

А.Н. Морозов, Е.М. Лемешко

## Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным *CTD/LADCP*-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года

Приводятся осредненные по ансамблю станций профили частоты плавучести, вертикальных сдвигов измеренных и геострофических скоростей течений, рассчитанных по данным *CTD/LADCP*-измерений, выполненных в северо-западной части Черного моря в мае 2004 г. Оценки параметров вертикального перемешивания получены с использованием модели *HWF86*. Детально обсуждается методика расчетов. Получено, что скорость диссипации турбулентной энергии изменяется в пределах  $10^{-10} - 2 \cdot 10^{-9}$  Вт/кг в слое 70 – 500 м и имеет хорошо выраженный максимум в слое основного пикноклина. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии имеет значение  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с в центре пикноклина и увеличивается с глубиной по экспоненциальному закону, достигая  $10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с на глубине ~500 м.

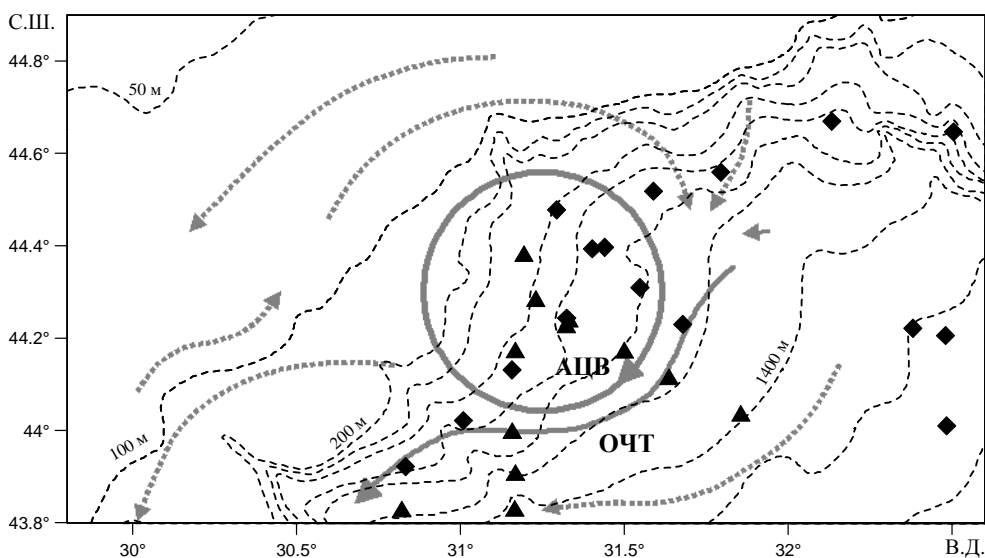
**Ключевые слова:** вертикальное перемешивание, *LADCP*, Черное море.

Вертикальное турбулентное перемешивание – одна из актуальных тем современной океанографии. Знание коэффициентов вертикального перемешивания, их пространственной и временной изменчивости необходимо для моделирования как крупномасштабной циркуляции, так и локальных динамических процессов. В настоящее время достигнут значительный прогресс в установлении взаимосвязи параметров турбулентности с мелкомасштабными характеристиками гидрофизических полей [1 – 3]. Большинство полученных зависимостей для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным мелкомасштабных измерений основано на соотношении вертикальных сдвигов течений и частоты плавучести. В Черном море характеристики вертикальных сдвигов изучены мало. Цель настоящей работы – частично восполнить этот пробел на основе данных измерений профилей скорости течений, полученных с использованием погружаемого акустического доплеровского профиломера течений (*LADCP*), и представить оценки параметров вертикального перемешивания с использованием данных мелкомасштабных *CTD/LADCP*-измерений.

