

Структура течений в Черном море по результатам наблюдений *LADCP* в 2004 – 2014 гг.

© 2017 А.Н. Морозов¹, Е.М. Лемешко², С.А. Шутов¹, В.В. Зима¹,
Д.В. Дерюшкин¹

¹*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*
E-mail: anmorozov@mhi-ras.ru

²*Черноморский гидрофизический полигон РАН, Ялта, пгт. Кацивели, Россия*
E-mail: evgeny.lemeshko@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 02.06.2016 г. После доработки 19.07.2016 г.

Представлены основные результаты, полученные в ходе исследований с помощью профилометра *LADCP* в Черном море за период 2004 – 2014 гг. Приводятся характерные усредненные черты вертикальной структуры течений в верхнем 600-метровом слое моря. Обсуждаются усредненные профили вертикальных сдвигов скорости течений. Рассматриваются вопросы определения параметров диапикнического обмена по данным *CTD/LADCP*-измерений. Обсуждаются характерные черты течений в придонном пограничном слое.

Ключевые слова: погружаемый акустический доплеровский профилометр течений *LADCP*, вертикальная структура течений, вертикальные сдвиги, вертикальное перемешивание, придонный пограничный слой, Черное море.

DOI: 10.22449/0233-7584-2017-1-27-42

Введение

Акустические доплеровские профилометры течений (*ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler*) более 30 лет активно используются в практике натурных исследований динамики вод Мирового океана. С помощью этих приборов решается большое число фундаментальных и прикладных задач современной океанологии. Профилометры выпускаются многими производителями, такими как *Teledyne RD Instruments* (США), *SonTek* (США), *Nortek AS* (Норвегия), *Aanderaa Data Instruments AS* (Норвегия). При проведении экспедиционных работ Морского гидрофизического института (МГИ) начиная с 2004 г. применяется профилометр *ADCP производства TRDI* модель *Work Horse Monitor, WHM300* (рабочая частота 300 кГц, номинальный диапазон 120 м, разрешающая способность 4 м). Внешний вид прибора показан на рис. 1.

Использование *ADCP* в режиме погружаемого профилометра (*LADCP – Lowered ADCP*) широко распространено при исследовании распределения течений в морях и океанах [1 – 3]. Такой способ измерений дает уникальную возможность получить картину распределения скорости течений по всей толще водного столба, многократно превышающего рабочий диапазон прибора [4]. Первая *LADCP*-станция была выполнена в 1989 г. [5]. В последующие годы этот способ продолжал развиваться [6, 7], и в рамках междуна-

ного проекта *WOCE* профилометр *LADCP* стал штатным океанографическим прибором [4].



Рис. 1. Внешний вид WHM300

При проведении измерений *ADCP*, как правило, крепится на раму *CTD*-зонда. В МГИ *LADCP* представляет собой отдельный зонд, состоящий из профилометра *WHM300*, который крепится в титановой раме вместе с блоком батарей (рис. 2, слева). Методические аспекты проведения *LADCP*-измерений в Черном море и проблемные вопросы обработки данных можно найти в работах [8 – 10].

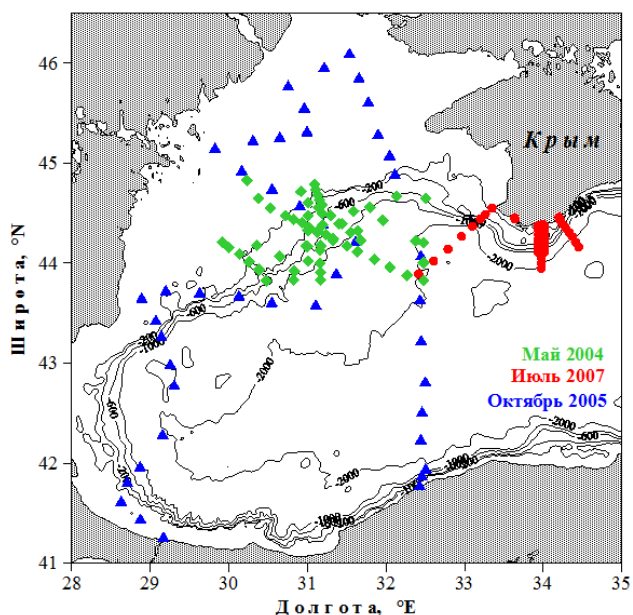


Рис. 2. Внешний вид *LADCP* (слева) и схема расположения станций в трех экспедициях (справа): экспедиция 1 (зеленые ромбики) – с 9 по 18 мая 2004 г.; экспедиция 2 (синие треугольники) – с 6 по 15 октября 2005 г.; экспедиция 3 (красные кружочки) – с 18 по 22 июля 2007 г.

При подготовке данной статьи в основном анализировались данные, собранные в трех экспедициях на станциях, расположение которых схематично представлено на рис. 2, справа: экспедиция 1 (зеленые ромбики) – станции, выполненные в рейсе НИС «*Akademik*» Болгарской АН 9 – 18 мая 2004 г. (проект *GEF BSERP – RER/01/G33*); экспедиция 2 (синие треугольники) – НИС «*Владимир Паришин*» 6 – 15 октября 2005 г. (проект *GEF BSERP – RER/01/G33*); экспедиция 3 (красные кружочки) – в рейсе НИС «*Эксперимент*» 18 – 22 июля 2007 г. (проект МГИ «Оперативная океанография»). Всего с 2004 по 2014 гг. *LADCP* использовался в 17 экспедициях в разных районах Черного моря.

