

ВЕРТИКАЛЬНОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ В ЧЕРНОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СТД/LADCP НАБЛЮДЕНИЙ

А.Н. Морозов, Е.М. Лемешко

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: anmor@yandex.ru

Представлены осредненные профили вертикальных сдвигов горизонтальных течений, полученных по данным прямых LADCP-измерений, и частоты плавучести. Приведены оценки скорости диссипации турбулентной энергии и коэффициента вертикальной диффузии, рассчитанные по модели G89 (Gregg M.C. 1989).

Вертикальное турбулентное перемешивание – одна из актуальных тем современной океанографии. В настоящее время достигнут значительный прогресс в установлении взаимосвязи параметров турбулентности с мелкомасштабными (~1–10 м) характеристиками гидрофизических полей для различных районов мирового океана [1]. Большинство существующих зависимостей для оценки коэффициента вертикальной диффузии по данным мелкомасштабных измерений, основаны на использовании осредненных значений вертикальных сдвигов горизонтальных течений и частоты плавучести. В Черном море характеристики вертикальных сдвигов изучены мало – единственный прибор позволявший выполнять экспериментальные исследования этого параметра – зондирующий измеритель профиля скорости течений OLT, разработанный в МГИ НАНУ. Соответствующие оценки коэффициента вертикальной диффузии, полученные с использованием OLT, концентрировано представлены в работе [2]. Цель данной статьи – частично дополнить имеющиеся в данном направлении результаты на основе данных прямых измерений профилей скорости течений, полученных с использованием погруженного акустического измерителя течений (LADCP).

В работе использованы данные, собранные в рейсе НИС “Akademik” Болгарской АН, проходившем с 9 по 18 мая 2004 г. в северо-западной части Черного моря [3]. СТД-данные получены с помощью зон-

да *Sea Bird SBE9+*. Профили температуры, солености, плотности интерполировались на сетку 1 м по глубине, при использовании стандартной программы обработки *SeaSave*. Профили течений получены с использованием акустического профилометра течений *ADCP WHM-300*, производства RDI, в режиме зондирования (*Lowered ADCP – LADCP*). Установленная дискретность измерений по глубине – 4 м. Обработка LADCP-данных выполнена аналогично [3]. В данной работе использованы данные 12 станций равномерно распределенных в области Основного Черноморского течения, антициклонического вихря и в части открытого моря удаленной от свала глубин.

В основу большинства моделей, связывающих мелкомасштабные характеристики гидрофизических полей с параметрами вертикального перемешивания, положено допущение о равенстве скорости передачи кинетической энергии внутренних волн по спектру, в пространстве вертикальных волновых чисел, в направлении уменьшения вертикальных масштабов и скорости диссипации кинетической турбулентной энергии ε , которое выполняется для многих районов мирового океана [4]. В данной статье для оценки диссипации турбулентной энергии была использована модель G89 [1]

$$\varepsilon = 7 \times 10^{-10} \frac{N^2}{N_o^2} \frac{\langle S^4 \rangle_{10}}{\langle S_{GM76}^4 \rangle}, \quad (1)$$

где $\langle S^4 \rangle_{10}$ – четвертая степень сдвига определенного на 10-метровых интервалах; $N_o = 5.24 \cdot 10^{-3}$; $\langle S_{GM76}^4 \rangle$ – среднее значение четвертой степени сдвига, полученное интегрированием канонического спектра GM76 [5]. Расчет коэффициента вертикальной диффузии K_ρ производится по соотношению

$$K_\rho = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2}, \quad (2)$$

где Γ – коэффициент эффективности перемешивания, принято полагать равным 0.2.

В Черном море профили сдвигов и частоты плавучести имеют ярко выраженный максимум в слое основного пикноклина (далее пикноклин) [2, 3]. Для того, чтобы получить более корректные оценки средних

значений параметров, осреднение производилось относительно глубин залегания центра пикноклина на каждой станции, с последующим смещением профилей на среднее по ансамблю значение. Средняя глубина залегания центра пикноклина составила 110 м, вариации от станции к станции ± 60 м. Соответствующее соотношение для расчета среднего значения квадрата сдвига

$$\langle S^2(z) \rangle = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M S^2(z - z_{ip} + \langle z_p \rangle), \quad (3)$$

где i – номер станции; M – количество станций; z_{ip} – глубина залегания пикноклина на i -ой станции; $\langle z_p \rangle$ – её среднее по ансамблю значение. Аналогичное осреднение было выполнено для частоты плавучести $N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_0}{\partial z}}$. На рисунке 1 приведены

