главным образом за счет энергии опрокидывающихся ВВ.

В рамках решения обратной задачи [2, 3], была разработана одномерная стационарная модель вертикального обмена в Черном море, позволившая предложить практические методы расчета потоков тепла, соли и других растворенных веществ в стратифицированной области бассейна. Было отмечено, что в деятельном слое Черного моря основная роль в диффузионном вертикальном обмене принадлежит процессам локальной неустойчивости и обрушения в поле ВВ за счет сдвиговой неустойчивости волновых течений.

В работе [4] построена модель климатического спектра ВВ в океане, которая адекватно описывает наблюдаемую структуру одномерных спектров в океанском пикноклине. На основе анализа этой модели установлено, что энергоснабжение турбулентных пятен обеспечивают волны вблизи инерционной частоты, теряющие устойчивость за счет роста амплитуды и уменьшения вертикального масштаба с приближением к инерционной частоте. Ранее этот масштаб энергоснабжения перемешивания обсуждался в рамках теоретических и численных моделей, которые учитывают нелинейные взаимодействия в волновом поле [5–8]. Важно отметить, что в естественных бассейнах различные типы нелинейных взаимодействий в поле ВВ (главным образом пара induced diffusion, parametric subharmonic instability) могут обеспечивать непрерывный приток энергии в «зону обрушения» (квазиинерционные волны, малые вертикальные масштабы) из области умеренных частот и обеспечивать непрерывный вертикальный обмен за счет этого механизма [9–11]. В работе [12] на основе анализа данных натурных измерений представлен обзор характеристик интенсивных мелкомасштабных ВВ за счет трансформации низкочастотных волн на особенностях рельефа дна и фоновых течениях. В данном контексте это можно рассматривать как описание разнообразия возможных промежуточных звеньев при передаче энергии низкочастотных энергонесущих ВВ в перемешивание и вертикальный обмен. Для рассматриваемых здесь неустойчивых квазиинерционных поперечных ВВ ($\vec{u} \cdot \vec{k} = 0$, где $\vec{u}$ – вектор скорости течения в волне, $\vec{k}$ – волновой вектор), которые представляют собой квазигоризонтальные периодические течения, основным промежуточным звеном выступают, по-видимому, валы Кельвина–Гельмгольца, сопровождающие процесс неустойчивости стратифицированного сдвигового течения.

На основе модели климатического спектра ВВ [4] мы построили модель для определения зависимости скорости диссипации турбулентной энергии ε и коэффициента турбулентной диффузии K от локальной частоты плавучести N для учета вклада в перемешивание сдвиговой неустойчивости квазиинерционных ВВ [13]. В этой модели в отличие от предложенных ранее теоретических зависимостей $\varepsilon(N)$ и $K(N)$, [5–8], где единое соотношение для каждой из этих функций описывало весь стратифицированный слой естественных бассейнов, указанный слой разделяется на две части: верхний стратифицированный слой и основной пикноклин. Ввиду различия в структуре критического вертикального масштаба неустойчивости в указанных слоях структура зависимости K от стратификации должна быть различной для каждого из рассматриваемых слоев. Для верхнего стратифицированного слоя, отличающегося «резким» изменением частоты плавучести с глубиной, модельное соотношение $K(N)$ имеет следующий вид:

$$K \propto N |\partial N / \partial z|^{-1}. \quad (1)$$

Для удобства работы с данными измерений при их сравнении с моделью использовалась степенная форма K от N в зависимости (1)

$$K \propto N^{-1/\alpha}, \quad (2)$$

где α – показатель степени при z в степенной зависимости $N(z)$, которая использовалась для аппроксимации исходных измеренных распределений $N(z)$:

$$N \propto 1/z^\alpha. \quad (3)$$

Тогда модельная степенная зависимость принимает следующий вид

$$K \propto (z^{-\alpha})^{-1/\alpha} = z. \quad (4)$$

Для основного пикноклина с «плавным» изменением частоты плавучести с глубиной получено модельное соотношение

$$K \propto N. \quad (5)$$

Рассматривая частный, но распространенный в естественных бассейнах случай монотонного убывания N с глубиной, получим общее модельное распределение коэффициента диффузии по глубине с учетом соотношений (4) и (5), представленное на рис. 1. Коэффициент диффузии в верхнем стратифицированном слое возрастает с глубиной, в то время как в основном пикноклине он с глубиной убывает (т.е. имеет максимум в промежутке между слоями). Отметим, что обсуждаемые здесь распределения $K(z)$ из модели [13] находятся в хорошем соответствии с имеющимся в литературе набором данных измерений скорости диссипации энергии, который был проанализирован нами для двух указанных слоев в работе [14]. Отметим также, что зависимость $K(z)$, предложенная для описания всего стратифицированного слоя в модели [15] для узкополосного источника волн, качественно соответствует модели [13] в верхнем стратифицированном слое (выражения (1)–(4)), т.е. модельная величина $K(z)$ возрастает с глубиной, а при значении $\alpha = 1$ степенные зависимости $K(z)$ для этих моделей совпадают. Однако в нижнем стратифицированном слое соответствие моделей теряется.

