

УДК 551.465

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ, ОКТЯБРЬ 2016 г.

© 2018 г. А. Н. Морозов¹, *, С. В. Федоров¹, Е. В. Маньковская¹¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*e-mail: anmorozov@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 18.04.2017 г.

Представлены результаты анализа гидрологических данных, полученных в 89-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий”, проходившем 30 сентября–19 октября 2016 г. в центральном районе северной части Черного моря. Измерения течений выполнялись с использованием погружаемого акустического доплеровского профилометра течений (LADCP) до глубины 350 м. Приводятся примеры профилей скорости течения и условной плотности на отдельных станциях. Детально обсуждаются осредненные характеристики вертикальной структуры течений в сезонном и перманентном пикноклинах. Осредненная (изопикнически) кинетическая энергия (ЕК) проявляет почти линейную зависимость от условной плотности (σ_θ). В сезонном пикноклине $ЕК = 0.2–0.013\sigma_\theta$, в перманентном $ЕК = 0.12–0.007\sigma_\theta$. Дана интерпретация изменчивости кинетической энергии с глубиной. Показано, что максимумы осредненного профиля вертикального сдвига скорости течения соответствуют глубине залегания сезонного и перманентного пикноклинов. Среднее число Ричардсона имеет значение ~ 10 в верхнем слое моря и убывает с глубиной, принимая значение ~ 3 на горизонте 300 м. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по упрощенной модели показывает его увеличение с глубиной.

DOI: 10.1134/S0030157418050076

ВВЕДЕНИЕ

Вертикальная структура течений в Черном море изучается на протяжении многих десятилетий с использованием различных методов натуральных наблюдений: STD-зондирований, автономных буйковых станций, буев профиломеров Argo. В настоящее время известно, что наиболее интенсивные горизонтальные движения вод сосредоточены в верхнем 200–300-метровом слое, ниже значения их скорости не превышают 3-х см/с [14]. В районе Основного черноморского течения (ОЧТ) в верхнем 100-метровом слое скорость изменяется слабо, наибольшие вертикальные сдвиги скорости наблюдаются в слое 100–200 м [3]. В соответствии с работой [20], максимальные сдвиги скорости наблюдаются в слоях 10–25 и 50–300 м. Осредненные по всему массиву данные по течениям, полученные на автономных буйковых станциях, хорошо согласуются с приведенными характерными чертами вертикальной структуры течений [6]. В глубинных слоях моря скорость течения по данным буев-профиломеров Argo имеет среднее значение 2–3 см/с [7].

Современные средства измерений позволяют проводить исследование вертикального распределения параметров морской среды с более высоким разрешением по глубине, чем это было воз-

можно ранее. В частности, зонды-профилографы “Аквазонд” [11] и “Аквалог” [12] обеспечивают получение синхронных профилей широкого набора гидрологических параметров (трех компонент вектора скорости течения в том числе) с мелкомасштабным разрешением по глубине на протяжении нескольких месяцев в точке постановки станции. Другой вид приборов – погружаемые акустические доплеровские профилометры течений (LADCP) [15] в сочетании с STD-зондированиями обеспечивают получение синхронных профилей горизонтальных компонент вектора скорости течений и ряда гидрологических параметров в выбранных точках проведения измерений с борта дрейфующего судна [1]. Такие приборы позволяют исследовать вертикальную структуру течений и других гидрологических параметров в их взаимосвязи как на продолжительных временных интервалах [18], так и при значительном разнесении измерений по горизонтали [2].

Осреднение синхронных профилей скорости течения и условной плотности, ожидается, даст возможность получить новые обобщенные характеристики взаимосвязи динамики вод и плотностной стратификации, что может быть полезным и для лучшего понимания закономерностей формирования полей гидрологических парамет-