В работе использованы данные, полученные в рейсе НИС *Akademik* Болгарской АН 9 – 18 мая 2004 г. в северо-западной части Черного моря [4]. *CTD*-измерения выполнялись с помощью зонда *SeaBird SBE9+*. Профили температуры, солёности, плотности интерполировались на сетку 1 м по глубине. Профили течений получены с помощью *LADCP* на основе *WHM300* производства *RDI*, США. Измерения течений проводились при установленном размере сегмента глубины (*B*) для первой группы станций 10 м (16 ст.), для второй – 4 м (12 ст.). Обработка *LADCP*-данных выполнена в соответст-

© А.Н. Морозов, Е.М. Лемешко, 2014

вии с [5]. На рис. 1 приведено расположение станций (квадратики – первая группа, треугольники – вторая), серыми линиями схематично показана циркуляция вод в районе, сплошными линиями обозначены Основное Черноморское течение и антициклонический вихрь, пунктирные линии ограничивают области сонаправленного движения вод [4].



**Р и с. 1.** Схема циркуляции вод и положение станций: квадратики – первая группа, треугольники – вторая

Профили вертикальных сдвигов, полученные в результате *LADCP*-измерений, содержат как составляющие стабильных течений, так и составляющие, вызванные внутренними волнами и другими динамическими процессами, имеющими случайные фазы на разных глубинах в разное время. Измеренный профиль сдвига оказывается значительно «зашумлен» по сравнению с профилем, рассчитанным по геострофическим соотношениям, поэтому для получения осредненного профиля измеренных *LADCP* сдвигов использовались данные не менее 10 станций [6]. Осреднение выполнялось относительно глубин залегания центра основного пикноклина на каждой станции с последующим смещением полученного профиля на среднее по ансамблю значение глубины [7]. В качестве параметра осреднения выбран квадрат вертикального сдвига течений ( $Sh_{LADCP}^2$ ):

$$Sh_{LADCP}^2(z) = U_z^2(z) + V_z^2(z),$$

где  $U_z, V_z$  – производные по глубине широтной и меридиональной компонент скорости течения соответственно. Аналогичное осреднение было выполнено для сдвигов, рассчитанных по геострофическим соотношениям ( $Sh_{GEOS}^2$ ):

$$Sh_{GEOS}^2 = \left( \frac{g}{\rho f} \right)^2 \left[ \left( \frac{\Delta \rho_x}{\Delta x} \right)^2 + \left( \frac{\Delta \rho_y}{\Delta y} \right)^2 \right],$$

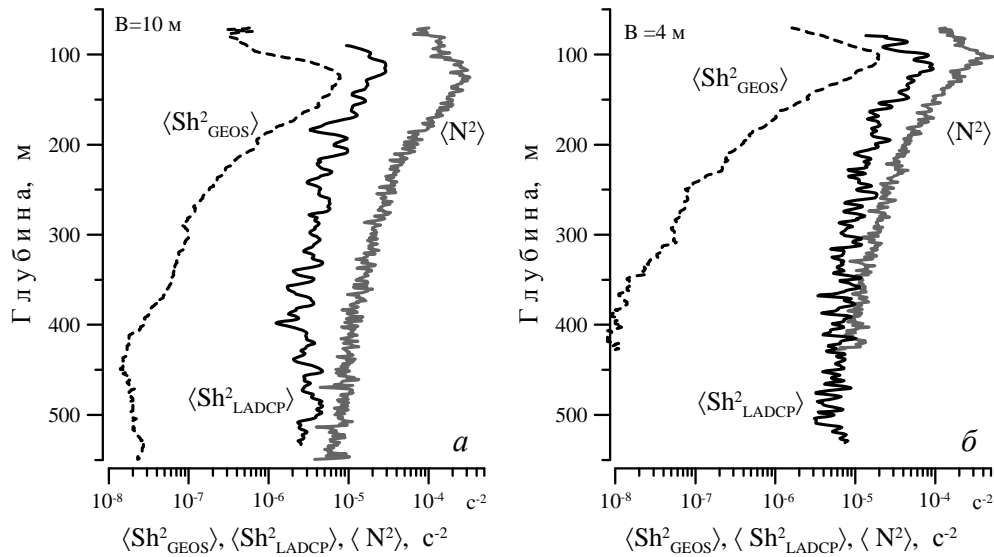
где  $g$  – ускорение свободного падения ( $9,82 \text{ м/с}^2$ );  $f$  – параметр Кориолиса ( $10^{-4} \text{ с}^{-1}$ );  $\rho$  – плотность;  $\Delta \rho_{x,y}$  – приращение плотности в направлении  $x, y$  на расстоянии  $\Delta x, \Delta y$  между соседними станциями  $\sim 17 \text{ км}$ . Аналогичное осреднение сделано и для квадрата частоты плавучести ( $N^2$ ):