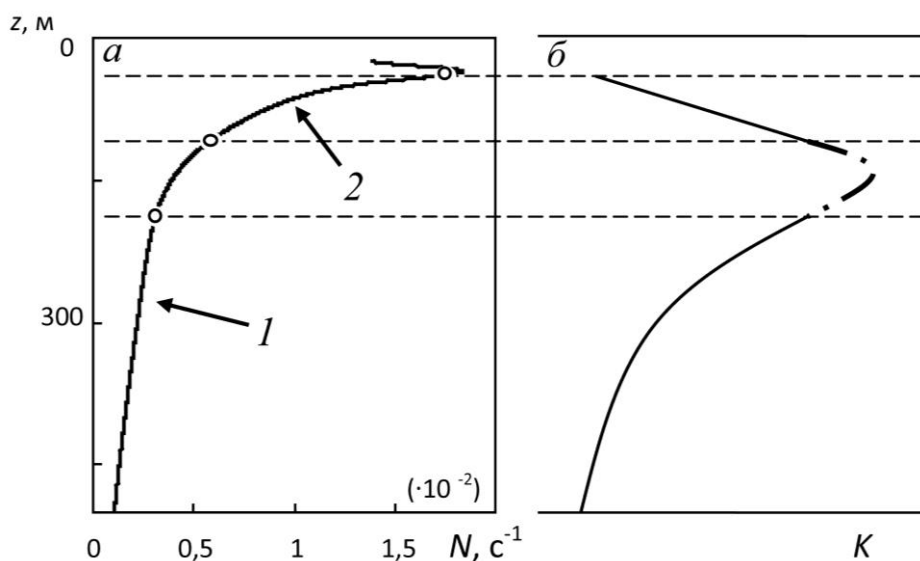


Рис. 1. Схема вертикального распределения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K .

a – среднее вертикальное распределение частоты плавучести N в Черном море;
 b – распределение K для двух слоев (1 и 2) по модели [13].

Результаты анализа данных натурных измерений. Представленная работа является развитием исследований вертикального турбулентного обмена в зоне сопряжения шельфа и свала глубин Черного моря (область Основного черноморского течения), выполненных на основе анализа данных натурных измерений [16–18].

Экспериментальные данные о тонкой структуре и микроструктуре гидрофизических полей в исследуемой области Черного моря были собраны в четырех экспедициях, в районах с близкими физико-географическими условиями (рис. 2). Два массива данных измерений получены в 2004 г. в рамках международных проектов GEF/BSERP (май) в северо-западной части моря на судне «Akademik» Болгарской Академии наук и «Black Sea 2004» (июль) в северо-восточной части Черного моря в районе г. Геленджик на российском судне «Акванавт». Третья и четвертая экспедиции проводились в рамках национальных проектов на украинских судах «Эксперимент» (май, 2007) и «Сапфир» (май, 2008). Информация получена с помощью зондирующей системы «Сигма-1» в верхнем стометровом слое океана [19] (см. рис. 3 и таблицу).

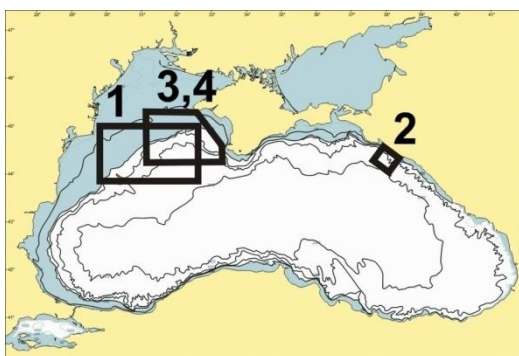


Рис.2. Схема расположения полигонов для исследования характеристик вертикального обмена в зоне сопряжения шельфа и континентального склона в Черном море.

Цифры – номера экспедиций.



Рис.3. Зондирующий измерительный комплекс «Сигма-1» на борту НИС «Akademik».

Технические характеристики измерительного комплекса «Сигма-1»

Измеряемые параметры	Диапазон	Разрешение	Точность
Три компоненты пульсаций скорости	± 2 м/с	10^{-3} м/с	± 10 %
Температура	$0-30^{\circ}\text{C}$	0.001°C	± 5 %
Относительная электропроводность	$0-0.9$	$2.5 \cdot 10^{-5}$	± 5 %
Три компоненты линейных ускорений	$\pm 2g$	0.002 м/с ²	0.002 м/с ²
Крен и дифферент	$\pm 20^{\circ}$	0.01°	$\pm 1^{\circ}$
Азимут	$0-360^{\circ}$	1°	$\pm 5^{\circ}$
Давление	$0-1$ МПа	$5 \cdot 10^{-4}$	± 1 %

Примечание. Частота измерений для всех каналов равна 100 Гц.

В качестве инструмента для обработки данных использовался метод расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в зависимости от внешних условий, предложенный в работе [4]. Там на основе спектрального анализа собранных данных вертикального зондирования в тропической зоне Индийского океана выявлена эмпирическая зависимость характерного масштаба турбулентных пятен L и коэффициента вертикальной диффузии K , взаимно однозначно связанных между собой, от частоты плавучести N :

$$L = DN_c^{-1}; D \cong 1.4 \text{ м}; [N_c] = \text{цикл/ч}; K \cong 8.4 \cdot 10^{-8} D^2 N^{-1} \cong 1.64 \cdot 10^{-7} N^{-1} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}; [N] = \text{рад/с}. \quad (6)$$

Здесь $N_c = N(2\pi)^{-1}$ – частота плавучести, $N = \sqrt{(g/\rho_0)(\partial\rho/\partial z)}$ – угловая частота плавучести, ρ – среднее распределение плотности жидкости по глубине, g – ускорение свободного падения, ρ_0 – характерная плотность жидкости в слое.

Собранный в Черном море массив данных $L(N_c)$ представлен на рис.4, где также приведена зависимость $L(N_c)$ для тропической области Индийского океана [4], полученная на основе анализа более 400 вертикальных зондирований.

Следует сказать, что диапазон величин N_c , в котором содержится основная часть измерений в Черном море (верхний стратифицированный слой), довольно узок (менее дека-

ды), а разброс величин L довольно велик (рис.4). Это затрудняет надлежащее построение степенной аппроксимации $L(N_c)$ для имеющегося массива данных (при формальном проведении данной процедуры, величина R^2 – достоверность аппроксимации – составляет величину менее 0.06). Однако используя тот факт, что среднее многолетнее степенное распределение $N(z)$ в верхнем стратифицированном слое Черного моря обратно пропорционально z [13], а также соотношения (2) и (3), получим на основе подхода [4] следующую зависимость для K в зоне сопряжения шельфа и свала глубин Черного моря:

$$K \cong 1.47 \cdot 10^{-6} N^{-1} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}. \quad (7)$$

Отметим, что коэффициент диффузии здесь возрастает с глубиной в соответствии с моделью [13] (рис.1).