Вертикальная структура поля скорости течений

Вертикальная структура поля скорости течений в Черном море изучается по данным инструментальных наблюдений разными методами. Динамический метод позволяет получать непрерывные профили одной компоненты скорости течения по *CTD*-профилям на двух станциях и имеет нерешенную проблему выбора уровня отсутствия движений [11 – 12]. Автономные буйковые станции (АБС) дают возможность получать продолжительные временные ряды измерений на фиксированных горизонтах в точке расположения станции [13 – 14]. Автономные зонды-профилографы «Аквазонд» [15] и «Аквалог» [16 – 18] позволяют получать регулярные синхронные профили широкого набора параметров водной среды (включая три компоненты скорости течения) с тонкоструктурным разрешением на протяжении нескольких месяцев в точке постановки станции. Всплывающие буи *ARGO* дают оценки скорости течений на фиксированных горизонтах, осредненные по трассе на интервале времени между выходами буя к поверхности моря [19, 20]. Гидрофизический комплекс ОЛТ в результате зондирования позволяет получать непрерывные профили гидрологических параметров и двух компонент скорости течения [21, 22].

LADCP по своим возможностям аналогичен зонду ОЛТ, но более технологичен в проведении измерений. На рис. 3 в векторном виде приведены профили скорости течений (цветные стрелки) и условной плотности σ_θ (серые линии) на меридиональном разрезе ($31^\circ E$), пересекающем антициклонический вихрь с севера на юг (на рис. 3, слева направо). Данные получены в экспедиции 1 (май 2004 г.) [23, 24]. *CTD*-данные дополняются профилями скорости течений, позволяющими оценивать текущее состояние динамики вод в районе проведения измерений. В частности, по *LADCP*-данным экспедиции 1 были определены кинематические характеристики антициклонического вихря [9] и пространственные масштабы изменчивости поля скорости течений в его окрестности [24].

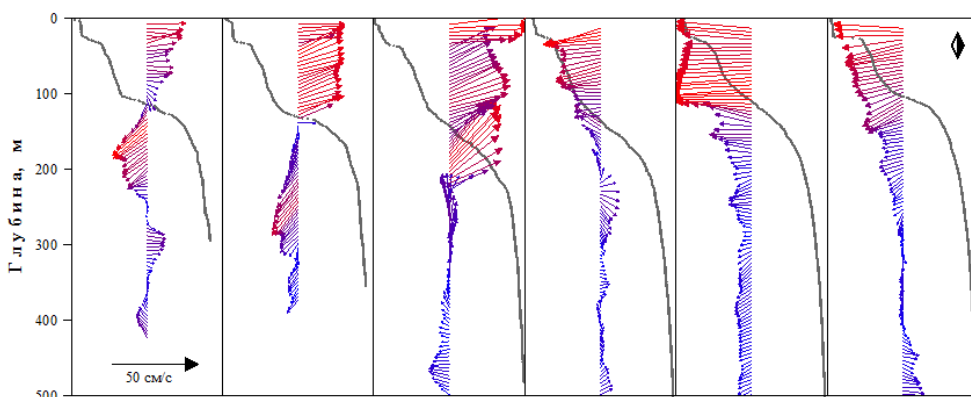


Рис. 3. Профили скорости течений (цветные стрелки) и плотности (серые линии) на меридиональном разрезе, май 2004 г.

В районе свала глубин обнаружена выраженная взаимосвязь вертикальной структуры поля скорости течений с вертикальным распределением условной плотности. На рис. 4, слева красной линией изображен график зависимости кинетической энергии течений ($E_K = (U^2 + V^2)/2$) от условной плотности, изопикнически осредненной по ансамблю станций экспедиции 1 ($EK = \langle E_K(\sigma_\theta) \rangle$), где $\langle \dots \rangle$ – оператор осреднения); синей линией – график доступной потенциальной энергии ($EP = \langle 0,5\xi^2 N^2 \rangle$, где ξ – смещение изопикны от среднего положения); зеленой линией – график частоты плавучести ($N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z}}$). На рис. 4, справа приведены изопикнически осредненные профили кинетической (красная линия) и доступной потенциальной (синяя линия) энергии, а также условной плотности (зеленая линия). В верхнем слое от 20 до 240 м (плотность 13,6 – 16,6 кг/м³) наблюдается почти линейная зависимость распределения кинетической энергии от условной плотности (черный пунктир): $\langle EK(\sigma_\theta) \rangle = 0,277 - 0,0164\sigma_\theta$ (рис. 4, слева). В нижних слоях кинетическая энергия уменьшается медленнее, и на глубине ~400 м (при $\sigma_\theta = 16,9$ кг/м³) ее значение выходит на почти стационарный уровень.

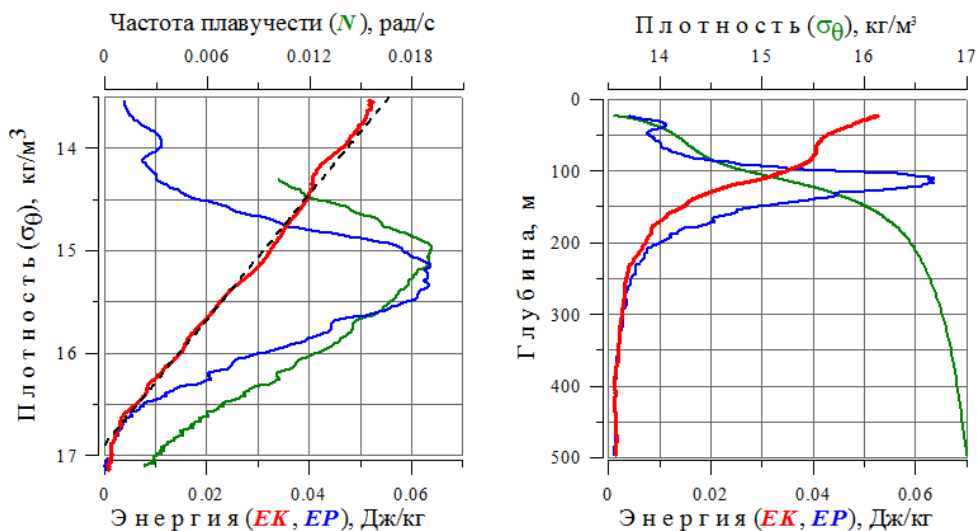


Рис. 4. Зависимость кинетической (красная линия) и доступной потенциальной энергии (синяя линия) от условной плотности (слева) и глубины (справа). Зеленые линии – частота плавучести (слева) и условная плотность (справа); черный пунктир – зависимость распределения кинетической энергии от условной плотности

На рис. 5 приведены средние профили модуля скорости течений ($|U| = \sqrt{2EK}$), полученные по данным LADCP в 2004 г. (красная линия) и по данным автономных буйковых станций 1955 – 1983 гг. (синяя линия) [25].