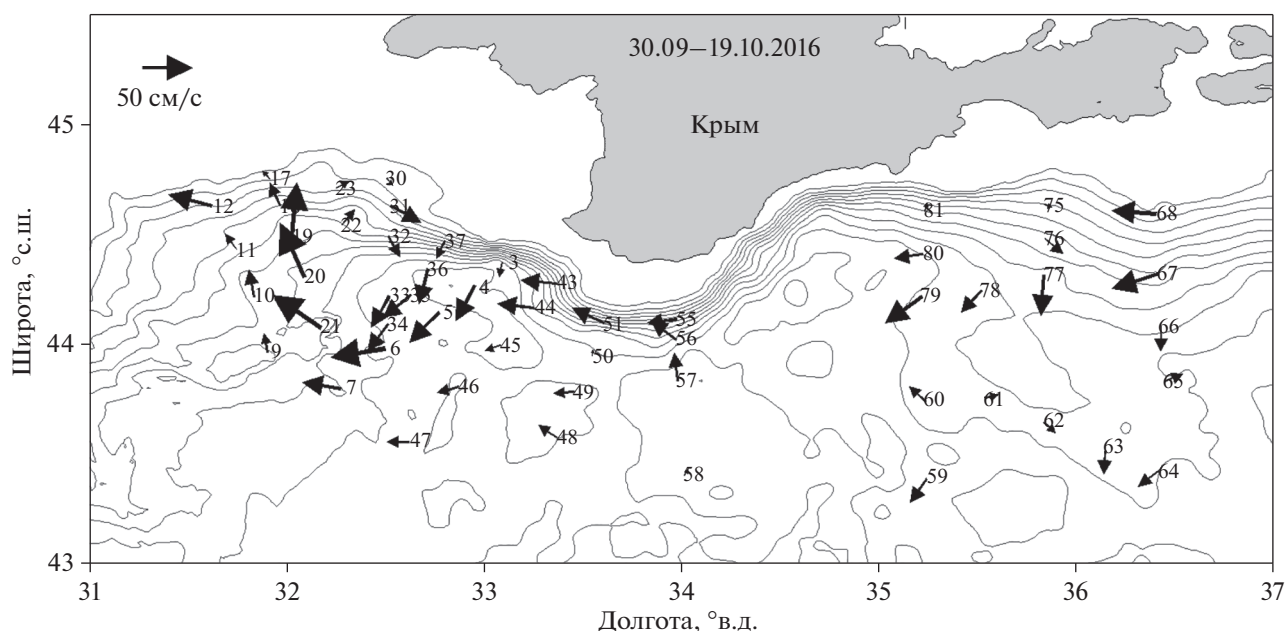


Рис. 1. Положение станций и скорости течения на горизонте 10 м.

ров в Черном море, и для оценки качества результатов численных экспериментов.

Цель данной работы – представить данные LADCP/CTD-измерений, полученные осенью 2016 г. в северной части Черного моря, и обсудить результаты их анализа с детализацией особенностей вертикальной структуры течений в сезонном и перманентном пикноклинах.

ДАННЫЕ И ПРИБОРЫ

В работе использованы данные, полученные в 89-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем в северной части Черного моря южнее Крымского полуострова 30 сентября–19 октября 2016 г. Схема расположения станций, выполненных в глубоководной части моря, приведена на рис. 1. Числовые маркеры обозначают номера станций в хронологическом порядке. CTD-измерения выполнялись зондом SeaBird SBE9+ до глубины 1000 м с интерполяцией профилей температуры, солёности и условной плотности на сетку с шагом 1 м. В качестве измерителя течений в экспедиции использовался LADCP на базе WHM300 производства RDI, США. Параметры работы прибора устанавливались следующие: опция LADCP – включена (HR/LR), дискретность измерений по времени – 1 с, размер сегмента глубины – 4 м, количество сегментов – 27. Последовательность выполнения измерений включала выдержку прибора у поверхности моря на глубине ~3 м в течении 5 мин, дальнейшее его погружение со средней скоростью ~0.5 м/с до горизонта 300–350 м, выдержку в течении 5 мин на этом горизонте и последующий подъем на поверхность

со скоростью ~0.5 м/с. Данные, полученные во время выдержки ADCP у поверхности моря, обрабатывались с учетом влияния корпуса судна на показания магнитного компаса прибора. В среднем по экспедиции верхний горизонт измерений скорости течения составлял 7–10 м от поверхности моря.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Стрелками на рис. 1 в векторном виде представлено распределение скорости течения на горизонте 10 м. В западной части полигона наблюдается структура, которая может восприниматься как меандр ОЧТ или антициклонический вихрь. Более детально горизонтальную картину течений восстановить не удастся вследствие значительного разнесения измерений по пространству и времени, поэтому основной акцент в работе сделан на обсуждение осредненной вертикальной структуры поля скорости течений.

Отдельно взятый профиль скорости течения представляет собой результат взаимодействия разномасштабных динамических процессов, происходящих в точке наблюдения и, как правило, не выявляет хорошо выраженных особенностей изменчивости с глубиной. В качестве примера на рис. 2 приведены профили условной плотности (σ_θ), северной (V) и восточной (U) компонент скорости течения: а) полученные в результате выдержки ADCP под поверхностью моря на станции № 5 и б) во всем слое зондирования на станции № 49.

Куполообразная форма изопикнических поверхностей в Черном море, вызванная циклониче-