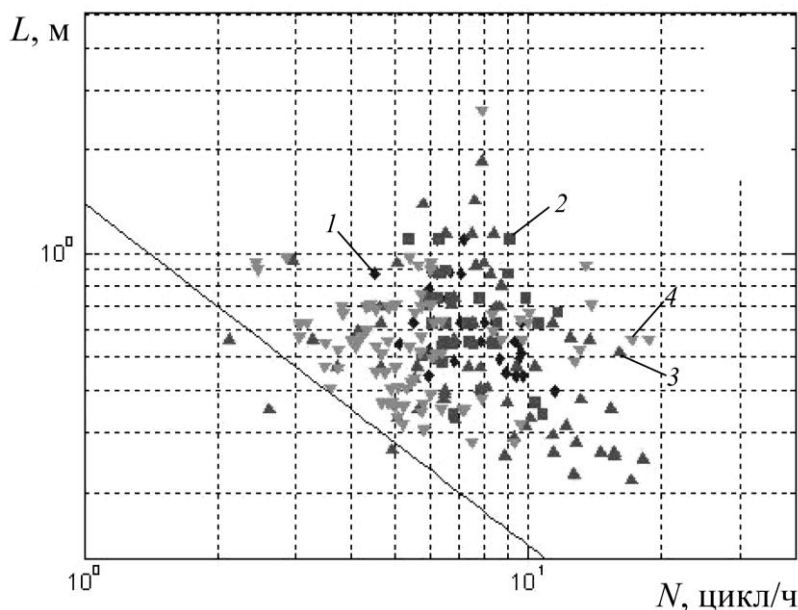


Рис.4. Экспериментальная зависимость характерного вертикального масштаба турбулентных пятен L от локальной стратификации N в зоне сопряжения шельфа и континентального склона Черного моря по данным натурных измерений.

1–4 – полигоны. Прямая линия – средняя зависимость, полученная по данным измерений в верхнем термоклизе глубоководной части Индийского океана.

Сравнение выражений (6) и (7) показывает, что для исследуемых условий значения K почти на порядок величины превышают «средние значения» для верхнего стратифицированного слоя открытого океана при одинаковых значениях N . Приведем численные оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, полученные на основе единой методики [4], для двух рассмотренных ситуаций. В исследованном диапазоне значений частоты плавучести получим следующие средние оценки для открытого океана и зоны сопряжения шельфа и склона: $K \cong 1.3 \cdot 10^{-5}$ и $K \cong 1.2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Важно отметить, что оценка $K \cong 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ для соответствующего слоя в среднем по Черному морю была независимо получена ранее в модели [2, 3].

Аналогичное различие в оценках коэффициента вертикальной диффузии обнаружено нами на основе анализа данных вертикальных микроструктурных зондирований в районе о.Шпицберген [20]. При анализе оцифровывались исходные графики средних вертикальных распределений $\varepsilon(z)$ и $N(z)$ для каждой станции и затем по соотношению Осборна [21] $K \cong 0.2\varepsilon N^{-2}$ восстанавливались искомые распределения $K(N)$. Результаты анализа представлены на рис.5. Как видно из рисунка, уровень K для ст.2 и 3, расположенных в области свала глубин, существенно ниже уровня K для ст.1, расположенной в устье фиорда (зона сопряжения шельфа и континентального склона), при одинаковых значениях N .

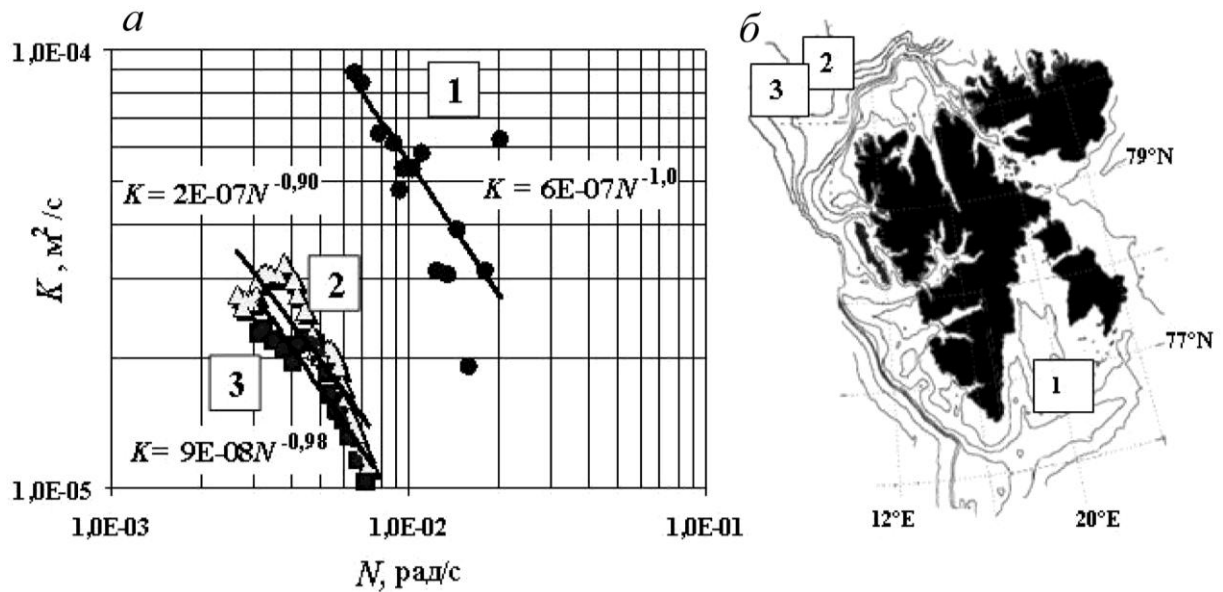


Рис.5. Зависимость коэффициента вертикальной диффузии K от частоты плавучести N в районе о.Шпицберген на ст.1–3 по работе [20] (а) и расположение станций (б).