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \rho_z,$$

где  $\rho_z$  – производная плотности по глубине. На рис. 2 приведены результирующие осредненные профили для двух групп станций. Результирующие профили для первой группы станций показаны на рис. 2, а:  $\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$  – черная сплошная линия;  $\langle Sh_{GEOS}^2 \rangle$  – штриховая линия;  $\langle N^2 \rangle$  – серая линия ( $\langle \dots \rangle$  – оператор осреднения по ансамблю станций). На рис. 2, б приведены аналогичные профили для второй группы станций. Сопоставление профилей средних квадратов геострофических и измеренных сдвигов показывает их относительную соизмеримость в слое основного пикноклина ( $100 - 150 \text{ м}$ ), отношение  $\langle Sh_{GEOS}^2 \rangle / \langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$  составляет  $\sim 0,25$ . Ниже основного пикноклина  $\langle Sh_{GEOS}^2 \rangle$  уменьшается с глубиной значительно быстрее, чем  $\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$ , и на глубине  $400 \text{ м}$   $\langle Sh_{GEOS}^2 \rangle / \langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$  составляет менее  $0,01$ . Наблюдаемое различие в изменении измеренных и геострофических сдвигов с глубиной свидетельствует о том, что сдвиги в слоях моря ниже основного пикноклина определяются агеострофическими процессами. Приведенные на рис. 2, а, б профили проявляют аналогичную зависимость от глубины. Некоторые различия могут быть вызваны разными районами проведения измерений (см. рис. 1). Дополнительно различие значений  $\langle Sh_{LADCP}^2 \rangle$  для двух групп станций определяется присущим ADCP пространственным осреднением, которое упрощенно представляется передаточной функцией ( $H$ ) следующего вида [8]:

$$H(k) = \left( \frac{\sin(\pi Bk)}{\pi Bk} \right)^6,$$

где  $k$  – вертикальное волновое число.



**Р и с. 2.** Профили квадратов частоты плавучести, вертикальных измеренных и геострофических сдвигов: *а* – для первой группы станций (10 м), *б* – для второй группы (4 м)

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 область мелких масштабов и скорости диссипации кинетической турбулентной энергии ( $\varepsilon$ ). В соответствии с [9] это допущение выполняется для многих районов Мирового океана. В настоящее время для оценки  $\varepsilon$  по данным мелкомасштабных измерений наиболее распространено использование моделей *MM81* [10] и *HWF86* [11]. В рамках данной работы для расчета  $\varepsilon$  применяется модель *HWF86*, которая с учетом поправок на отклонение спектра внутренних волн от канонического вида *GM76* [12] приводит к следующему соотношению [3, 13]:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \frac{N^2}{N_0^2} \frac{\langle Sh^2 \rangle^2}{\langle Sh_{GM76}^2 \rangle^2} F(R_\omega) \frac{f \cosh^{-1}(N/f)}{f_0 \cosh^{-1}(N_0/f_0)},$$

где  $\varepsilon_0 = 7,8 \cdot 10^{-10}$  Вт/кг,  $f_0 = 7,29 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>,  $N_0 = 5,24 \cdot 10^{-3}$  с<sup>-1</sup> – постоянные, соответствующие спектру внутренних волн *GM76*;  $\langle Sh_{GM76}^2 \rangle$  – среднее значение квадрата сдвига, полученное интегрированием спектра *GM76*;  $F(R_\omega)$  – функция частотного наполнения [3]. Расчет коэффициента вертикальной диффузии  $K_\rho$  производится по соотношению Осборна [14]:

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

где  $\Gamma$  – коэффициент эффективности перемешивания, который принято полагать равным 0,2 [15].