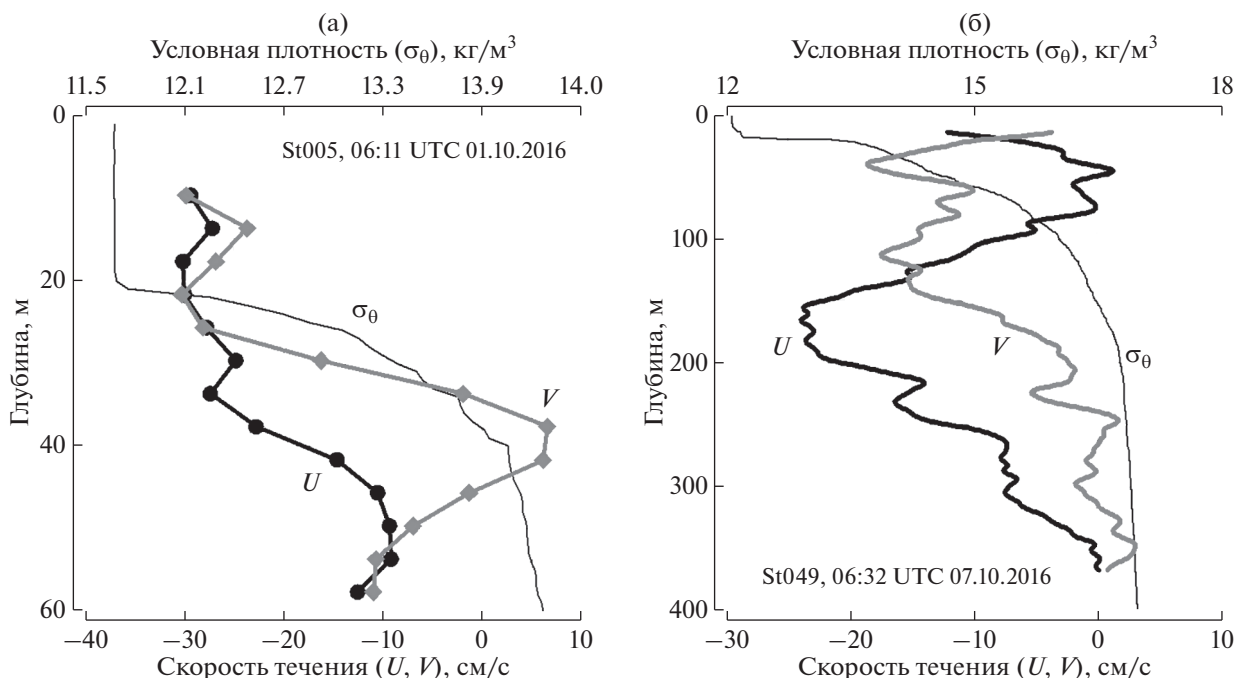


Рис. 2. Примеры профилей условной плотности (σ_θ), северной (V) и восточной (U) компонент скорости течения на отдельных станциях в верхнем слое моря на станции № 5 (а) и во всем слое зондирования на станции № 49 (б).

ческим характером крупномасштабной циркуляции [5], наиболее наглядно проявляется в зависимости глубины залегания (h_{15}) изопикны со значением условной плотности 15 кг/м^3 от широты (рис. 3а). Средний наклон зависимости составляет $\sim 50 \text{ м/град}$. Время проведения экспедиции характеризуется ослаблением крупномасштабной циркуляции [6] и возрастанием активности мезомасштабных процессов [5]. На рис. 3б приведены изопикнически осредненные по ансамблю глубоководных станций профили условной плотности ($\langle\sigma_\theta\rangle$), северной ($\langle V \rangle$) и восточной ($\langle U \rangle$) компонент скорости течения ($\langle \dots \rangle$ – оператор изопикнического осреднения по ансамблю из 50 станций). В верхнем 300-метровом слое хорошо выражена циклоническая циркуляция. Значение $\langle U \rangle$ на горизонте 50 м составляет -8 см/с , в слое 75–300 м поведение близко по форме профилю гестрофических течений с добавлением неопределенной постоянной ($\langle U_G \rangle$ штриховая линия на рис. 3б). Абсолютное значение северной компоненты средней скорости не превышает 2 см/с и обращается в ноль на глубине 300 м. После короткого представления данных перейдем к детальному обсуждению обобщенных характеристик вертикальной структуры течений.

СЕЗОННЫЙ ПИКНОКЛИН

Сезонный пикноклин в Черном море редко попадает в зону измерения ADCP, выдерживаемого у борта судна. Время проведения экспеди-

ции соответствовало времени развития осенне-зимней конвекции, в результате которой сезонный пикноклин заглубляется, и, кроме того, сезонное поведение звукорассеивающей биоты обеспечивает возможность измерения профилей скорости течения протяженностью 60–80 м по глубине.

В верхнем слое моря естественно рассматривать вертикальную изменчивость исследуемых параметров в зависимости от расстояния до центра сезонного пикноклина (R_{13}). Перед началом совместной обработки данные условной плотности интерполировались на горизонты измерения ADCP. За положение центра сезонного пикноклина принималась глубина (h_{13}) залегания изопикны со значением условной плотности 13 кг/м^3 . Значение h_{13} изменялось от станции к станции в диапазоне 12–35 м и в среднем составило 23 м, среднеквадратическое отклонение – 5.7 м. Квадрат частоты плавучести (N^2) и квадрат сдвига скорости течения (Sh^2) определялись по соотношениям:

$$N^2 = \frac{g}{1000 + \sigma_\theta} \frac{\Delta\sigma_\theta}{\Delta h}, \tag{1}$$

$$Sh^2 = (\Delta U/\Delta h)^2 + (\Delta V/\Delta h)^2,$$

где $g = 9.82 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения, $\Delta h = 4 \text{ м}$ – приращение глубины.

На рис. 4 приведены зависимости N^2 (рис. 4а) и Sh^2 (рис. 4б) от расстояния R_{13} . Серые точки