результатирующие осредненные по ансамблю станций профили: $\langle S^2 \rangle \text{ c}^{-2}$ – квадрат сдвига по LADCP-данным, черная сплошная линия – профильтрованный профиль, серые кружочки – исходные данные, и $\langle N^2 \rangle \text{ rad}^2/\text{c}^2$ – квадрат частоты плавучести – штриховая линия – профильтрованный профиль, серые крестики – исходные данные. Масштаб представления полулогарифмический. Приведенные профили сдвига и частоты плавучести, аналогично работам [2, 3], выявляют наличие ярко выраженного максимума в области пикноклина и дают представление о распределении средних значений сдвигов и их соотношении с частотой плавучести в акватории проведения измерений. На рисунке 2 приведен профиль скорости диссипации кинетической турбулентной энергии в полулогарифмическом масштабе: сплошная черная линия – профильтрованный по глубине профиль, серые кружочки – исходные данные. Поведение скорости диссипации с глубиной выявляет наличие значительного максимума в слое пикноклина, где ϵ достигает значений $6 \times 10^{-9} \text{ Вт}/\text{кг}$, в слоях ниже 200 м ϵ слабо убывает с глубиной и на 300 м ее значение составляет $10^{-9} \text{ Вт}/\text{кг}$. Масштабы Озмидова составляют $\sim 0.5 \text{ м}$ в пикноклине и $\sim 2 \text{ м}$ на глубине 300 м, соответствуют существующим представлениям. На рисунке 3 приведен профиль коэффициента вертикальной турбулентной

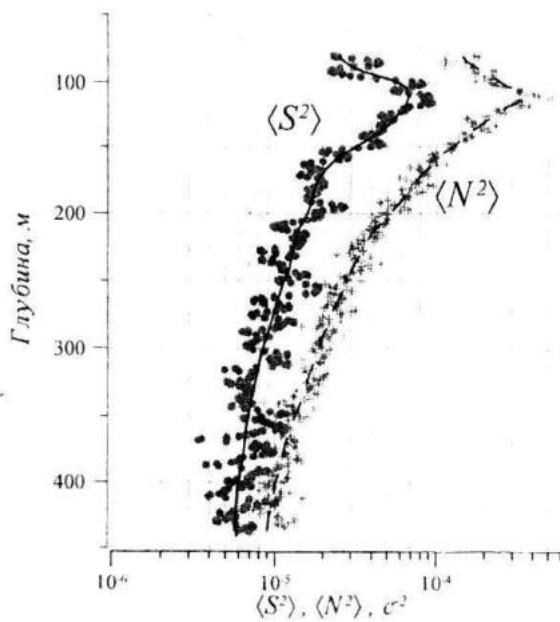


Рисунок 1 – Профили сдвига и частоты плавучести

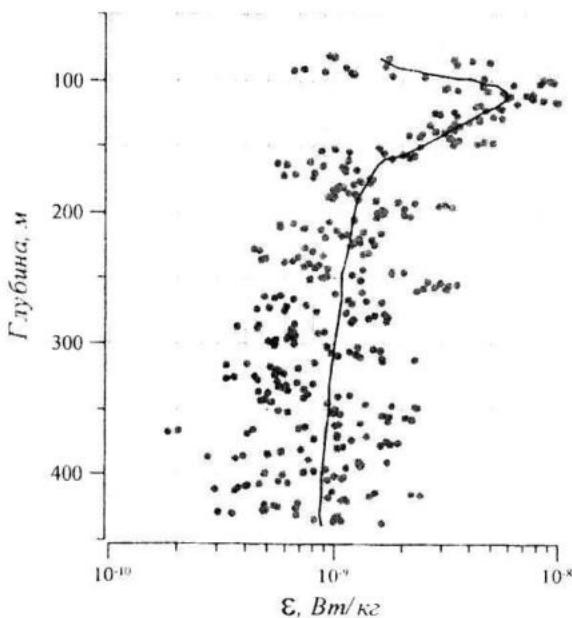


Рисунок 2 – Профиль скорости диссипации турбулентной энергии

диффузии, сплошная черная линия – профильтрованный по глубине профиль, серые кружочки – исходные данные. В слое пикноклина K_ρ принимает минимальные значения $4 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, в слоях ниже 200 м K_ρ возрастает с глубиной и на 300 м достигает значения $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$. Выявленное возрастание коэффициента вертикальной турбу-

лентной диффузии с глубиной хорошо совпадает с результатами работы [2].