Приведенный выше анализ данных измерений показал, что в области свала глубин на северо-западном шельфе Черного моря наблюдается интенсификация процессов перемешивания по сравнению с открытым морем. В частности, было установлено, что в области Основного черноморского течения над свалом глубин коэффициент вертикальной турбулентной диффузии и скорость диссипации энергии на порядок превышают величину этих характеристик для открытого моря при одинаковой стратификации. Ниже рассматриваются механизмы интенсификации инерционно-гравитационных ВВ в зоне сопряжения шельфа и континентального склона как вероятной причины усиления вертикального обмена в рассматриваемых условиях.

Роль рельефа дна в усилении перемешивания и вертикального обмена. Учитывая особенности распространения лучей поперечных внутренних волн и их отражения от границ [22], рассмотрим характер трансформации плотности энергии в волновых пучках, порожденных источниками волн, в процессах отражения от наклонных твердых границ в исследуемой области.

Рассмотрим для простоты двумерную стратифицированную систему с твердой крышкой на поверхности при условиях постоянства средней частоты плавучести N , наличия наклонного дна и отсутствия среднего течения. Предположим, что источник низкочастотных (квазиинерционных) волн конечного размера расположен на поверхности в районе открытого моря. От источника в обоих направлениях распространяются волны заданной частоты. Они представляют собой пучки лучей ограниченного поперечного размера, соответствующего горизонтальному масштабу источника волн.

В соответствии с установленными фактами кинематики волн [22] при отражении луча от наклонной плоскости угол падения равен углу отражения по отношению к воображаемой горизонтальной плоскости, когда луч отражается вперед, или по отношению к воображаемой вертикальной плоскости, когда луч отражается назад. Тогда для выбранного положения источника пучок лучей после отражения от наклонной плоскости вперед или назад сжимается.

Этот ключевой для данного рассмотрения факт означает, что после отражения (а при распространении энергии «к берегу» – после каждого последующего отражения) от наклонной плоскости плотность энергии в пучке возрастает. Таким образом, амплитуда волны в пучке возрастает вместе с уменьшением ее вертикального масштаба, что приводит к повышению вероятности сдвиговой неустойчивости и перемешивания в квазиго-

ризонтальных стратифицированных течениях, формируемых квазиинерционной волной, по критерию $Ri = N^2 / u_z^2 < 0.25$. Здесь u_z – производная скорости волнового квазигоризонтального течения по глубине. При этом наличие переходной зоны в рельефе дна между свалом глубин и шельфом (зона сопряжения) может существенно повышать интенсификацию обмена в системе переходная область–шельф. На рис.6 представлена сравнительная схема трансформации волнового пучка при его отражении от определенной области переходной зоны (пучок 2) и при дальнейшем распространении к берегу, а также волнового пучка, сразу отражающегося от области шельфа (пучок 1).

Из рисунка видно, что после первичного отражения от переходной зоны ширина пучка становится сравнительно малой и при дальнейшем распространении сжимается в результате последующих отражений. Формально ширина отраженного пучка лучей может стать сколь угодно малой при соответствующем соотношении параметров падающей волны и отражающей поверхности (т.е. в определенной области переходной зоны). Последнее должно, вообще говоря, приводить к полному рассеянию этой части волновой энергии в окрестности переходной зоны. На рисунке показано также отражение пучка лучей назад – от нижней части переходной зоны. Приведенная схема свидетельствует о более существенной локальной интенсификации волны при отражении в зоне сопряжения по сравнению с шельфом.

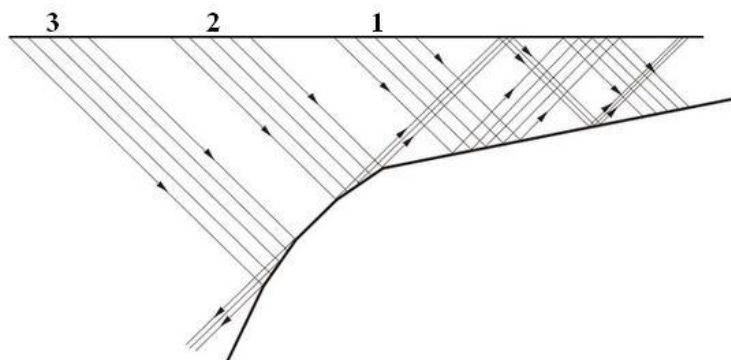


Рис.6. Схема увеличения плотности энергии волнового пучка, порожденного поверхностными источниками квазиинерционных волн, после отражения от различных участков переходной зоны между шельфом и континентальным склоном.

Исходные параметры пучков 1–3 одинаковы. Стрелки – направление групповой скорости.

Отметим, что эффективность рассмотренного механизма интенсификации вертикального обмена зависит от того, насколько мало в среднем число Ричардсона в исходных пучках падающих волн. Теоретические и численные результаты, полученные ранее, свидетельствуют о том, что условие малости числа Ричардсона должно выполняться для природных низкочастотных волн. Например, в работе [4] показано, что в модельном климатическом спектре, не учитывающем диссипативные процессы, спектральная энергия в частотном спектре с приближением к инерционной частоте бесконечно возрастает. Энергия волнового поля остается при этом конечной. Отсюда следует вывод о том, что в естественных условиях, где диссипативные силы имеют место, внутренние волны не могут существовать вблизи инерционной частоты в соответствии с критерием неустойчивости по числу Ричардсона. Отсутствие спектральной энергии в указанном интервале частот демонстрируют и природные частотные спектры. Кроме того, в работах [5–8] показано, что в спектрах внутренних волн за счет нелинейных взаимодействий имеет место поток энергии из области волн средних масштабов в область малых вертикальных масштабов и низких частот. При этом общий уровень энергии в спектрах поддерживается соответствующими источниками волновой энергии. Действие нелинейного механизма передачи энергии по спектру, как упоминалось выше, должно непрерывно пополнять

энергию волн вблизи инерционной частоты, которая затрачивается на диссипацию, т.е. природные квазиинерционные волны должны находиться в пограничном режиме, близком к неустойчивому состоянию по указанному выше критерию. Это условие с учетом физической близости источников волн к рассматриваемой области должно способствовать эффективности действия обсуждаемого механизма перемешивания и вертикальной диффузии в зоне сопряжения шельфа и свала глубин.