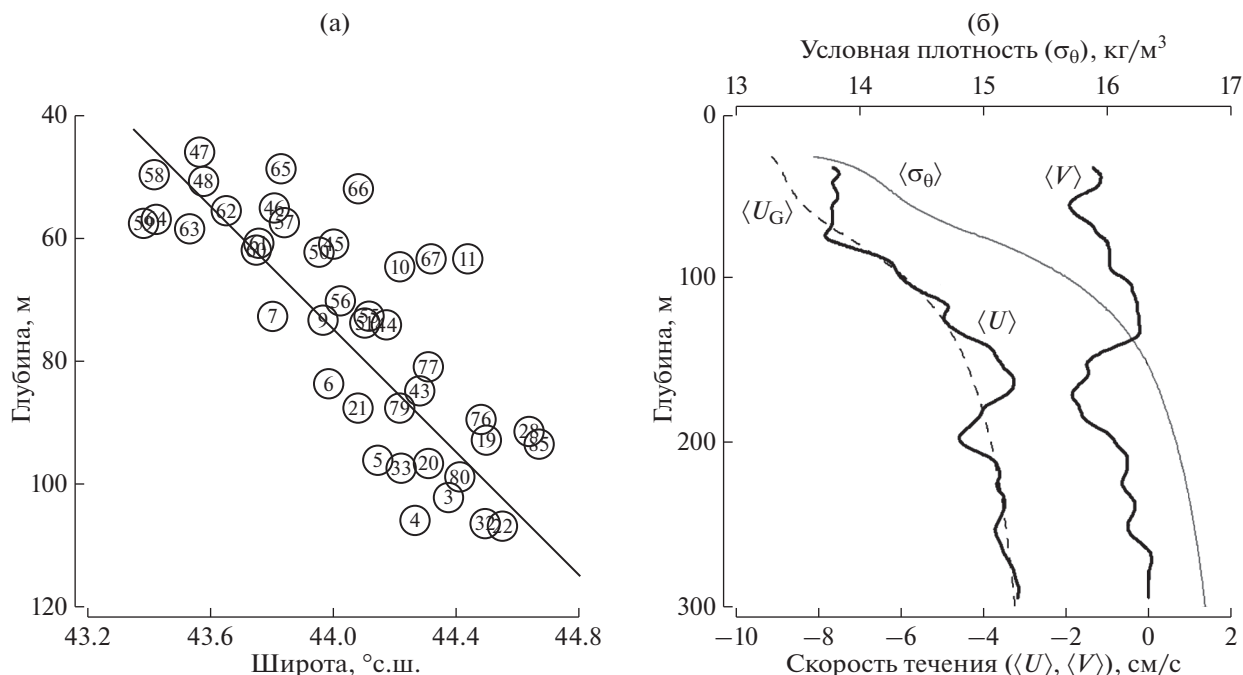


Рис. 3. Зависимость глубины залегания изопикны со значением условной плотности 15 кг/м^3 от широты (а) и изопикнически осредненные по ансамблю станций профили условной плотности (σ_θ), северной (V) и восточной (U) компонент скорости течения (б). В кружках на рис. 3а указаны номера станций.

отображают исходные данные, полученные на всех станциях. Черные крестики маркируют данные со значениями градиентного числа Ричардсона (Ri) меньше критического $Ri = N^2/Sh^2 < 0.25$ (необходимое условие развития сдвиговой неустойчивости [16]). При $\sigma_\theta \leq 13 \text{ кг/м}^3$ в слое глубин 10–20 м выполнение условия $Ri < 0.25$ наблюдается в $\sim 30\%$ случаев. Иными словами, в верхнем слое “турбулентные пятна” с размерами ≥ 4 м по глубине встречаются с большой вероятностью ~ 0.3 [19]. Предположительно, это обстоятельство является следствием пространственно-временной неоднородности ветрового воздействия на поверхность моря. В нижнем слое ($13 < \sigma_\theta < 14.2 \text{ кг/м}^3$) на масштабах 4 м условие возникновения сдвиговой неустойчивости не наблюдается. В этом слое сдвиги скорости течения воспринимаются как случайный процесс на фоне почти устойчивой плотностной стратификации. На качественном уровне можно сказать, что в слое ($\sigma_\theta \leq 13 \text{ кг/м}^3$) вертикальное перемешивание происходит более интенсивно вследствие большей вероятности выполнения условия сдвиговой неустойчивости [19]. Детальное обсуждение вопросов вертикального перемешивания выходит за рамки статьи. Осредненные по 4-метровым интервалам R_{13} профили N^2 и Sh^2 , представленные на рис. 4 штриховыми линиями, показывают согласованность положения максимумов. Такая согласованность проявляется в

абсолютном большинстве натуральных данных [9] и является прямым следствием существования критического значения числа Ричардсона.

На рис. 5а приведены осредненные по ансамблю станций, выполненных в глубоководной части моря, профили условной плотности и кинетической энергии (ЕК) от расстояния R_{13} , на рис. 5б — профили N^2 и ЕК от условной плотности. Осреднение выполнялось по 4-метровым интервалам R_{13} . При переходе через сезонный пикноклин средняя кинетическая энергия уменьшается в ~ 2 раза на двадцати метрах приращения глубины и проявляет почти линейную зависимость от условной плотности ($ЕК = 0.204 - 0.0129\sigma_\theta$). Изменение средней кинетической энергии с глубиной имеет простую физическую интерпретацию: поступая в водную среду в результате воздействия ветра на поверхность моря, она убывает по мере проникновения в толщу вод вследствие действия различных диссипативных механизмов. В целом можно констатировать, что наличие сезонного пикноклина затрудняет проникновение кинетической энергии из верхнего квазиоднородного слоя в толщу вод и, следовательно, ограничивает влияние ветрового воздействия на динамические процессы в нижележащих слоях моря. Вопрос, почему зависимость средней кинетической энергии от условной плотности носит линейный характер, на данный момент остается открытым.