Функция частотного наполнения в соответствии с [16] может быть представлена следующим соотношением:

$$F(R_\omega) = \left( \frac{1+1/R_\omega}{4/3} \right) \left( \frac{2}{R_\omega-1} \right)^{1/2},$$

где  $R_\omega$  – отношение кинетической ( $EK$ ) и потенциальной ( $EP$ ) энергий во внутренней волне. В Черном море частотный спектр внутренних волн имеет ярко выраженный максимум вблизи локальной инерционной частоты [17]. На горизонтах 35 – 450 м в окрестности  $f \left( \frac{2}{3}f - \frac{3}{2}f \right)$  концентрируется не менее 75% энергии внутренних волн ( $f_{eff} - N$ ), некоторое расширение диапазона в сторону частот, меньших  $f$ , вызвано наличием фоновой завихренности поля течений [18]. На частотах, больших  $\frac{3}{2}f$ , наклон спектра составляет  $\omega^{-2}$ . Для оценки характерного для Черного моря значения  $R_\omega$  использовано следующее соотношение [16]:

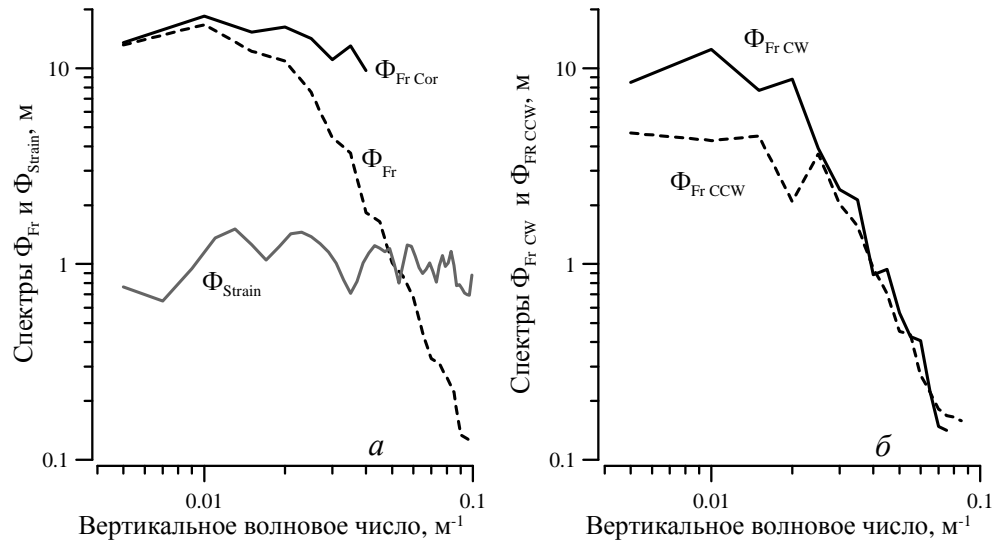
$$R_\omega = \frac{EK}{EP} = \frac{Sh^2}{N^2\eta_z^2},$$

где  $\eta_z$  – деформация. По ансамблю станций получены средние спектры числа Фруда и деформации для слоя глубин 250 – 450 м, где  $N$  меняется плавно. Расчет деформации выполнялся аналогично [19] по соотношению

$$\eta_z = \frac{N^2 - \overline{N^2}}{\overline{N^2}},$$

где  $\overline{N^2}$  – «равновесный» профиль квадрата частоты плавучести, представлялся полиномиальной зависимостью для каждой станции. Соответствующие спектры приведены на рис. 3, а: черная линия – спектр числа Фруда, откорректированный с учетом передаточной функции ( $\Phi_{Fr\ Cor}$ ); штриховая – спектр числа Фруда без коррекции ( $\Phi_{Fr}$ ); серая – спектр деформации ( $\Phi_{Strain}$ ). Среднее по спектру значение  $R_\omega$  составляет ~12, соответственно в расчетах  $F(R_\omega)$  полагалась равной 0,34. На рис. 3, б представлены некорректированные спектры числа Фруда для право- ( $\Phi_{Fr\ CW}$ , черная линия) и лево- ( $\Phi_{Fr\ CCW}$ , серая линия) вращательных компонент. В области длин волн  $\lambda_v \geq 50$  м доминирует вращение по часовой стрелке, отношение компонент  $\Phi_{Fr\ CW}/\Phi_{Fr\ CCW} = 2,5$ , т. е. большая часть волновой энергии, ~70%, распространяется сверху

вниз. Это может быть вызвано распространением внутренних волн с частотой, близкой к инерционной, которые являются одним из существенных источников энергии турбулентности в толще вод моря [18, 20].



