

2008

# Vertical structure of the field of current velocities in the northwest part of the Black Sea based on the LADCP data for May 2004

Lemeshko, EM

<http://hdl.handle.net/10026.1/9731>

---

10.1007/s11110-009-9029-7

Physical Oceanography

Springer

---

*All content in PEARL is protected by copyright law. Author manuscripts are made available in accordance with publisher policies. Please cite only the published version using the details provided on the item record or document. In the absence of an open licence (e.g. Creative Commons), permissions for further reuse of content should be sought from the publisher or author.*

Lemeshko E., Morozov A., Stanichny S.\*

Mee L.D., Shapiro G.I.\*\*

“Vertical structure of the current velocity field in North-Western part  
of the Black sea by the LADCP data measurements, May, 2004”

*Annotation.* Profiles of the absolute current velocity obtained by means of Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) are presented in the paper. During implementation of BSERP-3 expedition, measurements of the current profile were carried out in region of Rim current, anticyclonic eddy and North-Western shelf. Unit-directional water motion was observed in Rim current core in layers below the main pycnocline deeper 500 meter depth with typical velocity value achieved  $0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . It is shown that direct eddy forcing spreads into the shelf interior on distance more than 20 km from its external edge and it is limited by 100m isobath. In region of anticyclonic eddy interaction with relief roughness it is noted a formation of multilayer vertical structures of the current velocity field in adjacent part of the shelf. On shelf region till 100m isobath two-layers vertical structure of current with peculiarities in layer of forming pycnocline. Features of vertical structures of field velocity are analyzed by current shear. Profiles of module of the vertical current shear averaged by ensemble are given for the deep-water and shelf part of the sea. It is shown that vertical shears for the deep sea are proportion to shears induced by geostrophic current and wave processes in main pycnocline area. Below the main pycnocline layer shears are determined basically by the waves processes.

\**Морской гидрофизический институт НАНУ, Украина, Севастополь*

\*\* *University of Plymouth, UK*

### *Введение.*

В северо-западной глубоководной части Черного моря крупномасштабная циркуляция характеризуется Основным черноморским течением (ОЧТ), его меандрами и вихревыми образованиями. Результаты численного моделирования на основе климатического данных дают сглаженную картину циркуляции, но, тем не менее, 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 – это прямые измерения профилей течений в ходе выполнения полигонных съемок. Существует небольшое количество океанографических инструментов, позволяющих производить измерение профилей естественных течений с борта дрейфующего судна – это гирлянды точечных измерителей течений [3], зондирующий точечный измеритель течений [4], устанавливаемые на судах акустические 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 получать 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 году [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 использо-

вать LADCP в Черном море, в результате были получены in-situ профили естественных течений, обсуждение которых и является предметом данной статьи.

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

#### *Условия проведения измерений.*

Измерения проводились с 8 по 19 мая 2004 года, в ходе рейса BSERP-3, 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, как со стороны открытого моря, так и со стороны шельфа. На рисунке 1, в верхней части, представлено расположение выполненных станций (маркеры - номера станций), серыми линиями схематично представлена циркуляция вод в районе, построенная на основе работы [11], сплошными линиями обозначены основное черноморское течение (ОЧТ) и антициклонический вихрь (АЦ), пунктирные линии ограничивают области сонаправленного движения вод. В нижней части рисунка 1 стрелками представлены векторы средних скоростей течений в верхнем (10-50 м) слое моря и серыми линиями представлена топография дна (50, 100, 200, далее с шагом через 200 м). Схема станций и поверхностной циркуляции в районе исследований приведена для удобства восприятия представляемой далее по тексту информации.

#### *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, и после окончания рейса на основе отобранных проб. Обработка

данных производилась стандартной программой SeaSoft, с интерполяцией результатов измерений (температура, соленость, условная плотность) на 1-метровую 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 работах [13, 14]. В настоящее время проблемные вопросы частично решены, и представляемые 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 около 3 см/с, минимально разрешаемый масштаб по глубине 20 м.