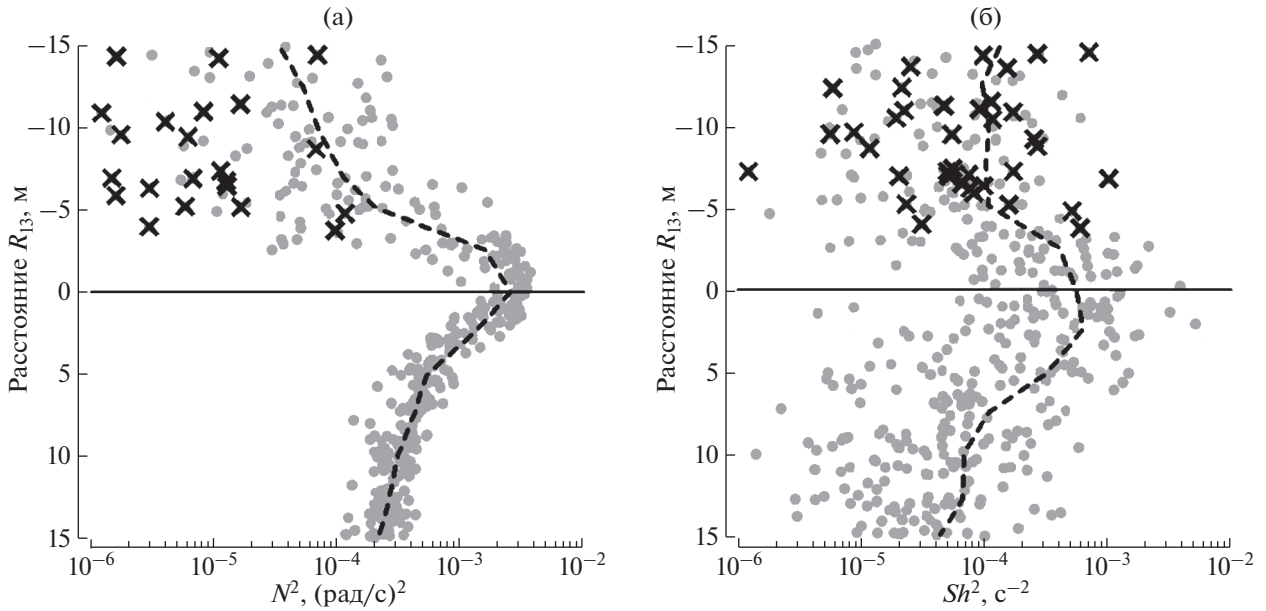


Рис. 4. Результаты измерений в верхнем слое моря: профили квадрата частоты плавучести (N^2) (а) и квадрата сдвига скорости течения (Sh^2) (б) от расстояния (R_{13}) до изопикны со значением условной плотности 13 кг/м^3 (центр сезонного пикноклина).

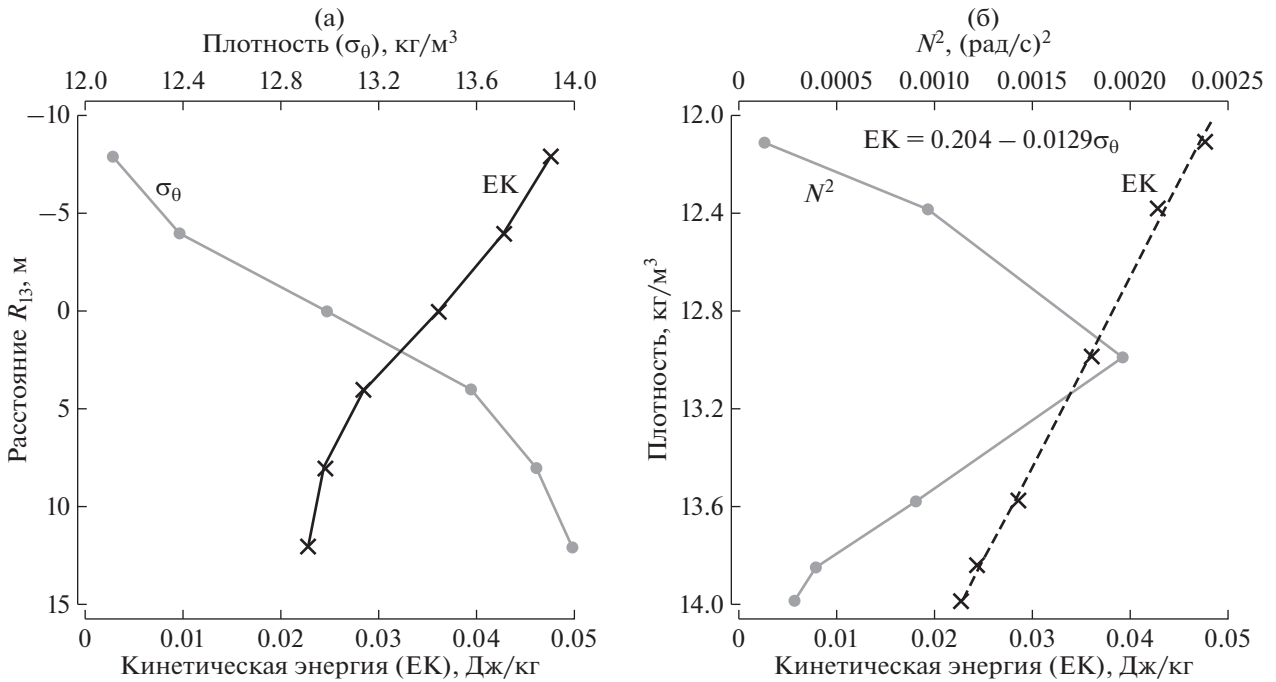


Рис. 5. Осредненные профили условной плотности и кинетической энергии от расстояния до центра сезонного пикноклина (а), квадрата частоты плавучести и кинетической энергии от условной плотности (б) в верхнем слое моря.