Совместное влияние переменной стратификации, сдвигового течения и рельефа дна на интенсификацию вертикального обмена. Рассмотрим теперь случай распространения квазиинерционных внутренних волн в присутствии среднего течения и переменной стратификации. Указанные условия, присущие зоне сопряжения шельфа и свала глубин, наряду с наличием наклонной твердой границы могут вносить, как показано ниже, дополнительный вклад в интенсификацию вертикального обмена. Энергетика ВВ на геострофических течениях в слое океанского волновода подробно исследовалась ранее [23, 24]. Здесь рассматривается частный случай трансформации поперечных ВВ на геострофическом течении в зоне сопряжения.

Для анализа трансформации плотности энергии внутренних волн в области свала глубин и на шельфе используется лучевое приближение, которое предполагает малые изменения параметров среды – скорости среднего течения и частоты Вейселя–Брента – на пространственных масштабах волны. Кроме того, в моделях, представленных ниже, сохраняется условие «твердой крышки» на поверхности модельного бассейна и исключаются из рассмотрения процессы в приповерхностном волноводе. Рассматриваются квазиинерционные внутренние волны, распространяющиеся по нормали к берегу, на фоне среднего течения $\bar{U} = \{0, V(x, z), 0\}$. Система координат выбрана так, что ось x направлена в сторону уменьшения глубины, ось z – вертикально вниз, ось y – параллельно изобатам.

Дисперсионное соотношение для внутренних волн в лучевом приближении имеет вид [22]

$$\omega = IV + \sqrt{\frac{N^2 k_h^2 + f^2 m^2}{k_h^2 + m^2}}, \quad (8)$$

где ω – частота волны, $k_h = \sqrt{k^2 + l^2}$ – горизонтальная часть волнового числа; k, l, m – тройка волновых чисел для осей x, y, z ; f – параметр Кориолиса, оцениваемый для условий Черного моря как $1.061 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$.

Для метода лучевого приближения справедливы следующие уравнения [22]:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial k}, \quad \frac{dy}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial l}, \quad \frac{dz}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial m}, \quad \frac{dk}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial x}, \quad \frac{dl}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial y}, \quad \frac{dm}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial z}. \quad (9)$$

При подстановке дисперсионного соотношения (8) в систему уравнений (9) получается система уравнений, которая позволяет построить траектории лучей с учетом их многократного отражения от верхней границы и наклонного дна, а также трансформации на стратифицированном течении. Отметим, что отражение луча от наклонного дна вперед происходит тогда, когда угол наклона дна меньше некоторого критического значения для каждой частоты [22]. Если угол наклона больше этого критического значения, то луч отражается назад. Отражение луча вперед от наклонного дна происходит, когда частота волны больше критического значения, определяемого по формуле

$$\omega_{\text{кр}} = IV + \sqrt{\frac{k^2 N^2 \text{tg}^2 \gamma + k_h^2 f^2}{k_h^2 + k^2 \text{tg}^2 \gamma}},$$

где γ – угол наклона дна. Если частота волны меньше этого критического значения, то волна отражается назад.

Используя соотношение «термического ветра» $f \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}$, можно выписать

зависимость между скоростью среднего течения и частотой плавучести для условий геострофического течения:

$$N(x, z) = \sqrt{f \int_0^x \frac{\partial^2 V(x', z)}{\partial z^2} dx' + N^2(0, z)}, \quad (10)$$

где $N(0, z)$ – вертикальный профиль частоты плавучести в некоторой исходной для расчетов позиции $x = 0$. В ходе выполнения работы было установлено, что сдвиговое геострофическое течение способно при определенных условиях концентрировать энергию падающих волн. Было проанализировано два существенно различающихся случая воздействия геострофического течения на энергетику волновых пучков.

В первом случае рассматривалось вдольбереговое течение, график вертикального распределения скорости которого имеет положительную кривизну ($\frac{\partial^2 V(x, z)}{\partial z^2} > 0$). Из соотношения (10) следует, что это соответствует увеличению частоты Вэйселя–Брента и скорости течения по мере приближения к берегу (для условий Черного моря это связано с мористой частью вдольберегового течения). Картина распространения волнового пучка при учете геострофического течения и наклонного дна представлена на рис.7, а. Для простоты сравнения двух различных ситуаций здесь рассматривается постоянный уклон дна (шельф). Здесь, так же как и при постоянной средней частоте плавучести N и отсутствии среднего течения, наблюдается увеличение плотности энергии внутри лучевого пучка. Однако анализ показал, что сжатие волнового пучка определяется в этом случае только отражением волн от наклонного дна при распространении их к берегу. Было установлено, например, что в слое с постоянной глубиной увеличение частоты Вэйселя–Брента по направлению к берегу приводит к некоторому расширению исходного пучка, (рис.7, б).

В то же время по сравнению с влиянием эффекта сжатия пучка при отражениях от наклонного дна данное расширение не оказывает преобладающего влияния на изменение плотности энергии в пучке для условий реального геострофического течения.