Зеленая сплошная линия – средний профиль условной плотности, пунктиры – профили на отдельных станциях.

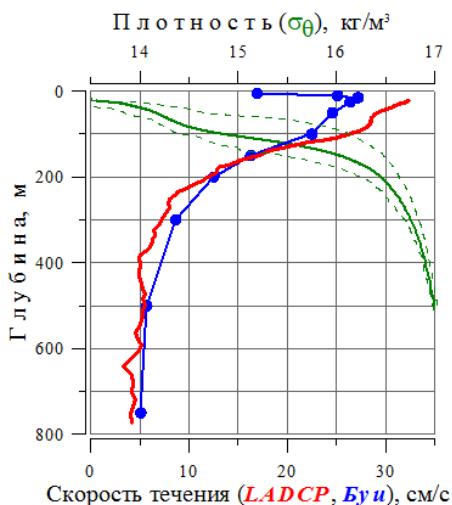


Рис. 5. Средние профили: скорости течений по данным *LADCP* в мае 2004 г. (красная линия) и по данным буйковых станций 1955 – 1983 гг. (синяя линия); условной плотности в мае 2004 г. (зеленая линия); профили на отдельных станциях (пунктирные линии)

В вертикальном распределении скорости течений в Черном море проявляются черты, характерные для динамики вод Мирового океана. Например, для северной Атлантики характерно наличие значительной баротропной составляющей течений, проникающей на большие глубины и достигающей значения 10 см/с [26 – 28], при этом бароклинная неоднородность поля скорости течений концентрируется в верхнем 1000-метровом слое [26]. В Черном море слой бароклинных/сдвиговых течений, по данным *LADCP*-наблюдений, ограничивается верхним 300 – 500-метровым слоем, или глубиной залегания изопикны $\sigma_\theta = 16,9 \text{ кг/м}^3$.

В нижних слоях моря (750 – 1700 м) баротропная составляющая скорости течений, по данным всплывающих буев *ARGO*, составляет 2 – 3 см/с [19 – 20]. Аналогичная оценка скорости течения в нижнем слое моря получена на основе данных профилографа “Аквалог” [18].

Вертикальные сдвиги течений

Интерес к исследованию вертикальных сдвигов течений $\left(Sh = \sqrt{U_z^2 + V_z^2} \right)$

поддерживается в основном благодаря тому, что сдвиговая неустойчивость представляется основным механизмом вертикального перемешивания в морях и океанах [29]. Большое число моделей/параметризаций связывает турбу-

лентное перемешивание с числом Ричардсона $\left(Ri = \frac{N^2}{Sh^2} \right)$. В численном мо-

делировании широко используется параметризация *PP81* [30], которая представляет собой ранее опубликованные аналогичные зависимости в обобщенном виде.

В Черном море, говоря словами авторов работы [22, с. 14], «основная особенность вертикальной структуры течений состоит в резко-слоистом строении поля скорости, причем границы слоев совпадают с границами термохалинных структур и находятся на глубинах изменения вертикальных градиентов плотности. Максимальные вертикальные сдвиги ... зарегистрирова-

ны вблизи ядра холодного промежуточного слоя (ХПС), где наблюдается излом градиента плотности». Максимальные сдвиги скорости, согласно работе [14], находятся в слоях 10 – 25 м и 50 – 300 м. Авторы работы [24] показали, что в Черном море средний профиль вертикальных сдвигов имеет два хорошо выраженных максимума в слоях сезонного термоклина/пикноклина и основного халоклина/пикноклина. Максимум вертикального сдвига в слое скачка плотности, разделяющем азовоморские и черноморские воды, наблюдается и в южной части Керченском пролива [31].

На рис. 6, слева приведены профили широтной (U) и меридиональной (V) компонент скорости течения и условной плотности, полученные на одной из станций в 2004 г., где разрешение по глубине ADCP-измерений устанавливалось 2 м. В слое сезонного термоклина максимальное значение частоты плавучести достигало 0,044 рад/с, вертикального сдвига течений – 0,064 с⁻¹. Соответствующее число Ричардсона составило 0,47, что превысило его критическое значение, равное 0,25 [32]. Выше сезонного термоклина, на глубине менее 10 м от поверхности моря, значения Ri становятся меньше критического, что также наблюдалось в прибрежно-шельфовых водах Черного моря [15] и в верхнем слое южной части Керченского пролива [33]. Максимум вертикального сдвига течений в слое сезонного термоклина наблюдается достаточно часто. На рис. 6, справа приведены средние профили вертикального сдвига течений (красная линия) и частоты плавучести (зеленая линия), осреднение выполнялось относительно глубины залегания центра сезонного термоклина. Значение Ri на глубине 15 м составляет ~1, в сезонном термоклинe ~7, ниже 35 м ~9.