ПЕРМАНЕНТНЫЙ ПИКНОКЛИН

В нижних слоях моря ($\sigma_\theta > 14 \text{ кг/м}^3$) осредненная (изпикнически) кинетическая энергия уменьшается с глубиной почти на порядок в слое 40–300 м (рис. 6а). При этом ее зависимость от плотности хорошо аппроксимируется линейной функцией $EK = 0.1186 - 0.00685\sigma_\theta$ (рис. 6б – серая

штриховая линия). Доступная потенциальная энергия (EP), штриховая линия на рис. 6, рассчитывалась по соотношению:

$$\langle EP \rangle = 0.5 \langle (\eta - \langle \eta \rangle)^2 \rangle \langle N^2 \rangle, \quad (2)$$

где η – глубина залегания изопикны с фиксированным значением условной плотности (13–

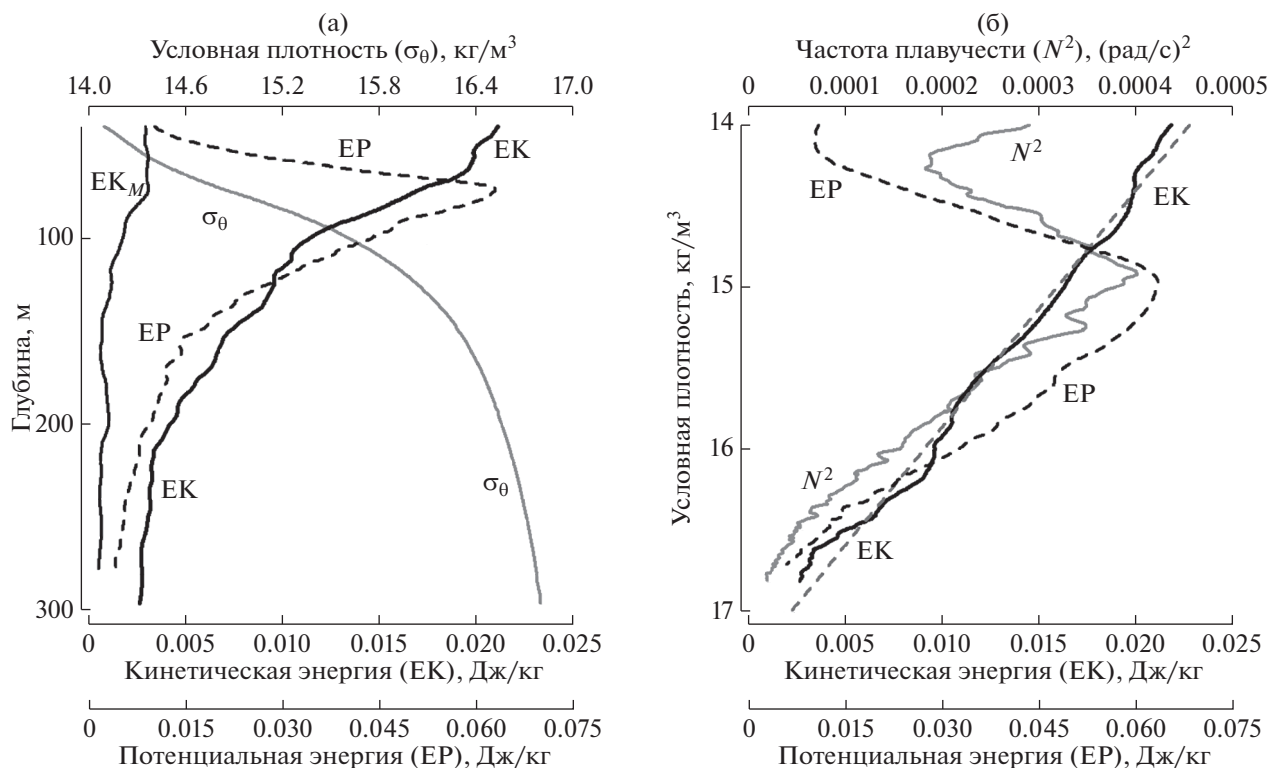


Рис. 6. Изопикнически осредненные профили различных параметров от глубины (а) и условной плотности (б) во всем слое зондирования.

17 кг/м³). Максимум $\langle EP \rangle$ соответствует положению максимума частоты плавучести (рис. 6б) и располагается на глубине ~ 75 м. Значение EP в максимуме примерно в 3 раза превышает максимальное значение EK в рассматриваемом слое. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что доступная потенциальная энергия в районе исследований в основном определяется наклоном изопикнических поверхностей (см. рис. 3а), который вызван циклоническим характером крупномасштабной циркуляции Черного моря, подъемом вод в его центральной части и опусканием вблизи шельфовых склонов [13]. Профиль кинетической энергии среднего потока воды (см. рис. 3б) представлен на рис. 6а тонкой черной линией (EK_M). Отношение $(EK - EK_M)/EK_M$ (грубая оценка отношения энергии мезомасштабных флуктуаций скорости к энергии среднего течения) составляет ~ 5 , что несколько не согласуется с результатами дрейферных экспериментов, дающими значение параметра ≤ 1 [5]. Это обстоятельство может объясняться региональными особенностями и сезонной изменчивостью динамики вод Черного моря.

