

Экспериментальные и экспедиционные исследования

УДК 551.46.065 (262.5)

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 года

Представлены профили абсолютной скорости течений, полученные зондирующим доплеровским измерителем скорости LADCP. В ходе выполнения экспедиции BSERP-3 измерения проводились в районах Основного Черноморского течения (ОЧТ), антициклонического вихря и северо-западного шельфа. В ядре ОЧТ прослеживается однонаправленное движение вод в слоях ниже основного пикноклина до глубины более 500 м, при этом характерная скорость достигает $0,08 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Показано, что прямое действие вихря распространяется в область шельфа на расстояние более 20 км от его внешнего края и ограничивается изобатой 100 м. В районе взаимодействия антициклонического вихря с неровностями рельефа со стороны шельфа отмечено формирование многослойных вертикальных структур поля скорости течений. В области шельфа до изобаты 100 м отмечается двухслойная структура течений с особенностями в слое формирующегося сезонного пикноклина. Приведены средние по ансамблю профили модуля вертикальных сдвигов течений для глубоководной и шельфовой частей моря. Показано, что в области основного пикноклина сдвиги, вызванные геострофическими течениями и волновыми процессами, соизмеримы. Ниже сдвиги в основном определяются волновыми процессами.

Введение

В северо-западной глубоководной части Черного моря крупномасштабная циркуляция характеризуется Основным Черноморским течением, его меандрами и вихревыми образованиями. Результаты численного моделирования на основе климатических данных дают сглаженную картину циркуляции, но в то же время показывают ощутимое пространственное смещение струи ОЧТ от сезона к сезону [1]. Стандартные гидрологические полигонные съемки выявляют более изменчивые пространственно-временные характеристики динамики вод [2]. В настоящее время прямые измерения скорости течений, объективно характеризующие динамику вод, в основном ограничиваются буйковыми станциями в фиксированной точке района, что позволяет исследовать временную изменчивость. Наилучший способ получить реальное представление о текущей пространственной структуре поля течений в области исследований – прямые измерения профилей течений в ходе выполнения полигонных съемок. Существует небольшое количество океанографических инструментов, позволяющих производить измерение профилей течений с борта дрейфующего судна: это гирлянды точечных измерителей течений [3], зондирующий точечный измеритель течений [4], устанавливаемые на судах аку-

© Е.М. Лемешко, А.Н. Морозов, С.В. Станичный, L.D. Mee, G.I. Shapiro, 2008

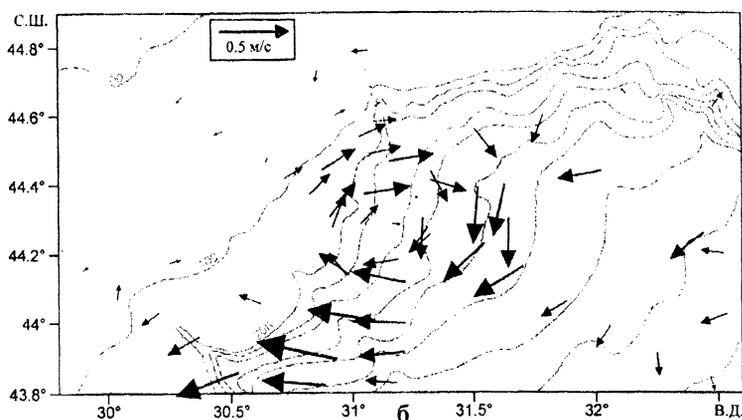
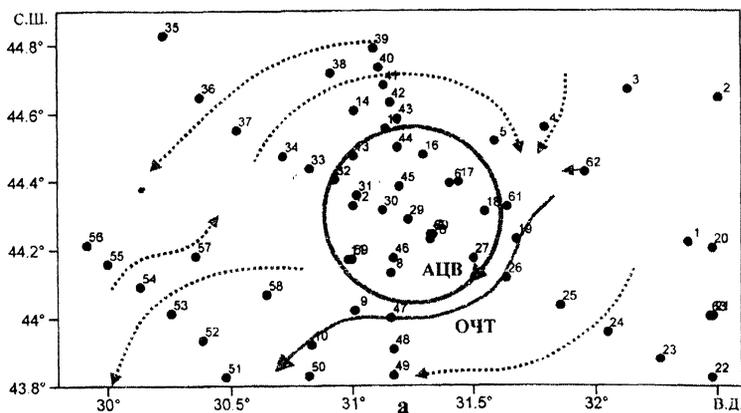
стические измерители профиля течений (*ADCP*) [5] и зондирующий доплеровский измеритель профиля скорости течений (*LADCP*) [6]. Каждый из приборов имеет свои достоинства и недостатки, но каждый из них подвержен воздействию собственных движений на качество получаемой информации. Проблема измерения течений с подвижного носителя до конца не решена, тем не менее использование *LADCP* позволило в некоторой степени компенсировать влияние собственных движений приборов и получить адекватную информацию о распределении течений в толще вод, значительно превосходящей радиус действия прибора с лучшим на сегодняшний день разрешением по глубине. Развитие этого метода измерений началось в 1989 г. [6]. В дальнейшем прибор использовался как штатный в рамках проведения экспедиционных работ по *WOCE* [7], и в настоящее время *LADCP* находит применение при решении широкого круга океанографических задач в различных районах Мирового океана [8, 9].