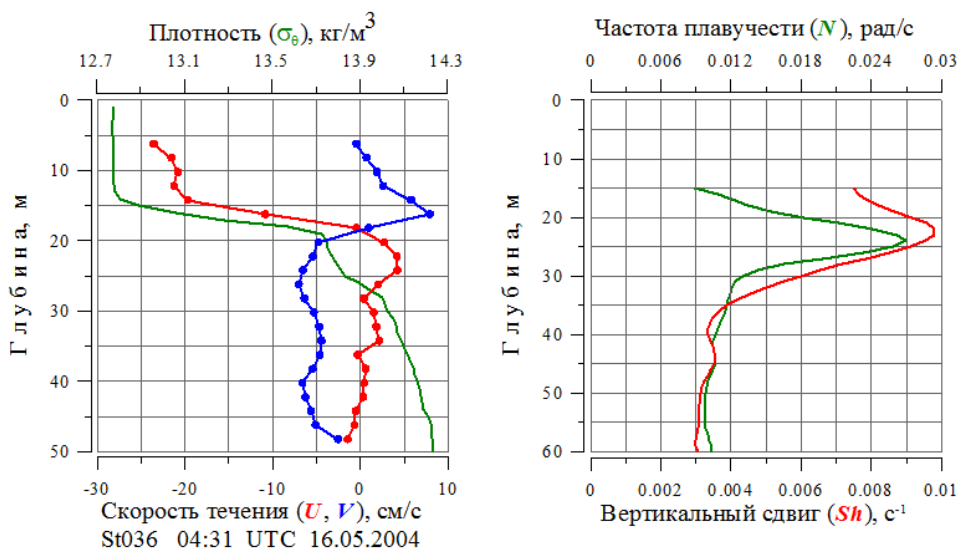


Рис. 6. Слева – профили широтной (красная линия) и меридиональной (синяя линия) компонент скорости течений и условной плотности (зеленая линия) на одной из станций в 2004 г. Справа – профили вертикального сдвига течений (красная линия) и частоты плавучести (зеленая линия), осредненные по ансамблю станций

На рис. 7, слева приведен пример профилей компонент относительной скорости течения (отсчетный горизонт 240 м) и условной плотности, полученных на одной из станций в 2012 г. в слое основного пикноклина. Наблюдаемое распределение течений может быть объяснено прохождением внутренней волны (ВВ) через слой основного халоклина. Длина ВВ по вертикали составляет 50 – 60 м, амплитуда – около 12 см/с. Разворот вектора скорости течения с глубиной идет по часовой стрелке, что для северного полушария означает распространение ВВ вниз [34]. Интенсивные ВВ в слое основного халоклина, по данным *LADCP*-измерений, наблюдались преимущественно в районе свала глубин на протяжении осеннего, зимнего и весеннего сезонов.

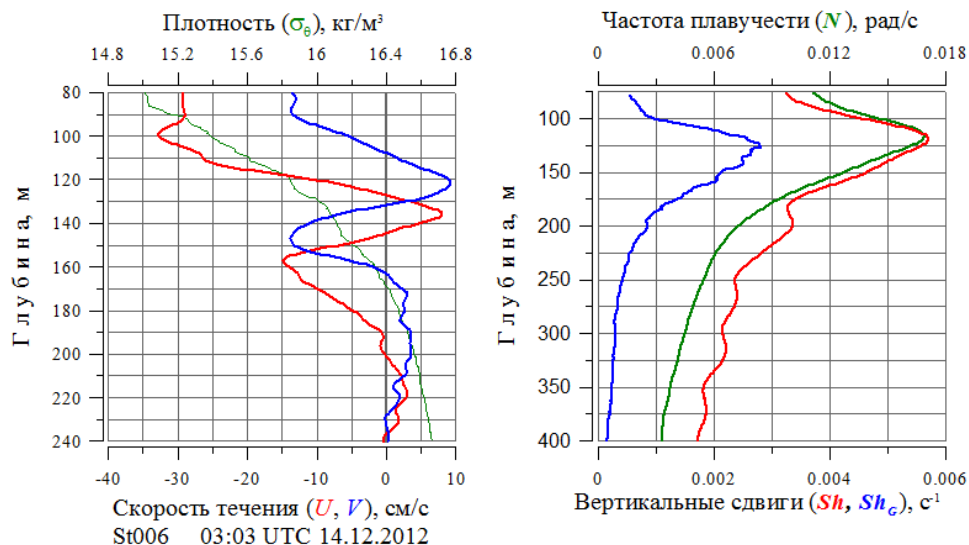


Рис. 7. Слева – профили широтной (красная линия) и меридиональной (синяя линия) компонент скорости течения и условной плотности (зеленая линия), полученные на отдельной станции. Справа – осредненные по ансамблю станций профили частоты плавучести (зеленая линия), вертикальных геострофических (синяя линия) и измеренных (красная линия) сдвигов течений

На рис. 7, справа приведены осредненные по ансамблю станций профили частоты плавучести (зеленая линия), геострофических (синяя линия) и измеренных (красная линия) сдвигов скорости течений. Максимум вертикальных сдвигов наблюдается в слое основного пикноклина. Для вертикальных сдвигов геострофических течений Ri составляет ~ 30 в слое основного пикноклина и возрастает с глубиной, достигая значения ~ 300 на горизонте 400 м. По измеренным *LADCP* сдвигам в слое основного пикноклина значение Ri составляет ~ 10 , в нижних слоях число Ричардсона убывает до ~ 4 на глубине 400 м.

Значительное различие профилей геострофических и измеренных сдвигов объясняется тем, что величина сдвигов в нижних слоях Черного моря определяется в основном агеострофическими процессами, такими как, например, внутренние волны (см. рис. 7, слева). При подстановке полученных профилей геострофических и измеренных сдвигов в параметризацию *PP81* в первом случае будет наблюдаться уменьшение с глубиной коэффициента вертикального турбулентного перемешивания, во втором случае – возрастание.

Вертикальное перемешивание

Вертикальное турбулентное перемешивание в морях и океанах длительное время остается одним из интереснейших вопросов прикладной океанологии. В последние десятилетия для оценки диапикнического обмена применяются собранные с помощью свободнопадающих зондов микроструктурные данные, которые считаются наиболее достоверными [2, 35 – 38]. Наряду с этим широко используются также данные мелкомасштабных *CTD/ADCP*-измерений [1, 2, 15, 36, 39 – 41].