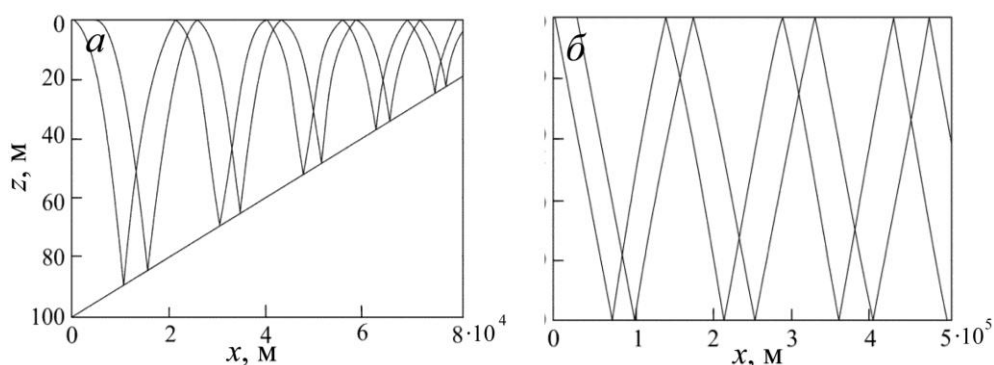


Рис.7. Трансформация волнового пучка при учете геострофического вдольберегового течения, скорость которого увеличивается по направлению «к берегу».

а – в области с наклонным дном; б – в слое постоянной глубины.

Во втором случае рассматривалось распространение пучка квазиинерционных волн к берегу в присутствии вдольберегового геострофического течения, график вертикаль-

ного распределения скорости которого имеет отрицательную кривизну ($\frac{\partial^2 V(x, z)}{\partial z^2} < 0$).

Это соответствует уменьшению частоты Вайсяля–Брента и скорости течения по мере приближения к берегу. Отметим, что такая ситуация соответствует реальной структуре «прибрежной» части течения, наблюдаемого, например, в зоне сопряжения шельфа и континентального склона в Черном море как составляющей Основного черноморского течения. На рис.8, *а*, *б* представлены близкие к реальности модельные профили скорости среднего течения по глубине для некоторой исходной вдольбереговой вертикальной плоскости $x = 0$ и по нормали к берегу на поверхности модельного бассейна соответственно. На рис.8, *в* изображено близкое к реальности вертикальное распределение N для плоскости $x = 0$. В свою очередь, на рис.8, *г* дано горизонтальное распределение N на поверхности модельного бассейна, полученное из соотношения (10). В модельном бассейне для простоты предполагается отсутствие верхнего квазиоднородного слоя.

На рис.9, *а* представлена картина распространения пучка лучей квазиинерционных волн для рассмотренного выше случая убывания частоты Вайсяля–Брента по направлению «к берегу» в слое постоянной глубины. На рисунке хорошо прослеживается уменьшение расстояния между крайними лучами пучка по мере его распространения «к берегу». В данном случае пучок, пройдя расстояние по горизонтали 50 км, сузился в 1.2 раза (18 % сужение), а пройдя 80 км, – в 2.6 раза (61 % сужение). Здесь процент сужения показывает уменьшение расстояния между лучами по сравнению с исходным.

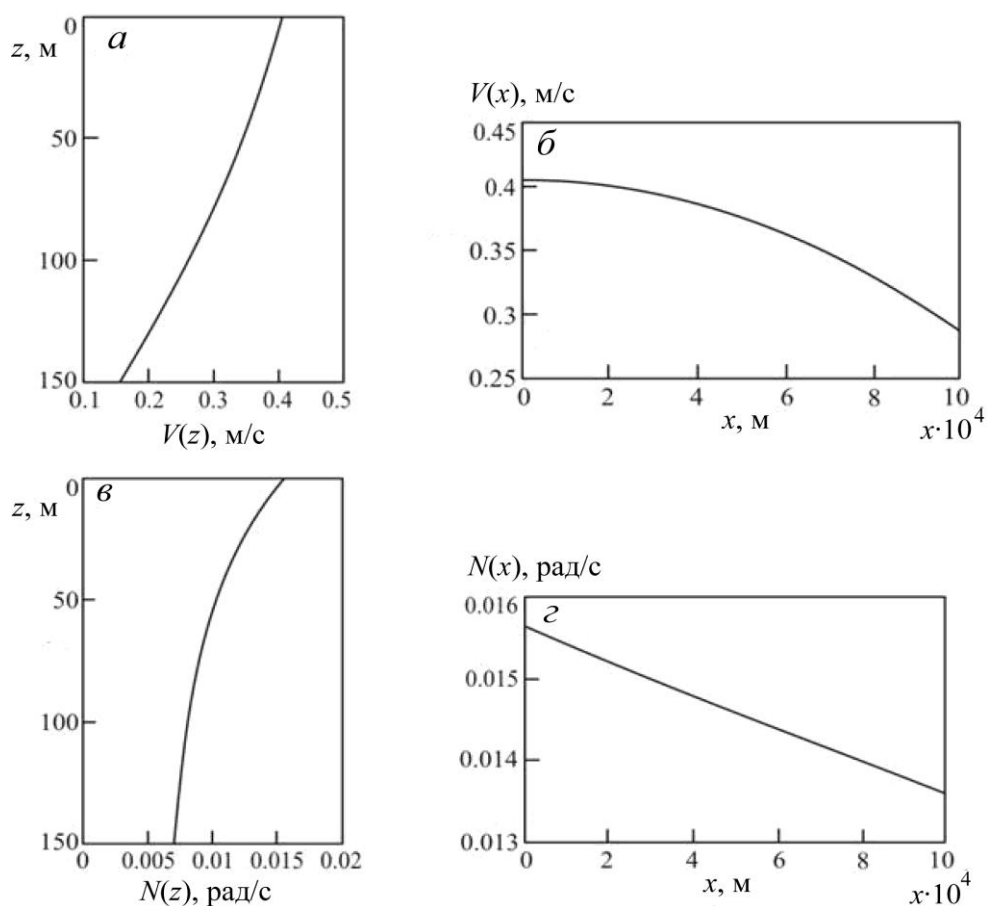


Рис.8. Модельные пространственные распределения основных характеристик среды при учете геострофического вдольберегового течения.

Уменьшение скорости среднего течения по направлению «к берегу»: *а* – распределение по глубине; *б* – горизонтальное распределение; *в* – распределение N по глубине; *г* – горизонтальное распределение N , рассчитанное по соотношению «термического ветра».