**Р и с. 3.** Спектры числа Фруда и деформации (а), лево- и правовращательных компонент числа Фруда (б)

Средние квадраты сдвигов, вызванных внутренними волнами, по данным *LADCP* определяются, как правило, через расчет спектральной плотности в слоях  $\sim 300$  м, на которые разбивается профиль [13]. Имеющиеся данные не позволяют использовать такую методику, так как глубина зондирований ограничивалась 500 м. Тем не менее можно получить оценку сверху значений соответствующего квадрата сдвига по соотношению

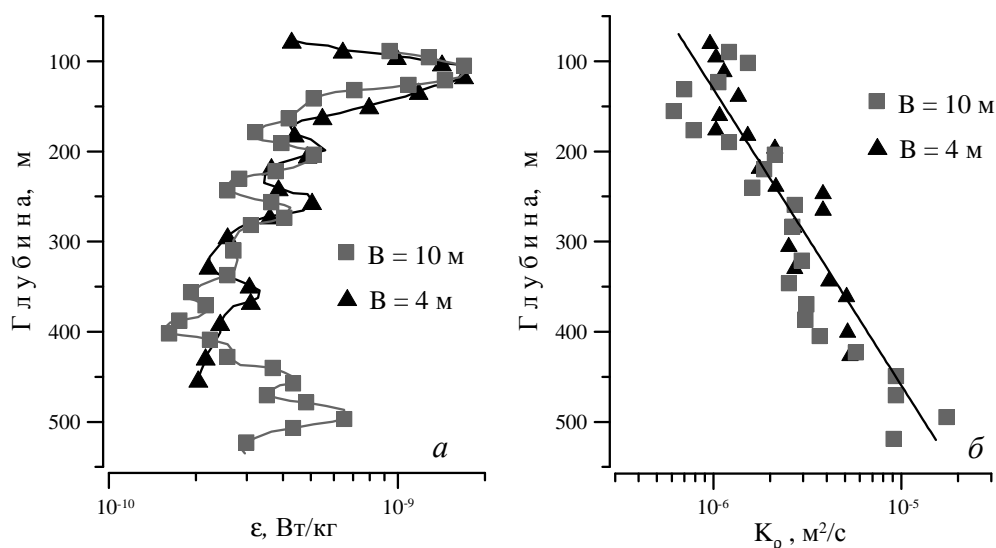
$$\langle Sh^2 \rangle = \langle Sh_{LADCP}^2 \rangle - \langle Sh_{GEOS}^2 \rangle - \langle Sh_{NOISE}^2 \rangle,$$

где  $\langle Sh_{NOISE}^2 \rangle$  – шумовая составляющая измерений, определенная по параметру ошибки, который регистрируется *ADCP*. Учет пространственного осреднения производится при расчете  $\langle Sh_{GM76}^2 \rangle$ :

$$\langle Sh_{GM76}^2 \rangle = \int_0^{k_s} \Phi_{GM76}(k, \langle N^2 \rangle) H(k) dk,$$

где  $k_s$  – вертикальное волновое число среза, полагаемое равным  $0,1 \text{ м}^{-1}$ ;  $\Phi_{GM76}$  – соответствующая *GM76* спектральная плотность [21].

На рис. 4 приведены результирующие средние профили  $\varepsilon$  (рис. 4, а) и  $K_\rho$  (рис. 4, б), черная линия соответствует ансамблю станций с  $B = 4$  м, серая – с  $B = 10$  м. Поведение  $\varepsilon$  с глубиной выявляет наличие значительного максимума в слое основного пикноклина. В целом по глубине значения  $\varepsilon$  изменяются в пределах  $2 \cdot 10^{-10} - 2 \cdot 10^{-9}$  Вт/кг, что характерно для многих районов Мирового океана [3, 13]. В слое основного пикноклина  $K_\rho$  имеет значение  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. Изменение коэффициента диффузии с глубиной (рис. 4, б) выявляет близкую к экспоненциальной зависимость  $K_\rho \approx 4 \cdot 10^{-7} \exp(7 \cdot 10^{-3} z)$ , и на глубине ~500 м его значение достигает  $10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с.