В рамках выполнения экспедиционной части *GEF Black Sea Ecosystem Recovery Project – RER/01/G33* организаторы предоставили возможность впервые использовать *LADCP* в Черном море, в результате были получены *in-situ* профили естественных течений, обсуждение которых и является предметом данной статьи.

Цель данной работы – расширенное представление на основе натурных данных вертикальной структуры поля течений в области различных динамических объектов циркуляции северо-западной части Черного моря. В первых двух разделах статьи дано краткое описание приборов и условий проведения измерений. В третьем разделе представлены профили течений в ядре ОЧТ и на его периферии, в четвертом рассматривается их вертикальная структура в антициклоническом вихре, в пятом – средний по рейсу профиль вертикальных сдвигов для глубоководной части моря, в шестом – шельфовая зона.

Условия проведения измерений

Измерения проводились 8 – 19 мая 2004 г. в ходе рейса *BSERP-3* на НИС «*Akademik*» Болгарской академии наук. Дважды рейс прерывался из-за кратковременных штормов (1-2 дня, 10 м/с). Детально условия проведения измерений, соответствующие космические снимки и траектории дрейфтеров представлены в отчете по рейсу [10]. Основным объектом исследования являлся антициклонический вихрь и его периферия со стороны открытого моря и шельфа. На рис. 1, *a* приведено расположение выполненных станций (маркеры – номера станций), серыми линиями схематично показана циркуляция вод в районе, построенная на основе работы [11], сплошными линиями обозначены Основное Черноморское течение и антициклонический вихрь, пунктирные линии ограничивают области сонаправленного движения вод. На рис. 1, *b* стрелками показаны векторы средних скоростей течений в верхнем (10 – 50 м) слое моря, серые линии – топография дна (50, 100, 200 м, далее с шагом 200 м).



Р и с. 1. Расположение станций и схема поверхностной циркуляции (а), топография и векторы течений в поверхностном слое (б)

Приборы и обработка данных

Для измерения профилей гидрологических параметров и отбора проб использовался CTD-зонд *Sea Bird 9 +*. Калибровка прибора выполнялась на этапе предрейсовой подготовки, после окончания рейса – на основе отобранных проб. При обработке данных использовалась стандартная программа *SeaSave* с интерполяцией результатов измерений (температура, соленость, условная плотность) на однометровую сетку по глубине.

В качестве измерителя профилей скорости течений использовался *LADCP* [6] на основе *WHM-300 RDI* [12], детально методика измерений и проблемы обработки данных для Черного моря рассмотрены в [13, 14]. Профили течений получены как результат обработки третьей версией программы, адаптированной для условий Черного моря (подход аналогичен [6]). Расчет абсолютных значений скорости течений производился на основе *GPS-и/или*

BottomTrack-данных. Полученные профили не подвергались какому-либо дополнительному редактированию, исключая незначительную фильтрацию для подавления высокочастотных шумов. Оценочное значение систематической составляющей погрешности определения абсолютных скоростей составляет в среднем ~ 3 см/с, минимально разрешаемый масштаб по глубине 20 м.

Основная часть зондирований, выполненных на глубоком море, проводилась до глубины 500 м, в мелководных районах – до дна. Скорость погружения/подъема *Sea Bird* составляла $0,8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, *LADCP* – $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

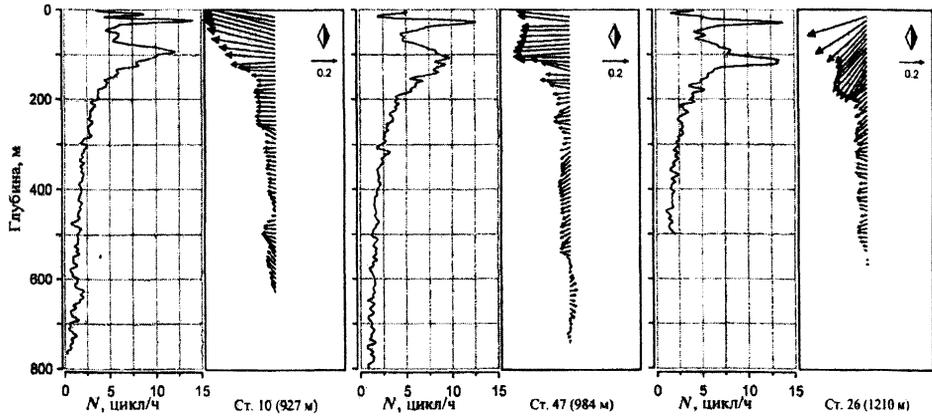
Основное Черноморское течение и его периферия