В основу большинства моделей, связывающих мелкомасштабные характеристики гидрофизических полей с параметрами вертикального перемешивания, положено допущение о том, что в статистически стационарном поле внутренних волн турбулентная кинетическая энергия производится со скоростью, равной скорости ее передачи по спектру ВВ в сторону уменьшения вертикальных масштабов за счет взаимодействия между волнами [42]. Одна из таких моделей, *G89* [43], часто используется для оценки скорости диссипации турбулентной кинетической энергии ε [2, 36, 40]:

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

где ε – скорость диссипации турбулентной кинетической энергии, Вт/кг;

$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_0}{\partial z}}$ – частота плавучести; Sh – вертикальный сдвиг скорости течений

(далее по тексту «сдвиг»), $Sh = \sqrt{(\Delta U / \Delta z)^2 + (\Delta V / \Delta z)^2}$, $\langle Sh^4 \rangle_{10}$ – среднее значение четвертой степени сдвига, определенного на 10-метровых интервалах;

$\langle Sh_{GM76}^4 \rangle$ – среднее значение четвертой степени сдвига, полученное интегрированием спектра внутренних волн *GM76* [44, 45];

$N_o = 5,24 \cdot 10^{-3}$ рад/с – частота плавучести *GM76*. Коэффициент вертикальной диффузии K_p определяется из соотношения [46]

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

где K_p – коэффициент вертикальной диффузии, м²/с; Γ – коэффициент эффективности перемешивания, обычно принимаемый равным 0,2 [47].

В Черном море профили сдвигов и частоты плавучести имеют хорошо выраженный максимум в слое основного халоклина/пикноклина [22, 24]. На рис. 8 приведены осредненные по ансамблю из 26 станций экспедиции 1 профили квадрата сдвига скорости течений (серые кружочки, красная линия) и квадрата частоты плавучести (серые крестики, зеленая линия). Осреднение выполнялось относительно глубины залегания центра пикноклина с последующим смещением результирующего профиля на среднее по ансамблю станций ее значение. Сдвиги и частота плавучести определялись на 10-метровых интервалах.

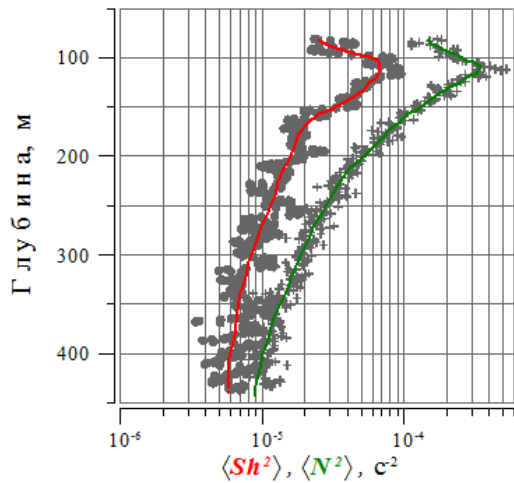


Рис. 8. Средние профили квадрата сдвига скорости течений (серые кружочки, красная линия) и частоты плавучести (серые крестики, зеленая линия)

На рис. 9, слева приведен средний профиль скорости диссипации кинетической турбулентной энергии (серые кружочки – исходные данные, красная линия – после низкочастотной фильтрации), рассчитанный по соотношению (1). Приведенный график зависимости показывает наличие хорошо выраженного максимума в слое основного пикноклина, где ε достигает значений $6 \cdot 10^{-9}$ Вт/кг, в слоях ниже 200 м ε убывает с глубиной и на горизонте 400 м ее значение составляет $9 \cdot 10^{-10}$ Вт/кг.

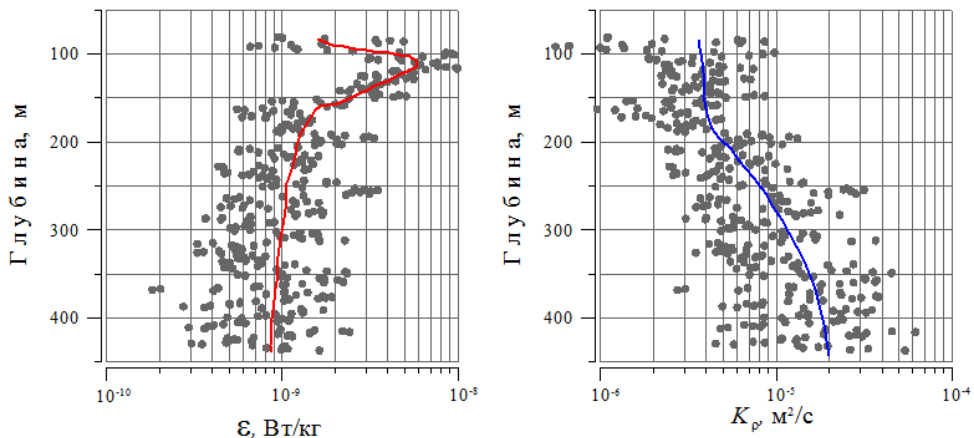


Рис. 9. Средние профили скорости диссипации кинетической энергии турбулентности (серые кружочки – исходные данные, красная линия – после низкочастотной фильтрации) на левом графике и профиль коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (серые кружочки – исходные данные, синяя линия – после фильтрации) на правом

На рис. 9, справа показан профиль коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (серые кружочки – исходные данные, синяя линия – после фильтрации), рассчитанный по соотношению (2). В слое основного пикноклина K_p принимает минимальные значения $4 \cdot 10^{-6}$ м²/с, в слоях ниже 200 м K_p возрастает с глубиной и на горизонте 300 м достигает значения 10^{-5} м²/с. Полученные оценки коэффициента вертикального перемешивания оказались несколько меньшими, чем в ранее опубликованных работах:

С.Г. Богуславского, И.К. Иващенко [48] – $K_p = (3,1 \div 4,4) \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ – на глубине 500 м;

В.Н. Еремеева, В.М. Кушнира [22] – $K_p = (3 \div 5) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в основном халоклине;

А.С. Самодурова, А.М. Чухарева [49] – $K_p = (2 \div 8) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ в основном пикноклине;

А.Г. Зацепина с соавторами [38] – $K_p = 4 \cdot 10^{-6} \div 5 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в слое ниже сезонного термоклина до 170 м для летнего и осеннего сезонов.