Основная часть зондирований выполненных на глубоком море производилась 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 (ОЧТ) и его периферия.*

ОЧТ представляет собой самый мощный циклонический объект в общей картине циркуляции вод Черного моря, изучению которого 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 около 30 км. Отметим, что экспериментальные исследования основываются в большинстве случаев на STD данных [15 – 17] или данных по течениям с буйковых станций [18], и ориентированы на изучение в большей степени поверхностной циркуляции. Относительно вопроса вертикальной структуры поля течений в глубинных слоях моря, в области ОЧТ, эпизодически возникают дебаты о возможной двухслойности или о существовании глубоководного противотечения, детально проблема обсуждается в [19]. Прямых измерений вертикальных профилей скорости течений с борта судна в рассматриваемом районе в литературе представлено небольшое ко-

личество. В работах [19, 20] представлены результаты, полученные с помощью зондирующего комплекса OLT [4], разработанного в МГИ НАНУ. Измерения захватывают верхний 500 метровый слой. В данных работах констатируется существование противотечения приблизительно в слое основного пикноклина. В работе [2] представлены результаты изучения горизонтальной и вертикальной структуры поля течений с использованием судового ADCP [12], захватывающие верхний 200 метровый слой моря. Представленные в работе данные выявляют сильное меандрирование ОЧТ и вихревые структуры в северо-западном районе, однако не обнаруживают наличия противотечения в рассматриваемом слое.

При обработке данных LADCP были выявлены несколько станций, где полученные профили абсолютных течений показали наличие почти однородного (по течению) слоя ниже основного пикноклина со значительными скоростями ( $0.05 - 0.08 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) и достигающего глубин более 500 м. Оценки горизонтального распределения поля течений в верхнем слое представленные в [11], полученные на основе рассматриваемых данных, позволяют предположить, что эти станции были выполнены в ядре ОЧТ (см. рис. 1). На рисунке 2 представлены профили течений и частоты Брента-Вяйсаля для трех станций, предположительно выполненных в ядре ОЧТ. Представленные профили имеют характерные черты: в слое выше основного пикноклина почти постоянное распределение, значения скоростей от  $0.5$  до  $0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ; в слое основного пикноклина резкое изменение значений; и до глубины  $550 - 600$  м слой с почти постоянным значением скорости  $0.05 - 0.07 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . На станции 47 измерения были выполнены до глубины более 700 м, где между  $600 - 700$  м обнаруживается слой с противоположным направлением течения, однако он может иметь временный характер волнового происхождения, вызванный, например инерционными колебаниями [21]. На рисунке 3 представлены профили течений и частоты Брента-Вяйсаля для станций выполненных в области периферии ОЧТ со стороны открытого моря. Станции 48 и 50 выполнены в пределах 10 км от ядра ОЧТ, здесь профили обнаруживают наличие переходного слоя на глубине около 350 м где течения изменяют знак на противоположный, при этом сохраняются некоторые черты аналогичные профилям, полученным в ядре ОЧТ. Станция 49, выполненная на расстоянии около 20 км от ядра ОЧТ, показывает значительно меньшие значения скорости. В верхнем слое скорости течений достигают  $0.2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  по модулю и

имеют одинаковое с ОЧТ направление. В нижних слоях профиль имеет волнообразный характер с амплитудой менее  $0.04 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , его изменчивость имеет, вероятно, волновое происхождение.

В целом для верхней части моря полученные посредством LADCP оценки скоростей 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 ни уверенно подтвердить наличие противотечения ни опровергнуть из-за 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 в пределах 10 км от ядра в сторону открытого моря, ниже 350 м, что может быть полезным при выполнении экспедиционных работ, направленных на исследование этой проблемы.

#### *Антициклонический вихрь.*

Мезомасштабные антициклонические вихри в северо-западном районе Черного моря часто наблюдаемое явление [16, 22, 23]. Они могут формироваться как на западной, так и на восточной стороне Крымского полуострова вследствие взаимодействия ОЧТ с геометрическими и топографическими особенностями рельефа и/или под управлением метеорологической ситуации в акватории [2]. В большинстве случаев АЦ перемещаются в юго-западном направлении, вдоль свала глубин, со средней скоростью характерной волнам Россби [24], однако также могут образовывать квазистабильные дипольные структуры [25]. АЦ играют значительную роль в процессах горизонтального обмена между шельфом и открытым морем и значительно влияют на экологическую обстановку в рассматриваемом районе [27 – 30]. В данной работе наблюдается ситуация, когда вихрь находился на изгибе рельефа в районе свала глубин. Средний диаметр вихря составлял 55 км (радиус деформации Россби для глубины моря 1000 м – 44 км). На рисунке 1 граница вихря представлена областью нулевой завихренности течений в верхнем слое моря, её положение и форма представлены схематично, более детально этот вопрос рассмотрен в [11].