ОЧТ представляет собой самый мощный циклонический объект в общей картине циркуляции Черного моря, его изучению посвящено большое количество работ, например [15 – 18]. Струя ОЧТ в основном концентрируется в районе свала глубин, и, по разным оценкам, его ширина на поверхности составляет ~ 30 км. Отметим, что экспериментальные исследования основываются в большинстве случаев на *CTD*-данных [15, 17] или данных по течениям с буйковых станций [16], они ориентированы на изучение в большей степени поверхностной циркуляции. По поводу вертикальной структуры поля течений в глубинных слоях моря под струей ОЧТ эпизодически возникают дебаты о возможной двухслойности или о существовании глубоководного противотечения, детально проблема обсуждается в [19]. Материалов прямых измерений вертикальных профилей скорости течений в рассматриваемом районе немного. В [19, 20] представлены результаты, полученные с помощью зондирующего комплекса *OLT* [4], разработанного в МГИ НАН Украины. Измерения захватывают верхний 500-метровый слой. В данных работах отмечается существование противотечения приблизительно в слое основного пикноклина. В [2] представлены результаты изучения горизонтальной и вертикальной структуры поля течений с использованием судового *ADCP* [12] в верхнем 200-метровом слое. Они выявляют сильное меандрирование ОЧТ и вихревые структуры в северо-западном районе, однако не обнаруживают противотечения в рассматриваемом слое.

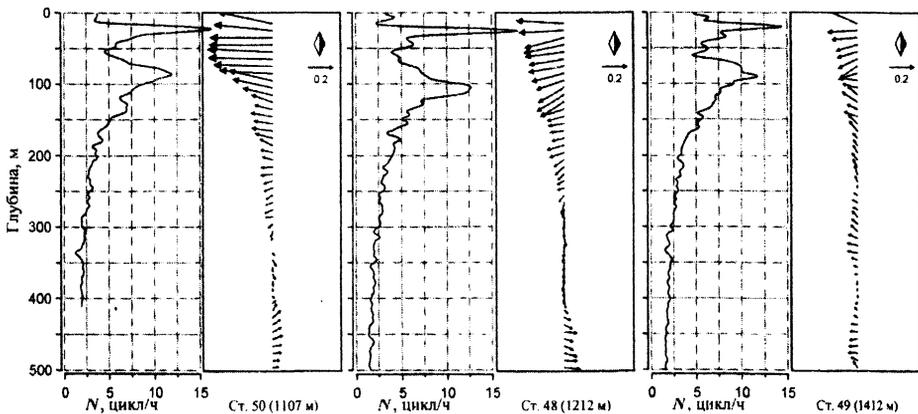
На нескольких станциях полученные профили течений выявляют почти однородный слой ниже основного пикноклина со скоростями $0,05 - 0,08 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, достигающий глубин более 500 м. Оценки горизонтального распределения поля течений в верхнем слое [11], полученные на основе рассматриваемых данных, позволяют предположить, что эти станции находились в ядре ОЧТ (см. рис. 1). На рис. 2 приведены профили течений и частоты плавучести для трех станций в ядре ОЧТ. Они имеют характерные черты: в слое выше основного пикноклина – почти постоянное распределение скорости ($0,5 - 0,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), в слое основного пикноклина – резкое изменение значений; ниже, до 550 – 600 м, значение скорости почти постоянное ($0,05 - 0,07 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). На ст. 47 измерения выполнены до глубины более 700 м, в интервале 600 – 700 м обнаруживается слой с противоположным направлением течения. Это явление может быть временным и иметь волновое происхождение [21].

На рис. 3 приведены профили течений и частоты плавучести для станций, выполненных в области периферии ОЧТ со стороны открытого моря. Стан-

ции 48 и 50 расположены на расстоянии 10 км от ядра ОЧТ, здесь профили показывают наличие переходного слоя на глубине ~ 350 м, где течения изменяют знак на противоположный. При этом сохраняются некоторые черты, аналогичные профилям в ядре ОЧТ. На расстоянии ~ 20 км от ядра ОЧТ (ст. 49) скорость течения значительно меньше. В верхнем слое она достигает $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ по модулю и имеет одинаковое с ОЧТ направление. В нижних слоях профиль имеет волнообразный характер с амплитудой менее $0,04 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.