**Р и с. 4.** Профили скорости диссипации турбулентной кинетической энергии – а и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии – б (квадратики – для первой группы станций, треугольники – для второй)

Тема вертикального турбулентного перемешивания остается актуальной длительное время. Оценки коэффициента вертикальной диффузии в Черном море выполнялись многими исследователями в разное время и различными методами. Приведем некоторые из них:

- 1989 г. [22] –  $K_\rho = 3,1 - 4,4 \cdot 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с на глубине 500 м;
- 1996 г. [23] –  $K_\rho = 3 - 5 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с в постоянном галоклине,  
 $K_\rho = 3 - 5 \cdot 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с на глубине 300 м;
- 2003 г. [24] –  $K_\rho = 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с по всей толще моря для *MM81* и *HWF86*;
- 2006 г. [25] –  $K_\rho = 2 - 8 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с в основном пикноклине;
- 2007 г. [26] –  $K_\rho = 4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с в верхнем 180-метровом слое;
- 2008 г. [7] –  $K_\rho = 4 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с в слое 100 – 450 м.

Значительный разброс в оценках коэффициента вертикальной диффузии может определяться как пространственно-временной изменчивостью процессов вертикального перемешивания, так и различием методов оценки.

В настоящее время принято считать оценки, полученные на основе микро-масштабных данных [25, 26], наиболее объективными. Метод, обсуждаемый в данной статье, является одним из возможных подходов к задаче и может быть полезен для оценки параметров перемешивания на больших глубинах, где проведение микромасштабных измерений затруднено. Полученные оценки параметров вертикального перемешивания носят предварительный характер в силу допущений, которые были сделаны при выводе формул, и требуют уточнения по данным других измерений. Тем не менее, учитывая широкое использование *LADCP* в комплексе с *CTD*, изложенная в работе методика оценки коэффициентов вертикальной диффузии позволяет получать массовый материал о пространственной структуре этого параметра [6, 13, 16, 27].

Работа выполнена в рамках национального проекта «Фундаментальная океанология» и при частичной поддержке международного проекта *PERSEUS-FP7*, контракт № 287600.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gregg M.C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *J. Geophys. Res.* – 1989. – 94. – P. 9686 – 9698.
2. *Wijesekera H., Padman L., Dillon T. et al.* The application of internal-wave models to a region of strong mixing // *J. Phys. Oceanogr.* – 1993. – 23. – P. 269 – 286.
3. *Polzin K.L., Toole J.M., Smith R.W.* Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *Ibid.* – 1995. – 25. – P. 306 – 328.
4. *Лемешко Е.М., Морозов А.Н., Станичный С.В. и др.* 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.
5. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (*ADCP*) в условиях Черного моря // *Там же.* – 2006. – № 4. – С. 31 – 48.
6. *Polzin K., Kunze E., Hummon J. et al.* The finescale response of lowered ADCP velocity profiles // *J. Atmosph. Oceanic Techn.* – 2002. – 19. – P. 205 – 224.
7. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Вертикальное перемешивание в Черном море по данным *CTD/LADCP*-наблюдений // *Системы контроля окружающей среды.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – С. 266 – 268.
8. *Alford M.H., Gregg M.C.* Near-inertial mixing: Modulation of shear, strain and microstructure at low latitude // *J. Geophys. Res.* – 2001. – 106, № C8. – P. 16947 – 16968.
9. *Gregg M.C., Sanford T.B., Winkel D.P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature.* – 2003. – 402. – P. 513 – 515.
10. *McComas C.H., Muller P.* The dynamic balance of internal waves // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11. – P. 970 – 986.