Значения коэффициента вертикального перемешивания для летнего сезона, приведенные в работе [38], хорошо согласуются с оценками, полученными по данным *CTD/LADCP*-наблюдений.

Значительный разброс в оценках коэффициента турбулентной диффузии может быть обусловлен как пространственно-временной изменчивостью процессов вертикального перемешивания, так и различием методов оценки. Учитывая широкое использование *LADCP* в комплексе с *CTD*, изложенный подход можно применять для изучения процессов вертикального перемешивания, особенно в глубинных слоях моря, где получение микроструктурных данных затруднено.

Придонный пограничный слой

Экспериментальное исследование параметров придонного пограничного слоя (ППС) в морях и океанах представляется одной из актуальных задач прикладной океанографии. Результаты таких исследований могут быть полезными для регулирования параметров численных моделей циркуляции вод и динамических процессов в море, при решении задач размыва грунта, седиментации и т. д. В настоящее время известны эмпирические зависимости параметров ППС для средних условий океана [50]. В Черном море эмпирические характеристики ППС ранее были получены с использованием модифицированного гидрологического зондирующего комплекса ОЛТ [51, 52].

В июле 2007 и 2009 г. в районе черноморского экспериментального подспутникового полигона (ЧЭПП) выполнялись специализированные измерения с целью изучения динамики ППС. На рис. 10 схематично представлено расположение станций в экспедициях 20 – 21 июля 2007 г. (квадратики) и 29 – 30 июля 2009 г. (треугольники). В качестве измерителя профилей скорости течений использовался *ADCP WHM300*. Дискретность измерений по глубине устанавливалась 4 м, по времени – 1 секунда, опция отслеживания дна включена. Для получения профилей течений в придонной области производилась 10-минутная выдержка прибора на расстоянии 60 – 80 м от дна.

Результаты измерений показали, что в отдельно взятом профиле скорости течений не выявляются выраженные закономерности поведения в придонной области. Это объясняется тем, что прибор регистрирует всю совокупность динамических процессов, включая внутренние волны, инерционные колебания и др. [53]. На рис. 11 приведен пример профилей компонент скорости

течений и плотности в придонном слое, предположительно, во время прохождения (генерации, отражения) внутренней волны.

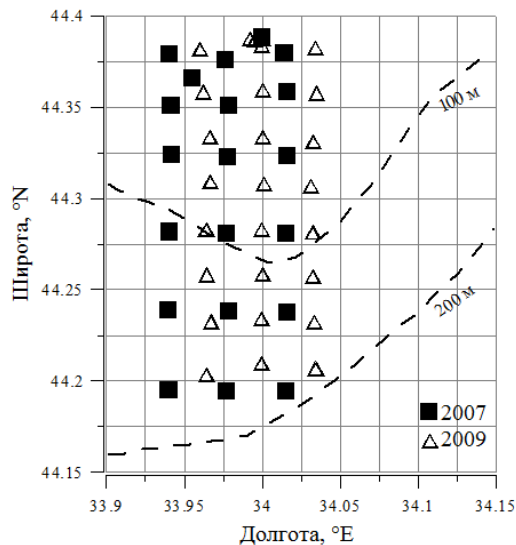


Рис. 10. Схема расположения станций: 20 – 21 июля 2007 г. (квадратики) и 29 – 30 июля 2009 г. (треугольники)

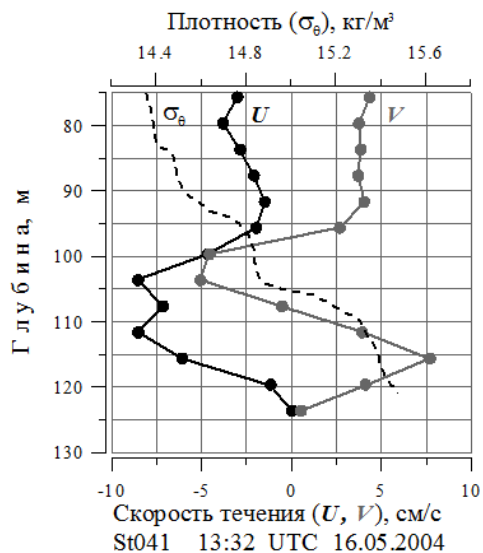


Рис. 11. Профили компонент скорости течения и плотности в придонном слое при прохождении внутренней волны

На рис. 12 черными сплошными линиями представлены осредненные по ансамблю станций профили скорости течения в зависимости от расстояния до дна для экспедиций 2007 и 2009 гг. Прямая пунктирная линия – эмпирическая зависимость скорости течения на верхней границе ППС [52]. Средние профили скорости течений могут быть адекватно аппроксимированы логарифмическими зависимостями [29]:

$$U = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_b}\right), \quad (3)$$

где u_* – скорость трения; k – постоянная Кармана (0,41); z_b – высота шероховатостей донной поверхности; z – расстояние до дна. Соответствующие аппроксимирующие функции представлены на рис. 12 серыми пунктирными линиями. Скорость трения составила 3,14 см/с и 2,46 см/с для 2007 и 2009 гг. соответственно. Шероховатость дна одинакова для двух экспедиций и равна 0,4 м. Значение коэффициента придонного трения C_b , рассчитанное по соотношению

$$C_b = \left(\frac{u_*}{U}\right)^2, \quad (4)$$

где U – скорость течения на верхней границе ППС, составляет ~0,007, что более чем 4 раза превосходит оценку, приведенную в работе [51]. Оценка скорости трения, рассчитанная по соотношению [50]

$$u_* = 2,5 \cdot H \cdot f, \quad (5)$$

где H – толщина пограничного слоя [52]; f – параметр Кориолиса, составит 1,5 см/с для 2007 г. и 1,14 см/с для 2009 г., что в два раза меньше значений, полученных на основе *ADCP*-измерений. Наблюдаемое несоответствие оценок параметров ППС может объясняться как различием методов инструментальной оценки, так и повышенной динамической активностью в районе ЧЭП [54].