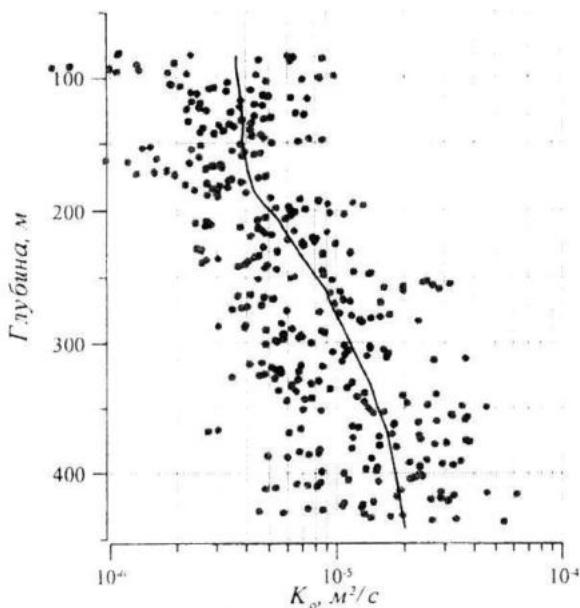


Рисунок 3 – Профиль коэффициента вертикальной диффузии

Полученные в данной статье оценки параметров вертикального перемешивания следует рассматривать, как достаточно грубые, так как коэффициенты в модели G89 получены для условий открытого океана, так же в силу характеристик LADCP и недостаточной статистической обеспеченности измерений. Тема вертикального турбулентного перемешивания остается актуальной длительное время и оценка коэффициента вертикальной диффузии в Черном море выполнялась многими учеными, в разное время и различными методами: [6] (1989 г.) – $K_\rho = 3.1 - 4.4 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ на глубине 500 м; [2] (1996 г.) – $K_\rho = 3 - 5 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в основном халоклине, $K_\rho = 3 - 5 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ – на глубине 300 м; [7] (2003 г.) – $K_\rho = 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ по всей толще моря для MM81 и HWF86; [8] (2006 г.) – $K_\rho = 2 - 8 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ в основном пикноклине; [9] (2007 г.) – $K_\rho = 4 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$. В целом наблюдается большой разброс полученных значений, но также просматривается тенденция к уменьшению со временем среднего значения коэффициента диффузии, что может быть вызвано развитием техники измерений. В настоящее время принято, считать оценки, полученные на

основе микромасштабных данных [8, 9], наиболее объективными. Метод, представленный в данной работе, может быть полезен для оценки параметров перемешивания на больших глубинах, где проведение микромасштабных измерений затруднено.

Работа выполнена в рамках национального проекта “Океанография” и международного проекта SESAME.

Литература

1. M.C. Gregg. Scaling turbulent dissipation in the thermocline. // Journal of Geophysical Research. – 1989. – V. 94. – P. 9686 – 9698.
2. В.Н. Еремеев, В.М. Кушнир. Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море. // Океанология. – 1996. – т. 36, № 1. – С. 13 – 19.
3. Е.М. Лемешко, А.Н. Морозов, С.В. Станичный, L.D. Mee, G.I. Shapiro. Вертикальная структура поля скорости течений в северо-западной части Черного моря по данным LADCP в мае 2004 г. // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 6. – С. 25 – 37.
4. M.C. Gregg, T.B. Sanford, D.P. Winkel. Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters. // Nature. – 2003. – V. 402. – P. 513 – 515.
5. Cairns J.L., Williams G.O. Internal Waves Observations From a Midwater Float, 2. // Journal of Geophysical Research. – 1976. – V. 81. (No. 12). – P. 1943 – 1950.
6. С.Г. Богуславский, И.К. Иващенко. Вертикальная мезоструктура глубинных вод Черного моря. // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 5. – С. 25 – 32.
7. А.С. Самодуров, Л.И. Иванов. Среднее вертикальное распределение скорости диссиляции турбулентной энергии в Черном море. Сравнение с существующими моделями. // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 3. – С. 3 – 8.
8. А.С. Самодуров, А.М. Чухарев. Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в Черном море по экспериментальным данным. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь МГИ НАНУ. – 2006. – С. 524 – 529.
9. А.Г. Зацепин, Н.Н. Голенко, А.О. Корж, В.В. Кременецкий, В.Т. Пака, С.Г. Поярков, П.А. Стунжас. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря. // Океанология. – 2007. – т. 47, № 3. – С. 327 – 339.