11. *Henye F.S., Wright J., Flatte S.M.* Energy and action flow through the internal wave field: an eikonal approach // *J. Geophys. Res.* – 1986. – 91. – P. 8487 – 8495.
12. *Cairns J.L., Williams G.O.* Internal Waves Observations From a Midwater Float, 2 // *Ibid.* – 1976. – 81, № 12. – P. 1943 – 1950.
13. *Naveira Garabato A.C., Oliver K.I.C., Watson A.J. et al.* Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas // *Ibid.* – 2004. – 109, C12010. – 9 p.
14. *Osborn T.R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* – 1980. – 10. – P. 83 – 89.
15. *Moum J.N.* Efficiency of mixing in the main thermocline // *J. Geophys. Res.* – 1996. – 101. – P. 12057 – 12069.
16. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in Arctic fjord // *Deep-Sea Res. II.* – 2006. – 53. – P. 77 – 95.
17. *Морозов А.Н.* Спектральные характеристики инерционных колебаний в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. – Вып. 2. – С. 61 – 69.
18. *Kunze E.* Near-Inertial Wave Propagation in Geostrophic Shear // *J. Phys. Oceanogr.* – 1985. – 15. – P. 544 – 565.
19. *Mauritzen C., Polzin K.L., McCarthey M.S. et al.* Evidence in hydrography and density fine structure for enhanced vertical mixing over the Mid-Atlantic Ridge in the western Atlantic // *J. Geophys. Res.* – 2002. – 107, № C10, 3147. – 19 p.
20. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – 209 с.
21. *Gregg M.C., Kunze E.* Shear and strain in Santa Monica Basin // *J. Geophys. Res.* – 1991. – 96. – P. 16709 – 16719.
22. *Богуславский С.Г., Иващенко И.К.* Вертикальная мезоструктура глубинных вод Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 1989. – № 5. – С. 25 – 32.
23. *Еремеев В.Н., Кушнир В.М.* Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море // *Океанология.* – 1996. – 36, № 1. – С. 13 – 19.
24. *Самодуров А.С., Иванов Л.И.* Среднее вертикальное распределение скорости диссипации турбулентной энергии в Черном море. Сравнение с существующими моделями // *Морской гидрофизический журнал.* – 2003. – № 3. – С. 3 – 8.
25. *Самодуров А.С., Чухарев А.М.* Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в Черном море по экспериментальным данным // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – С. 524 – 529.
26. *Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др.* Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // *Океанология.* – 2007. – 47, № 3. – С. 327 – 339.
27. *Cisewski B., Strass V.H. and Prandke H.* Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Front Zone // *Deep-Sea Res.* – 2005. – 52, Issues 9-10. – P. 1087 – 1108.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: anmorozov@yahoo.com

Материал поступил  
в редакцию 14.09.12  
После доработки 23.10.12

АНОТАЦІЯ Наводиться усереднені за ансамблем станцій профілі частоти плавучості, вертикальних зсувів вимірюваних і геострофічних швидкостей течій, розрахованих за даними *CTD/LADCP*-вимірювань, виконаних в північно-західній частині Чорного моря в травні 2004 р. Оцінки параметрів вертикального перемішування отримані з використанням моделі *HWF86*. Детально обговорюється методика розрахунків. Отримано, що швидкість дисипації турбулентної енергії змінюється в межах  $10^{-10} - 2 \cdot 10^{-9}$  Вт/кг в шарі 70 – 500 м і має добре виражений максимум в шарі основного пікнокліну. Коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії має значення  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с в центрі пікнокліну і збільшується з глибиною за експоненціальним законом, досягаючи  $10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с на глибині ~500 м.

**Ключові слова:** вертикальне перемішування, *LADCP*, Чорне море.

ABSTRACT Averaged over a set of stations, the profiles of buoyancy frequency and vertical shears of the currents' measured and geostrophic velocities calculated by the data of *CTD/LADCP*-measurements carried out in the northwestern Black Sea in May, 2004 are represented. The estimates of vertical mixing parameters are derived using the *HWF86* model. The method of calculations is discussed in details. It is found that the turbulent energy dissipation rate varies within the interval  $10^{-10} - 2 \cdot 10^{-9}$  W/kg in the 70 – 500m layer and has a well-pronounced maximum in the layer of main pycnocline. The coefficient of vertical turbulent diffusion is equal to  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s in the pycnocline center and increases with depth according to the exponential law achieving  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s on the depth ~500 m.

**Keywords:** vertical mixing, *LADCP*, Black Sea.