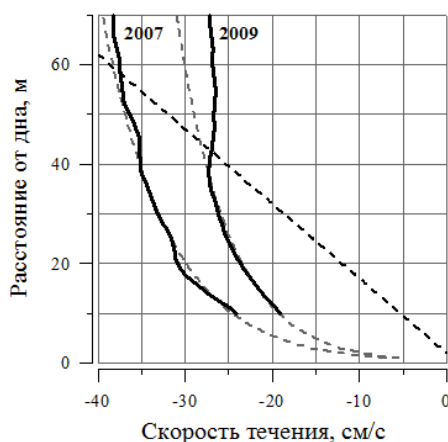


Рис. 12. Средние профили скорости течений в придонном слое – черные сплошные линии; прямая пунктирная линия – эмпирическая зависимость скорости течения на верхней границе ППС

Заключение

В рамках данной статьи мы представили ограниченный объем натурального материала, чтобы кратко подвести итоги десятилетнего опыта работы с *LADCP*. Результаты использования профилометра в экспедиционной практике МГИ

расширили представления о вертикальной структуре течений в Черном море, в частности, с большей детализацией были исследованы характеристики мелкомасштабных процессов как в толще вод, так и в пограничных слоях. Резюмируя, можно сказать, что акустические доплеровские профилометры течений – это, без сомнения, мощнейший инструмент исследования динамики вод и ее изменчивости в широком диапазоне пространственно-временных масштабов.

Работа выполнена в рамках проекта МГИ «Оперативная океанография» и при частичной финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014 – 2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEFI57714X0110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Polzin K., Kunze E., Hummon J. et al.* The finescale response of lowered ADCP velocity profiles // *J. Atmos. Ocean. Techn.* – 2002. – 19. – P. 205 – 224.
2. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in Arctic fjord // *Deep-Sea Res. II.* – 2006. – 53. – P. 77 – 95.
3. *Gaardsted F., Pavlov V., Morozov A. et al.* Mesoscale distribution and advection of overwintering *Calanus finmarchicus* off the shelf of northern Norway // *Ibid.* I. – 2010. – 57, Issue 11. – P. 1465 – 1473.
4. *Firing E.* Lowered ADCP developments and use in WOCE // *WOCE Newsletter.* – No. 30. – Southampton, United Kingdom, 1998. – P. 10 – 13.
5. *Firing E., Gordon R.* Deep ocean acoustic Doppler current profiling // *Proc. IEEE 4th Working Conf. on Current Measurements.* – MD, IEEE, 1990. – P. 192 – 201.
6. *Fisher J., Visbeck M.* Deep velocity profiling with self-contained ADCPs // *J. Atmos. Ocean. Techn.* – 1993. – 10. – P. 764 – 773.
7. *Visbeck M.* Deep velocity profiling using lowered Doppler current profilers: bottom track and inverse solutions // *Ibid.* – 2002. – 19. – P. 794 – 807.
8. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Опыт использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в условиях Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – № 12. – С. 457 – 476.
9. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Использование Self Contained ADCP для проведения измерений с борта судна: методические вопросы и физические результаты // *Там же.* – № 13. – С. 425 – 432.
10. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в условиях Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2006. – № 4. – С. 31 – 48.
11. *Neumann G.* Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres // *Ann. D. Hydr. Und Marit. Meteorol.* – 1942. – LXX. – Heft. IX. – P. 265 – 282.
12. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 480 с.
13. *Богуславский С.Г., Букатов А.Е., Казаков С.И.* Особенности поля скорости и вертикального обмена в Черном море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. – Вып. 3. – С. 62 – 71.

14. *Tuzhilkin V.S.* Thermohaline structure of the sea // *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry.* – Berlin: Springer-Verlag, 2008. – 5 (Water Pollution), Part Q. – P. 217 – 253.
15. *Островский А.Г., Зацепин А.Г., Деревнин В.А. и др.* Заякоренная автоматическая измерительная система «Аквазонд» для вертикального профилирования морской среды // *Океанология.* – 2008. – 48, № 2. – С. 297 – 306.
16. *Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Shoiev D.A., Soloviev V.A.* Underwater anchored profiler Aqualog for ocean environmental monitoring // *Adv. Environ. Res.* – 2010. – 4. – P. 201 – 218. – IBSN: 978-1-61668-169-2.
17. *Ostrovskii A., Zatsepin A.* Short-term hydrophysical and biological variability over the north-eastern Black Sea continental slope as inferred from multiparametric tethered profiler surveys // *Ocean Dyn.* – 2011. – 61, Issue 6. – P. 797 – 806.
18. *Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А. и др.* Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной станции буйковой станции // *Океанология.* – 2013. – 53, № 2. – С. 259 – 268.
19. *Korotaev G.K., Oguz T., Riser S.* Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // *Deep-Sea Res. II.* – 2006. – 53, No. 17 – 19. – P. 1901 – 1910.
20. *Герасимова С.В., Лемешко Е.Е.* Оценка скоростей глубоководных течений по данным ARGO // *Системы контроля окружающей среды.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – Вып. 15. – С. 187 – 196.
21. *Дроздов А.Е., Кушнир В.М., Никитин А.В. и др.* Комплекс гидрофизический зондирующий для океанографических исследовательских судов // *Записки по гидрографии.* – 1991. – № 226. – С. 49 – 57.
22. *Еремеев В.Н., Кушнир В.М.* Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море // *Океанология.* – 1996. – 36, № 1. – С. 13 – 19.
23. *Кондратьев С.И., Романов А.С., Внуков Ю.Л.* Особенности распределения гидрохимических характеристик в районе материкового склона северо-западной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2007. – № 5. – С. 69 – 79.
24. *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. // *Там же.* – 2008. – № 6. – С. 25 – 37.
25. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – 212 с.
26. *Bubnov V.A.* The North Atlantic current by Atlantex 90 experiment data // *Oceanology.* – 1996. – 34, No. 6. – P. 733 – 737.
27. *Cisewski B., Budéus G., Krause G.* Absolute transport estimates of total and individual water masses in the northern Greenland Sea derived from hydrographic and acoustic Doppler current profiler measurements // *J. Geophys. Res. (Oceans).* – 2003. – 108, Issue C9. – 3298. – 14 p. – doi: 10.1029/2002JC001530
28. *Lherminier P., Mercier H., Gourcuff C. et al.* Transports across 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997 // *Ibid.* – 2007. – 112, Issue C7. – C07003. – 20 p. – doi: 10.1029/2006JC003716
29. *Боуден К.* Физическая океанография прибрежных вод. – М.: Мир. – 1988. – 326 с.
30. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parametrisation of vertical mixing in numerical models of Tropical Oceans // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11, Issue 11. – P. 1443 – 1451.
31. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Оценка концентрации взвеси по данным ADCP WHM1200 // *Системы контроля окружающей среды.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып. 14. – С. 42 – 46.
32. *Miles J.W.* On the stability of heterogeneous shear flows // *J. Fluid Mech.* – 1961. – 10, Issue 4. – P. 496 – 508.