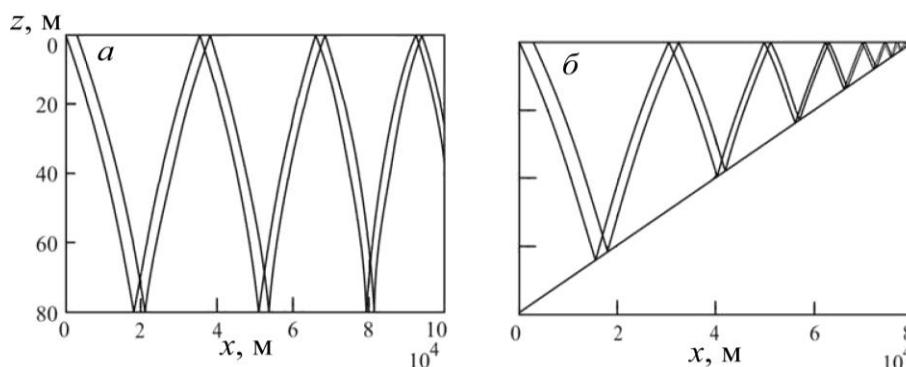


Рис.9. Трансформация волнового пучка при учете геострофического вдольберегового течения, скорость которого уменьшается по направлению «к берегу».

a – в слое постоянной глубины; *б* – в области с наклонным дном.

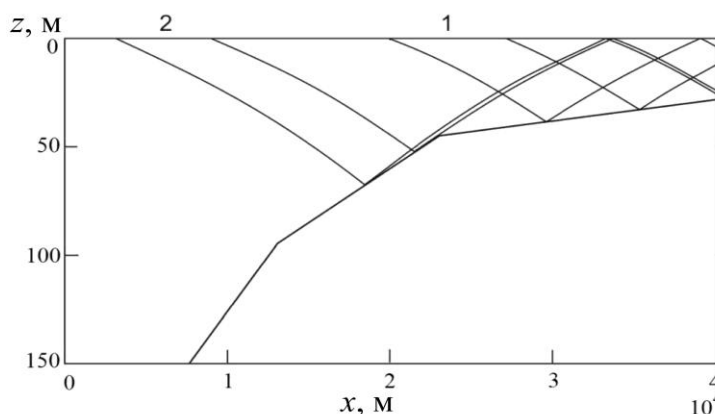


Рис.10. Трансформация волнового пучка при учете геострофического вдольберегового течения, скорость которого уменьшается по направлению «к берегу», в результате отражения от различных участков переходной зоны. Исходные параметры пучков 1 и 2 одинаковы.

Данный результат свидетельствует о том, что даже при отсутствии наклонного дна геострофическое течение приводит к увеличению плотности энергии в волновом пучке в том случае, когда N уменьшается по направлению «к берегу». Следует сказать, что процесс сжатия пучка происходит в этом случае непрерывно, а не только в актах отражения его от дна, как в случае наклонного дна при отсутствии течения.

В данном случае происходит усиление сжатия пучка лучей (рис.9, б) и интенсификации вертикального турбулентного обмена за счет совместного действия наклонного дна и рассмотренной структуры геострофического потока. Коэффициент сужения в этом случае, при уклоне дна 10^{-3} , после прохождения пучком расстояния по горизонтали 50 км равен 2.5 (60 % сужение).

На рис.10 представлена картина распространения волновых пучков «к берегу» в присутствии вдольберегового геострофического течения, наблюдаемого в зоне сопряжения шельфа и континентального склона. Начальные характеристики пучков одинаковые. Приведенная модельная схема может служить качественным подтверждением предположения о том, что наличие переходной зоны существенно влияет на интенсификацию квазиинерционных ВВ в естественных бассейнах и, как следствие, на интенсификацию вертикального турбулентного обмена в исследуемой зоне, зарегистрированную на основе анализа данных измерений.

Рассмотрение модельных ситуаций позволило определить качественные характеристики, влияющие на усиление сжатия волнового пучка. Кроме наличия наклонного дна и убывания частоты Вайсяля–Брента по мере уменьшения глубины к этим характеристикам можно отнести:

- изменение направления хода лучей в горизонтальной плоскости – направляя лучи волнового пучка не по нормали «к берегу», а в сторону, обратную направлению течения, получаем более быстрое сжатие пучка лучей;
- более медленное изменение скорости геострофического течения по мере приближения «к берегу» – случай более низкой скорости, уменьшение ее приводит к более быстрому уменьшению частоты Вайсяля–Брента (в соответствии с формулой (10)) и к более быстрому сжатию пучка лучей;
- увеличение крутизны распределения скорости среднего течения по глубине (рис.8, а);
- уменьшение разности между значениями $N(0,0)$ и $N(0,H)$, где $z=0$ – поверхность, $z=H$ – дно (рис.8, в).

Результаты анализа эволюции пучка низкочастотных инерционно-гравитационных внутренних волн в зоне сопряжения континентального склона и шельфа при распространении из области генерации, расположенной на поверхности модельного стратифицированного бассейна, «к берегу» можно обобщить следующим образом.

1. Наличие переходной зоны в рельефе дна между континентальным склоном и шельфом способствует значительному локальному усилению степени сжатия пучка волн, отражающегося от переходной зоны.

2. Геострофическое вдольбереговое течение, для которого частота Вайсяля–Брента и скорость течения уменьшаются в сторону уменьшения глубины (что характерно для такого рода течений в рассматриваемой области), оказывает дополнительное непрерывное сжимающее воздействие на пучок волн, распространяющихся к берегу, которое не зависит от актов отражения пучка от наклонного дна.