Р и с. 2. Профили течений и частоты плавучести в ядре ОЧТ



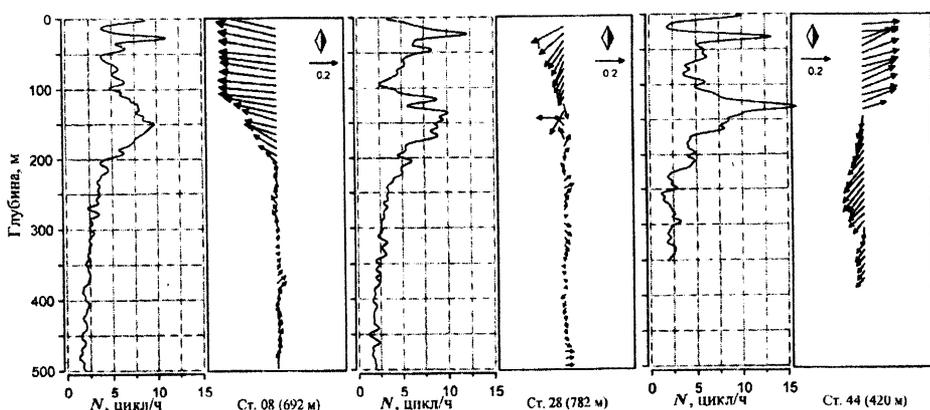
Р и с. 3. Профили течений и частоты плавучести на периферии ОЧТ со стороны открытого моря

В целом для верхней части моря полученные с помощью *LADCP* оценки скорости течений в области ОЧТ совпадают с оценками, приведенными в [2], и выявляют подобные характерные черты горизонтального распределения

течений в ядре ОЧТ и на его периферии. В слоях ниже основного пикноклина приведенные данные не позволяют уверенно подтвердить или опровергнуть наличие противотечения вследствие незначительного количества выполненных измерений, а обнаруженные особенности, подобные противотечению, могут иметь временный характер. Полученные данные позволяют ограничить область возможного существования противотечения: в ядре – ниже 500 м, на его периферии – ниже 350 м.

Антициклонический вихрь

Мезомасштабные антициклонические вихри в северо-западной части Черного моря – часто наблюдаемое явление [16, 22, 23]. Они формируются при обтекании Основным Черноморским течением Крымского п-ова и под влиянием метеорологической ситуации в акватории [2]. В большинстве случаев антициклонические вихри перемещаются в юго-западном направлении, вдоль свала глубин, со средней скоростью волн Россби [24], однако они также могут образовывать квазистабильные дипольные структуры [25, 26]. Антициклонические вихри играют большую роль в процессах горизонтального обмена между шельфом и открытым морем и значительно влияют на экологическую обстановку указанного района [27 – 30]. В данной работе рассматривается ситуация, когда вихрь находился на изгибе рельефа в районе свала глубин, его средний диаметр составлял 55 км (радиус деформации Россби 44 км). На рис. 1, а граница вихря определена областью нулевой завихренности течений в верхнем слое моря. Ее положение и форма представлены схематично, более детально этот вопрос рассмотрен в [11].



Р и с. 4. Профили течений и частоты плавучести в антициклоническом вихре

На рис. 4 приведены характерные профили течений и частоты плавучести, полученные в различных частях антициклонического вихря. В южной части вихря (ст. 8) наблюдается двухслойная вертикальная структура течений. В верхней части моря, от поверхности до основного пикноклина, течение практически однородно, его средняя скорость $\sim 0,4 - 0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, резкое из-

менение скорости наблюдается в пикноклине (100 – 200 м), ниже – волнообразная изменчивость с амплитудой менее $0,05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В центральной части вихря (ст. 28) скорость в верхнем слое ($< 0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) постепенно убывает с глубиной, как и на ст. 8, изменчивость имеет волнообразный характер с амплитудой менее $0,05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Вблизи каньона (ст. 44) профиль течений имеет ярко выраженную двухслойную структуру. В верхнем слое скорость достигает $0,3 - 0,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в нижнем течение меняет направление, а скорость составляет $0,15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Наблюдаемое в нижней части моря течение вызвано взаимодействием антициклонического вихря с рельефом дна, имеющим топографические особенности. Это течение направлено вдоль склона каньона. Аналогичная вертикальная структура течений обнаруживается на ст. 45, более сложная четырехслойная – на ст. 43 в центре каньона, на внешней границе вихря. Двухслойная вертикальная структура в районе каньона также хорошо проявляется в распределении геострофических течений (рис. 8 из работы [14]).

В целом полученные оценки динамики вод в антициклоническом вихре соответствуют оценкам, представленным в [2]: их значения несколько завышены по сравнению с оценками, полученными динамическим методом [14, 18]. Ниже основного пикноклина изменчивость определяется волновыми процессами.

Вертикальные сдвиги скорости течений в глубоководной части моря

Одной из важных характеристик динамики вод, которая может быть измерена с помощью *LADCP*, является профиль вертикальных сдвигов горизонтальных течений. Известно, что вертикальное перемешивание в стратифицированной среде определяется кинетической турбулентной энергией, которая в свою очередь генерируется сдвиговыми напряжениями в течениях [31] и является в основном результатом разрушения внутренних волн [5, 32]. Экспериментальное определение коэффициентов вертикального турбулентного перемешивания и их параметризация [33, 34] – актуальная задача современной океанографии, которая эффективно решается для различных районов Мирового океана с использованием *LADCP* [9, 35].