33. *Иванов В.А., Морозов А.Н., Кушнир В.М. и др.* Распределение течений в Керченском проливе по данным ADCP-наблюдений, сентябрь 2011 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2012. – Вып. 26, Том 1. – С. 170 – 178.
34. *Leaman K.D., Sanford T.B.* Vertical energy propagation of internal waves: a vector spectral analysis of velocity profiles // J. Geophys. Res. (Oceans). – 1975. – 80. – P. 1975 – 1978. – doi: 10.1029/JC080i015p01975
35. *Prandke H., Stips A.* Test measurements with an operational microstructure-turbulence profiler: detection limit of dissipation rates // Aquat. Sci. – 1998. – 60, Issue 3. – P. 191 – 209.
36. *Cisewski B., Strass V.H., Prandke H.* Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Front Zone // Deep-Sea Res. II. – 2005. – 52, Issue 9–10. – P. 1087 – 1108.
37. *Sundfjord A., Fer I., Kasajima Y., Svendsen H.* Observations of turbulent mixing and hydrography in the marginal ice zone of the Barents Sea // J. Geophys. Res. (Oceans). – 2007. – 112, Issue C5. – C05008. – 23 p. – doi: 10.1029/2006JC003524
38. *Заценин 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.
39. *Naveira Garabato A.C., Oliver K.I.C., Watson A.J., Messias M.-J.* Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas // J. Geophys. Res. (Oceans). – 2004. – 109, Issue C12. – C12010. – 9 p. – doi: 10.1029/2004JC002411
40. *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.
41. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Оценка вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // Морской гидрофизический журнал, 2014. – № 1. – С. 58 – 67.
42. *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.
43. *Gregg M.C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // J. Geophys. Res. (Oceans). – 1989. – 94, Issue C7. – P. 9686 – 9698. – doi: 10.1029/JC094iC07p09686
44. *Garrett C.J.R., Munk W.H.* Space-time scales of internal waves: A progress report // Ibid. – 1975. – 80. – P. 291 – 297. – doi: 10.1029/JC080i003p00291
45. *Cairns J.L., Williams G.O.* Internal waves observations from a midwater float, 2 // Ibid. (Oceans and Atmospheres). – 1976. – 81 (No. 12). – P. 1943–1950. – doi: 10.1029/JC081i012p01943
46. *Osborn T.R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // J. Phys. Oceanogr. – 1980. – 10, No. 1. – P. 83 – 89. – doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2)
47. *Moum J.N.* Efficiency of mixing in the main thermocline // J. Geophys. Res. (Oceans). – 1996. – 101, Issue C5. – P. 12057 – 12069. – doi: 10.1029/96JC00508
48. *Богуславский С.Г., Иващенко И.К.* Вертикальная мезоструктура глубинных вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 5. – С. 25 – 32.
49. *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: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2006. – Вып. 14. – С. 524 – 529.
50. *Weatherly G.L., Martin P.J.* On the structure and dynamics of the ocean bottom boundary layer // J. Phys. Oceanogr. – 1978. – 8, No. 4. – P. 557 – 570. – doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1978\)008<0557:OTSADO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1978)008<0557:OTSADO>2.0.CO;2)
51. *Kushnir V.M.* Turbulent diffusion in the near bottom boundary layer of the Black Sea shelf zone // J. Mar. System. – 1999. – 21, Issues 1 – 4. – P. 243 – 253.

52. Кушниц В.М. Придонный пограничный слой в Черном море: экспериментальные данные, турбулентная диффузия, потоки // *Океанология*. – 2007. – 47, № 1. – С. 39 – 48.
53. Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А., Зима В.В. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений, июнь 2008 г. // *Морской гидрофизический журнал*. – 2012. – № 3. – С. 31 – 43.
54. Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Придонный пограничный слой на шельфе Южного берега Крыма по данным наблюдений // *Системы контроля окружающей среды*. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. – С. 270 – 272.

Structure of the Black Sea currents based on the results of the LADCP observations in 2004 – 2014

**A.N. Morozov, E.M. Lemeshko, S.A. Shutov, V.V. Zima,
D.V. Deryushkin**

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: anmorozov@mhi-ras.ru*

*Black Sea hydrophysical polygon, Russian Academy of Sciences, Katsiveli, Russia
e-mail: evgeny.lemeshko@mhi-ras.ru*

Basic results of the investigations carried out due to the LADCP profiler observations in the Black Sea in 2004 – 2014 are represented. The characteristic average features of the currents' vertical structure in the upper 600 m layer are cited. The average profiles of the currents' velocity vertical shears are discussed. The problems of defining the diapycnal exchange parameters using the CTD/LADCP measurement data are considered. The characteristic currents' features in the bottom boundary layer are discussed.

Keywords: lowered acoustic Doppler current profiler LADCP, vertical structure of currents, vertical shear, vertical mixing, bottom boundary layer, Black Sea.