Вертикальные сдвиги скорости течения в сочетании с частотой плавучести ассоциативно связаны с проблематикой вертикального перемешивания в толще вод Черного моря [4, 8, 11]. На рис. 7а

приведены изопикнически осредненные профили квадрата частоты плавучести и сдвига скорости течения. Положения максимумов и минимумов параметров хорошо согласованы. Профиль среднего числа Ричардсона $\langle Ri \rangle = \langle N^2 \rangle / \langle Sh^2 \rangle$ (рис. 7б) обнаруживает максимум в окрестности минимума частоты плавучести и уменьшается с глубиной. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по соотношению $K_v = 5 \times 10^{-4} / (1 + 3.33 Ri)^{1.5}$ [17] (коэффициент пропорциональности выбран из соображений согласования с результатами работы [4]) приведена на рис. 7б и показывает усиление вертикального перемешивания с глубиной. Более детальное обоснование проблематики оценки параметров вертикального перемешивания по данным мелкомасштабных измерений выходит за рамки статьи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках данной работы представлены основные результаты совместной обработки ансамбля синхронных профилей горизонтальных компонент скорости течения и условной плотности, полученных в центральном районе северной части Черного моря осенью 2016 г. То, что скорости течения в Черном море убывают с глубиной — хорошо известный факт, подтвержденный различны-

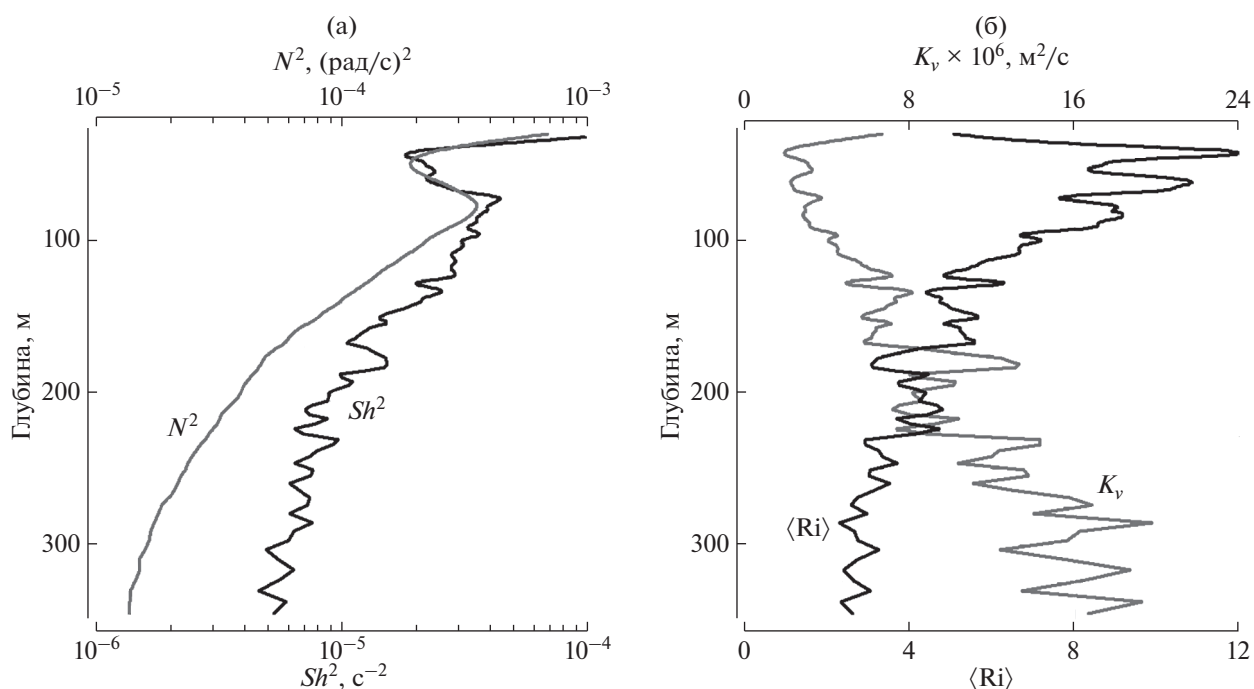


Рис. 7. Изопикнически осредненные профили квадрата частоты плавучести и сдвига скорости течения (а), числа Ричардсона $\langle Ri \rangle$ и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_v (б) во всем слое зондирования.