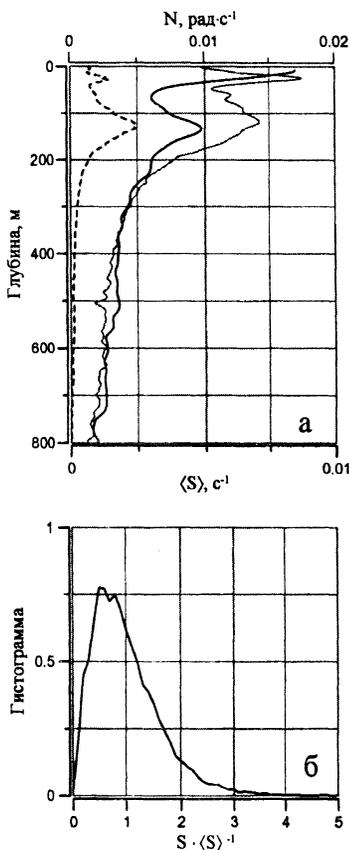
Отдельный профиль скорости течений содержит как составляющие почти устойчивых течений, так и волновые компоненты, находящиеся в определенной фазе, поэтому его интерпретация затруднительна. С целью получения более общего представления о распределении вертикальных сдвигов горизонтальных течений в районе исследований было проведено их осреднение по всему массиву станций на глубинах более 500 м. Под сдвигом понимался его модуль. Проведенное осреднение может быть представлено следующими соотношениями:

$$\langle S \rangle = \langle S(z) \rangle = M^{-1} \sum_{i=1}^M S_i(z), \quad S(z) = \sqrt{S_u^2(z) + S_v^2(z)},$$

$$S_u(z) = \partial U / \partial z, \quad S_v(z) = \partial V / \partial z,$$

где M – общее число станций; i – номер станции; U , V – соответственно меридиональная и широтная компоненты скорости течения. На рис. 5, а показана

ны результирующие осредненные профили. Черная сплошная линия – полученный по данным *LADCP* осредненный профиль $\langle S \rangle$ (нижняя шкала). Серая сплошная линия – осредненный по тем же станциям профиль частоты плавучести $\langle N \rangle$ (верхняя шкала). Штриховая линия – осредненный профиль вертикальных сдвигов геострофических течений (нижняя шкала), расчет которых производился по соседним станциям того же массива. Для компенсации одноконтинентности полученных значений результат умножался на $\sqrt{2}$.



Р и с. 5. Средние профили вертикальных сдвигов течений (черная сплошная), геострофической компоненты (штриховая) и частоты плавучести (серая сплошная) – а, гистограмма отношения сдвигов к среднему значению – б для глубоководной части моря. Пояснения – в тексте

Перед тем как перейти к обсуждению полученных результатов, сделаем небольшое замечание относительно минимально разрешимых *ADCP* масштабов по глубине. Метод, положенный в основу измерения течений, подразумевает объемное осреднение оконного типа по глубине, детально передаточные функции обсуждаются в [35]. В нашем случае вертикальный масштаб с коэффициентом ослабления 0,7 составлял $\sim 20 - 30$ м.

Сопоставление профилей $\langle S \rangle$ и $\langle N \rangle$ показывает повышенную устойчивость стратификации в слое основного пикноклина и выше, соответствующее значение числа Ричардсона $\langle Ri \rangle$ равно 1 ($\langle Ri \rangle = \langle N \rangle^2 \langle S \rangle^{-2}$), с глубиной устойчивость стратификации постепенно уменьшается до характерных значений ~ 3 . В целом по всей глубине наблюдается высокая устойчивость стратификации, соответствующие значения $\langle Ri \rangle$ намного превышают критическую величину 0,25 [36]. Существует большое число работ посвященных исследованию взаимосвязи числа Ричардсона с коэффициентом вертикального турбулентного перемешивания [37], однако рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данной статьи. Небезынтересным было определить вклад в структуру вертикальных сдвигов геострофических и агеострофических составляющих вертикальной изменчивости течений. Сравнение профилей $\langle S \rangle$ и геострофических сдвигов показывает, что

вклад упомянутых составляющих соизмерим лишь в слое основного пикноклина, в нижних слоях явно доминирует агеострофическая составляющая предположительно волновой природы. Без сомнения, полученная оценка не совсем корректна, тем не менее она достаточно адекватно отражает отноше

ние вклада устойчивых течений и волновых составляющих изменчивости в суммарный профиль вертикального сдвига. Таким образом, в слое основного пикноклина вертикальные сдвиги определяются наравне как устойчивыми течениями, так и волновыми процессами, в нижних слоях доминируют волновые процессы.