За счет возрастания плотности энергии волн выявленные механизмы сжатия пучков квазиинерционных волн должны приводить к росту их амплитуды (в данном случае волновых квазигоризонтальных течений) с одновременным уменьшением вертикального масштаба. Вследствие сохранения энергии на единицу длины пучка при уменьшении расстояния между лучами увеличивается плотность волновой энергии пропорционально этому уменьшению. Если расстояние между лучами уменьшается от величины h_1 до величины h_2 , то отношение плотностей энергии $E_2/E_1 = h_1/h_2$. Отсюда следует, что отношение амплитуд скоростей составляет величину $U_2/U_1 = \sqrt{h_1/h_2}$, и тогда отношение значений чисел Ричардсона $Ri_2/Ri_1 = (N_2/N_1)^2 (h_2/h_1)^3$. Для рассмотренных выше случаев распространения энергии в условиях шельфа, когда коэффициент сжатия лучей расположен в диапазоне 1.2–3.7, указанное отношение (без учета изменения частоты плавучести) изменяется в пределах 0.6–0.02. А с учетом отражения волны от отдельных участков зоны сопряжения оно может быть сколь угодно малым (см., напр., рис.10). Это, в свою очередь, приводит к возрастанию вероятности сдвиговой неустойчивости в поле волн по критерию Ричардсона и существенному увеличению скорости диссипации энергии и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в зоне сопряжения континентального склона и шельфа по сравнению с районами открытого моря (океана). Здесь следует иметь в виду, что указанные разрушающиеся волны обладают максимальной спектральной плотностью энергии во всем диапазоне частот внутренних волн. При этом основной вклад в интенсификацию сдвиговых течений в волновом пучке вносит рельеф дна исследуемой зоны.

Полученные результаты дают основание предполагать, что экспериментально установленный факт существенного (в среднем приблизительно на порядок величины) увеличения скорости диссипации энергии и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в зоне сопряжения континентального склона и шельфа в Черном море, по сравнению с открытым морем при одинаковой стратификации, объясняется действием механизма, предложенного в настоящей работе.

Литература

1. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the ocean // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 2004. V.36. P.281–314.
2. Ivanov L.I., Samodurov A.S. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // *J. Marine Systems*. 2001. V.31, N 1–3. P.159–174.
3. Самодуров А.С., Иванов Л.И. Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохаликline Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2002. № 1. С.7–24.
4. Самодуров А.С., Любичкий А.А., Пантелеев Н.А. Вклад опрокидывающихся внутренних волн в структурообразование, диссипацию энергии и вертикальную диффузию в океане // *Морской гидрофизический журнал*. 1994. № 3. С.14–27.
5. McComas C.H., Muller P. The dynamic balance of internal waves // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V.11. P.970–986.
6. Henyey F.S., Wright J., Flatte S.M. Energy and action flow through the internal wave field: An eikonal approach // *J. Geophys. Res.* 1986. V.91. P.8487–8495.
7. Winters K.B., D'Asaro E.A. Direct simulation of internal wave energy transfer // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V.27. P.1937–1945.
8. Gregg M. C. Scaling turbulence dissipation in the thermocline // *J. Geophys. Res.* 1989. V.94, N C7. P.9686–9698.
9. McComas C.H. Equilibrium mechanisms within the oceanic internal wave field // *J. Phys. Oceanogr.* 1977. V.7. P.836–845.
10. McComas C.H., Bretherton P.P. Resonant interactions of oceanic internal waves // *J. Geophys. Res.* 1977. V.82. N 9. P.1397–1412.
11. Lvov Y.V., Polzin K.L., Yokoyama N. Resonant and near-resonant internal wave interactions // *J. Phys. Oceanogr.* 2012. V.42. P.669–691.
12. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. «Горячие точки» в поле внутренних волн в океане // *Акустический журнал*. 2007. № 3. С. 410–436.
13. Самодуров А.С., Глобина Л.В. Диссипация энергии и вертикальный обмен в стратифицированных бассейнах за счет сдвиговой неустойчивости в поле квазиинерционных внутренних волн // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 6. С.16–27.
14. Самодуров А.С., Глобина Л.В. Зависимость скорости диссипации турбулентной энергии и вертикального обмена от стратификации по обобщенным экспериментальным данным (сравнение с существующими моделями) // *Морской гидрофизический журнал*. 2012. № 6. С.17–34.
15. Gargett A.E. Vertical eddy diffusivity in the ocean interior // *J. Marine Res.* 1984. V.42. P.359–393.
16. Самодуров А.С., Чухарев А.М. Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в Черном море по экспериментальным данным // *Экологическая безопасность и комплексное использование прибрежной и шельфовой зон моря*. Севастополь. МГИ НАН Украины, 2006. С.524–529. Вып.14.
17. Самодуров А.С., Чухарев А.М. Экспериментальная оценка коэффициента вертикального турбулентного обмена в стратифицированном слое Черного моря в окрестности свала глубин // *Морской гидрофизический журнал*. 2008. № 6. С.14–24.
18. Иванов В.А., Самодуров А.С., Чухарев А.М., Носова А.В. Интенсификация вертикального турбулентного обмена в районах сопряжения шельфа и континентального склона в Черном море // *Доповіді Національної Академії Наук України*. 2008. № 6. С.108–112.
19. Дыкман В.З., Багимов И.С., Барабаш В.А., Ефремов О.И., Зубов А.Г., Мязин В.В., Павленко О.И., Самодуров А.С., Чухарев А.М. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования процессов перемешивания и диссипации энергии в верхнем слое моря // *Экологическая безопасность и комплексное использование прибрежной и шельфовой зон моря*. Севастополь, 2004. С.395–409. Вып.10.
20. Fer I., Skogseth R., Geyer F. Internal waves and mixing in the marginal ice zone near the Yermak Plateau // *J. Physical Oceanography*. 2010. V.40. P.1613–1630.
21. Osborn T.R. Estimations of local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V.10. P.83–89.
22. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. М.: Мир, 1981. 478 с. Ч.1.
23. Olbers D.J. A formal theory of internal wave scattering with applications to ocean fronts // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V.11. P.1078–1099.
24. Olbers D.J. The propagation of internal waves in a geostrophic current // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. P.1224–1233. V.11.

Статья поступила в редакцию 23.10.2012 г.