ми видами натуральных наблюдений, выполненных ранее. Использование совместных LADCP/CTD-измерений, позволило установить взаимосвязь между изопикнически осредненной кинетической энергией и условной плотностью, которая в деятельном слое моря выражается почти линейной зависимостью. В слое сезонного пикноклина наклон зависимости в 2 раза больше, чем в нижних слоях моря (до 300 м), что может объясняться эффективной генерацией внутренних волн на поверхности раздела сред, выводящих часть энергии за область исследований. Для более детального изучения динамических процессов в сезонном пикноклине необходимо проводить измерения с более высоким разрешением по глубине. В целом, изменение осредненной кинетической энергии с глубиной воспринимается как установившийся баланс между скоростью ее поступления в водную среду вследствие ветрового воздействия на поверхность моря, работой различных механизмов ее передачи, трансформации и диссипации по мере проникновения в толщу вод. Более четкого определения природы установленной зависимости на текущий момент авторы не имеют. Аналогичные зависимости наблюдались в окрестности Севастопольского антициклона в мае 2004 г. [9] и в прибрежно-шельфовых водах г. Геленджик по данным зонда-профилографа “Аквалог” 2013–2015 гг. [10], что, возможно, подтверждает автомодельность взаимосвязи динамики вод и плотностной стратификации.

По данным измерений установлено, что в деятельном слое моря отношение осредненного квадрата сдвигов к квадрату частоты плавучести значительно изменяется с глубиной. Положение максимумов сдвигов соответствуют положению максимумов частоты плавучести. Вопросы, связанные с оценкой параметров вертикального турбулентного перемешивания, требуют расширенного обсуждения характерных особенностей мелкомасштабной динамики вод Черного моря [8] и могут быть предметом дальнейшей работы.

Авторы признательны сотрудникам Отдела гидрофизики шельфа МГИ РАН и экипажу НИС “Профессор Водяницкий” за высокое качество выполненных измерений.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по темам № 0827-2018-0002 и № 0827-2018-0004, при частичной поддержке гранта РФФИ № 17-05-41102.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейник Д.Л., Шапиро Г.И., Ми Л.Д., Лемешко Е.М. Опыт измерения скорости течений в черном море с помощью опускаемого акустического профилографа // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 1. С. 141–149.
2. Амбросимов А.К. Пространственно-временная изменчивость характеристик течения в глубоководной части Среднего Каспия // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 1. С. 60–77.

3. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
4. 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. Т. 47. № 3. С. 327–339.
5. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В., Бурдюгов В.М. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сб. статей. М.: Гидрометцентр России, 2010. С. 347–368.
6. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря // Севастополь: Морск. гидрофиз. институт, 2011. 212 с.
7. Маркова Н.В., Багаев А.В. Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профиломеров *Argo* // Морск. гидрофиз. журн. 2016. № 3. С. 26–39.
8. Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным *CTD/LADCP*-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // Морск. гидрофиз. журн. 2014. № 1. С. 58–67.
9. Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А. и др. Структура течений в Черном море по результатам наблюдений *LADCP* в 2004–2014 гг. // Морск. гидрофиз. журн. 2017. № 1. С. 27–42.
10. Морозов А.Н., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Вертикальная структура течений в верхней части континентального склона Черного моря в районе Геленджика // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2017. Т. 53. № 6. С. 718–727.
11. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Деревнин В.А. и др. Заякоренная автоматическая измерительная система “Аквазонд” для вертикального профилирования морской среды // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 297–306.
12. 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. Т. 53. № 2. С. 259–268.
13. Суворов А.М., Шокурова И.Г. Годовая и межгодовая изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море // Морск. гидрофиз. журн. 2004. № 2. С. 29–41.
14. Тумов В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря // Океанология. 1980. Т. 20. № 3. С. 425–431.
15. Firing E., Gordon R. Deep ocean acoustic Doppler current profiling // Proc. IEEE 4th Working Conf. on Current Measurements. MD, IEEE, 1990. P. 192–201.
16. Miles J.W. On the stability of heterogeneous shear flows // J. Fluid Mech. 1961. V. 10. Issue 4. P. 496–508.
17. Munk W., Anderson E. Notes on a theory of the thermocline // J. Mar. Res. 1948. № 3. P. 267–295.
18. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep-Sea Res. Part I. 2016. V. 116. 13 p. (<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>).
19. Polzin K. Statistics of the Richardson Number: Mixing Models and Finestructure // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. № 8. P. 1409–1425.
20. Tuzhilkin V.S. General circulation // Kostianoy A., Kosarev A. (Eds.) The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008. V. 5. Part Q. P. 159–194.

Vertical Structure of the Currents in the Black Sea Northern Part, October 2016

A. N. Morozov, S. V. Fedorov, E. V. Mankovskaya

The results of analysis of hydrological data obtained in the 89th Cruise of R/V “Professor Vodyanitsky” (September 30–October 19, 2016) in central area of the Black sea northern part are presented. The measurements of currents were performed using the Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (*LADCP*) up to depth of 350 m. Examples of current velocity profiles and the density at some stations are given. The averaged characteristics of currents vertical structure in the seasonal and permanent pycnocline are discussed in details. Averaged (isopycnal) kinetic energy (*EK*) shows almost linear dependence on the density (σ_θ): in seasonal pycnocline $EK = 0.2 - 0.013\sigma_\theta$, in permanent pycnocline $EK = 0.12 - 0.007\sigma_\theta$. The interpretation of kinetic energy variability with depth is given. It is shown that the maximum of averaged profile of vertical shear of current velocity corresponds to the depth of seasonal and permanent pycnoclines. The average Richardson number has a value ~ 10 in the upper water layer and decreases with depth, taking the value ~ 3 on depth of 300 m. Estimation of vertical turbulent diffusion coefficient by simplified model shows an increase with depth.