Процессы вертикального перемешивания имеют случайный характер, собственно разрушение существующей стратификации происходит в ограниченные интервалы времени и локализовано в пространстве [5]. С целью определения вероятности появления сдвигов, соответствующих критическому значению числа Ричардсона (0,25), по всему массиву глубоководных станций была рассчитана нормированная гистограмма (или плотность вероятности) отношения сдвига S к среднему по ансамблю значению $\langle S \rangle$. Поведение кривой (рис. 5, б) при значениях параметра ($x = S\langle S \rangle^{-1}$) более 1,5 аппроксимируется экспоненциальной зависимостью $7e^{-2x}$. Соответствующее критическому Ri значение параметра определяется из соотношения $S^2\langle S \rangle^{-2} = 4 \langle Ri \rangle$. Для характерных значений $\langle Ri \rangle = 4$ (нижний слой моря) вероятность ситуации с Ri меньше критического составляет 10^{-3} , для $\langle Ri \rangle = 9$ (основной пикноклин) – $2 \cdot 10^{-5}$. Полученные результаты не описывают всей картины вертикальных сдвигов и справедливы лишь для ограниченного спектрального окна в пространстве вертикальных волновых чисел.

Вертикальная структура поля течений на шельфе

Для описания вертикальной структуры течений выбраны ст. 32 – 37 на разрезе, наиболее далеко (до 50-метровой глубины) выходящем на шельф (см. рис. 1). Последовательность станций охватывает области от ближайшей периферии антициклонического вихря до удаленных от его края на 60 км районов. На рис. 6 приведены профили абсолютных скоростей течений для каждой станции с указанием глубины в точке измерений (в скобках).

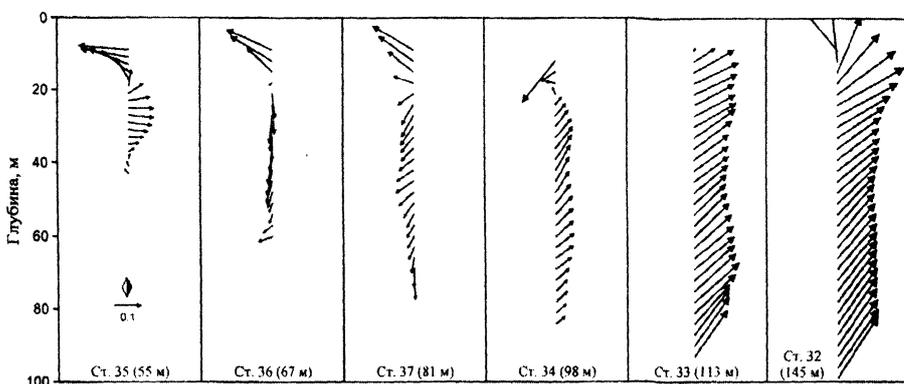
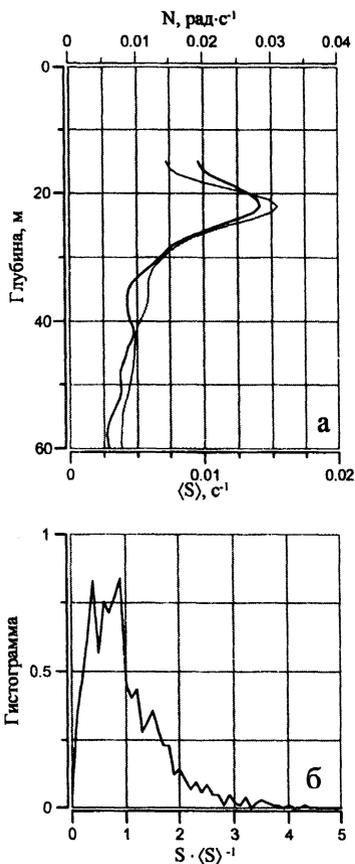


Рис. 6. Профили течений на шельфе

Порядок станций не сохранен, так как они выполнялись с небольшим разрывом по времени вследствие шторма. Отметим, что на всех станциях в

верхнем 30-метровом слое (средняя глубина залегания сезонного термоклина 23 м) наблюдаются значительные изменения по вертикали как модуля, так и направления скорости течения. Изменения скорости течения от станции к станции являются следствием быстрого изменения поля ветра над акваторией: ст. 32 – 34 выполнялись во время развития шторма (скорость ветра, согласно данным *QuikScat*, достигала $12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), ст. 35 – 37 – после шторма (скорость ветра менее $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$).



Р и с. 7. Средние профили вертикальных сдвигов течений и частоты плавучести (а), гистограмма отношения сдвигов к его среднему значению (б) для шельфа

с использованием судового *ADCP* в апреле 1993 г. Кроме того, эти результаты выявляют слой повышенной изменчивости скорости течений в формирующемся сезонном термокline.

Для всех станций, выполненных на мелководье (глубина моря менее 200 м), рассчитан профиль среднего значения модуля сдвига $\langle S \rangle$. На рис. 7, а показаны профили среднего модуля сдвига $\langle\langle S \rangle\rangle$ – черная линия, нижняя

В слое ниже сезонного термоклина для станций, выполненных на периферии вихря (ст. 32 – 34), сохраняется почти постоянное значение скорости течения с небольшими вариациями в придонном слое (прибор позволяет проводить корректные измерения в слое, отдаленном от дна, как минимум на два установленных сегмента глубины [13], придонный 10-метровый слой исключался из рассмотрения). Действие вихря постепенно спадает по мере удаления от его края со средней скоростью $\sim 0,01 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/\text{км}$. Можно приблизительно определить расстояние от края вихря, на котором его прямое действие прекращается, – для рассматриваемого разреза оно составляет $\sim 20 \text{ км}$. Наблюдения, выполненные на других разрезах ст. 39 – 44, 52 – 56, позволяют предположить, что прямое действие крупномасштабных глубоководных процессов (ОЧТ или антициклонического вихря) ограничивается изобатой 100 м. Для станций, выполненных на шельфе (глубина менее 100 м), характерной является скорость $\sim 20 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ в слое выше сезонного термоклина, в нижних слоях она не превысила $10 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$.

Приведенные характерные для шельфа значения скорости течений соответствуют оценкам из [2], получен-

шкала) и частоты плавучести (N – серая линия, верхняя шкала). Полученное среднее значение $\langle Ri \rangle$ составляет ~ 4 по всей толще воды, что значительно превосходит критическую величину 0,25. С другой стороны, $\langle Ri \rangle$ для шельфа в 2,5 раза меньше, чем в глубоководной части моря, что говорит об относительной интенсификации процессов перемешивания на шельфе. Гистограмма вариаций сдвигов относительного среднего значения $S\langle S \rangle^{-1}$ для шельфа (рис. 7, б) подобна полученной для глубоководной части моря.

Заключение

В данной работе представлены *in-situ* профили течений, полученные в области ОЧТ, антициклонического вихря и прилегающего шельфа. Они позволяют детализировать вертикальную структуру поля течений в северо-западной части Черного моря.

Полученные для области ОЧТ результаты подтверждают имеющиеся представления и дополнительно выявляют возможность проникновения ОЧТ до глубин более 500 м в его ядре, при этом характерная скорость течений достигает $0,08 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Однако результаты не позволяют однозначно ответить на вопрос о существовании противотечения под струей ОЧТ.

Основная часть кинетической энергии в области антициклонического вихря сосредоточена в слое выше основного пикноклина, действие вихря на прилегающие воды сохраняется на расстоянии до 20 км и/или ограничивается изобатой 100 м. Взаимодействие вихря с неоднородностями рельефа дна порождает сложные многослойные структуры вертикального распределения течений.

В области открытого моря вертикальная структура поля течений является трехслойной, с особенностями в сезонном термоклине и основном пикноклине.

Осредненная по данным рейса структура вертикальных сдвигов выявляет соизмеримость сдвигов, вызванных геострофическими течениями и волновыми процессами в области основного пикноклина, и доминирующий вклад агеострофических течений за его пределами.

На шельфе процессы перемешивания более интенсивны по сравнению с верхним слоем глубоководной части моря.

Работа выполнена в рамках *GEF Black Sea Ecosystem Recovery Project – RER/01/G33*, при поддержке национального проекта «Океанография» и *NATO SCIENCE PROGRAMME Cooperative Science and Technology Sub-Programme COLLABORATIVE LINKAGE GRANT EST. NUKR. CLG 982285*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демьшев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 28 – 45.
2. Oguz T., Besiktepe S. Observations on the Rim Current structure, CIW, formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. – 1999. – 46. – P. 1733 – 1753.
3. Ефимов В.В., Кушнир В.М., Заикин В.М. Течения и адвективный перенос тепла в Экваториальной Атлантике // Океанографические исследования в тропической зоне Атлантического океана. Т.3. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – С. 17 – 28.

4. Дроздов А.Е., Кушнир В.М. Комплекс гидрофизический зондирующий для океанографических исследовательских судов // Записки по гидрографии. – 1991. – № 226. – С. 49 – 57.
5. 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.
6. Firing E., Gordon R. Deep ocean acoustic Doppler current profiling // Proc. IEEE Fourth Working Conf. on Current Measurements, MD. – 1990. – P. 192 – 201.
7. Firing E. Lowered ADCP developments and use in WOCE // WOCE Newsletter. – WOCE International Project Office, Southampton, United Kingdom. – 1998. – №30. – P. 10 – 13.
8. Visbeck M. Deep velocity profiling using Lowered Doppler Current Profilers: Bottom track and inverse solutions // J. Atmos. Ocean. Technol. – 2002. – 19. – P. 794 – 807.
9. Naveira Garabato A.C., Oliver K.I.C., Watson A.J. Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas // J. Geophys. Res. – 2004. – 109, C12010. – P. 1 – 9.
10. www.research.plymouth.ac.uk/shelf/projects/Black_sea/C_S_BSERP3_final.pdf
11. Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Использование *Self Contained ADCP* для проведения измерений с борта судна: методические вопросы и физические результаты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – № 13. – С. 425 – 432.
12. www.rdinstruments.com
13. 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, 2004. – № 12. – С. 457 – 476.
14. 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.
15. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. – М.: Наука, 1968. – 136 с.
16. Богатко О.Н., Богославский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.Е. Поверхностные течения в Черном море // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1979. – С. 25 – 33.
17. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 240 с.
18. Oguz T., Latun V.S., Latif M. A. et al. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea // Deep-Sea Res. – 1993. – 40, №8. – P. 1597 – 1612.
19. Bulgakov S.N., Kushnir V.M. Vertical structure of the current field in the Northern Black Sea // Oceanologica Acta. – 1996. – 19. – P. 513 – 522.
20. Еремеев В.Н., Кушнир В.М. Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море // Океанология. – 1996. – 36, № 1. – С. 13 – 19.
21. Богославский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е. Особенности инерционных течений Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 58 – 68.
22. Neumann G. Die absolute topografie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres // Ann. Hydrogr. Maritimen Meteorol. – 1942. – 70. – P. 265 – 282.
23. Oguz T., La Violette P.E., Unluata U. The upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations // J. Geophys. Res. – 1992. – 10, № 3. – P. 12569 – 12584.
24. Stanichny S., Ratner Yu., Soloviev D. et al. Remote sensing of the Black Sea – mesoscale processes and interannual variability // Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 1st Biannual Scientific Conference «Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond», Istanbul, Turkey (8 – 10 May 2006). – P. 178.
25. Гинзбург А.И., Контар Е.А., Костяной А.Г. и др. Система мезомасштабных вихрей над свалом глубин в северо-западной части Черного моря летом 1993 (космические и судовые данные) // Океанология. – 1998. – 38, № 1. – С. 56 – 63.
26. Гинзбург А.И. Горизонтальные обменные процессы в приповерхностном слое Черного моря // Исследования Земли из космоса. – 1994. – № 2. – С. 75 – 83.
27. Латун В.С. Влияние антициклонических вихрей на водообмен между северо-западным мелководьем и глубоководной частью Черного моря // Комплексные экологические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1995. – С. 37 – 47.

28. *Sur H.I., Ozsoy E., Ilyin Y.P. et al.* Coastal-deep ocean interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts // *J. Mar. Syst.* – 1996. – 7. – P. 293 – 320.
29. *Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Soloviev D.M., Stanichny S.V.* Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer // *Satellites, Oceanography and Society* / Ed. by David Halpern. – 2000. – P. 273 – 287.
30. *Еремеев В.Н., Латун В.С., Совга Е.Е.* Влияние антропогенных загрязнителей и путей их переноса на экологическую обстановку в северо-западном районе Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2001. – № 5. – С. 41 – 55.
31. *Боуден К.* Физическая океанография прибрежных вод. – М.: Мир, 1988. – 326 с.
32. *Garrett C., Munk W.* Space-time scales of internal waves: a progress report // *J. Geophys. Res.* – 1975. – 80, №. 3. – P. 291 – 297.
33. *Gregg M.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *Ibid.* – 1989. – 94. – P. 9686 – 9698.
34. *Polzin K.L., Toole J.M., Smitt R.W.* Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *J. Phys. Oceanog.* – 1995. – 25. – P. 306 – 328.
35. *Polzin K., Kunze E., Hummon J. et al.* The fine scale response of lowered ADCP velocity profiles // *J. Atmos. Ocean. Technol.* – 2002. – 19. – P. 205 – 224.
36. *Miles J.W.* On the stability of heterogeneous shear flows // *J. Fluid Mech.* – 1961. – 10. – P. 496 – 508.
37. *Gregg M. C.* Diapycnal mixing in the thermocline: A Review // *J. Geophys. Res.* – 1987. – 92, № C5. – P. 5249 – 5286.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
University of Plymouth, UK

Материал поступил
в редакцию 20.04.07
После доработки 01.08.07

ABSTRACT Profiles of the absolute current velocity obtained by the Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) are presented. During the experiment BSERP-3 the measurements were carried out in the regions of the Rim current, the anti-cyclonic eddy and the northwestern shelf. A unit-directional motion is observed in the Rim current core in the layers below the pycnocline up to 500 m and more, the typical velocity value achieves 0.08 ms^{-1} . It is shown that the eddy direct forcing propagates to the shelf for more than 20 km from its external edge and is limited by a 100m-isobath. In the region where the anti-cyclonic eddy interacts with the relief roughness, formation of multi-layer vertical structures of the current velocity field is noted. In the shelf region a two-layer vertical current structure with peculiarities (analyzed using current shears) in a forming seasonal pycnocline is observed up to the 100m-isobath. The ensemble-averaged profiles of a module of current vertical shears are given for the deep-water and the shelf parts of the sea. It is shown that in the main pycnocline area the shears induced by geostrophic currents are commensurable with those induced by the wave processes. Below the pycnocline the shears are basically conditioned by the wave processes.