На рисунке 4 представлены характерные профили течений и частоты Брента-Вяйсаля, полученные в различных частях АЦ. В южной части вихря (станция 8)

наблюдается двухслойная вертикальная структура течений. В верхней части моря от поверхности до основного пикноклина практически однородное течение со средней скоростью порядка  $0.4 - 0.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , резкое изменения значения скорости в пикноклине ( $100 - 200 \text{ м}$ ), без существенного изменения направления, ниже наблюдается волнообразная изменчивость с амплитудой менее  $0.05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Для центральной части (станция 28) значения скорости в верхнем слое менее  $0.2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , и постепенно убывают с глубиной, как и для станции 8, проявляя волнообразную изменчивость с амплитудой менее  $0.05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Станция 44 выполнена вблизи каньона, и профиль течений имеет ярко выраженную двухслойную структуру. В верхнем слое скорость течений достигает  $0.3 - 0.4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . В нижних слоях течение меняет направление, а значение скорости достигает  $0.15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Наблюдаемое в нижней части моря течение, вероятно вызвано взаимодействием АЦ с небольшими (по отношению к размеру вихря) топографическими особенностями рельефа дна и приблизительно направлено вдоль склона каньона. Аналогичная вертикальная структура течений обнаруживается на станции 45, и более сложная четырехслойная – на станции 43, выполненной в центре каньона на внешней границе АЦ (здесь не приводятся). Двухслойная вертикальная структура течений в районе каньона, также хорошо проявляется в распределении геострофических скоростей (рис. 8, [14]).

В целом полученные посредством LADCP оценки динамики вод в антициклоническом вихре соответствуют оценкам представленным в [2], и также дают несколько завышенные значения по отношению к оценкам, полученным динамическим методом [2, 14, 18]. В слоях моря ниже основного пикноклина данные LADCP в значительной степени определяются волновыми процессами, что не позволяют однозначно выделить составляющие почти устойчивых течений.

#### *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 энергией турбулентности, которая в свою очередь генерируются 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] представляется актуальной задачей 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 на определенной фазе развития, поэтому его интерпретация затруднительна. С целью получить более общее представление о распределении вертикальных сдвигов горизонтальных течений в районе исследований, было проведено усреднение сдвигов по всему массиву станций, выполненных на глубинах моря более 500 м. Под сдвигом понимался его модуль, и проведенное усреднение может быть представлено соотношениями:

$$\langle S \rangle = \langle S(z) \rangle = M^{-1} \cdot \sum_{i=1}^M S_i(z), \quad i - \text{номер станции},$$

$$S(z) = \sqrt{S_u^2(z) + S_v^2(z)}, \quad S_u(z) = \partial U / \partial z, \quad S_v(z) = \partial V / \partial z$$

где  $M$  – общее число станций,  $U$ ,  $V$  – соответственно меридиональная и широтная компоненты скорости течения. На рисунке 5, в верхней части представлены результирующие усредненные профили. Черная сплошная линия – полученный по данным LADCP усредненный профиль  $\langle S \rangle$  (нижняя шкала). Серая сплошная линия – усредненный по тем же станциям профиль частоты Брента-Вяйсаля  $\langle M \rangle$  (верхняя шкала,  $\langle \dots \rangle$  – оператор усреднения по ансамблю). Черная пунктирная линия – усредненный профиль вертикальных сдвигов геострофических течений (нижняя шкала), расчет которых производился по соседним станциям того же массива, результат умножался на  $\sqrt{2}$ , для компенсации однокомпонентности полученных значений.

Перед тем как перейти к обсуждению полученных в данном разделе результатов сделаем небольшое замечание относительно минимально разрешимых ADCP масштабов по глубине. Метод, положенный в основу измерения течений подразумевает объемное усреднение оконного тина по масштабам глубины пропорциональным установленному сегменту измерения, детально передаточные функции обсуждается, например в [5]. В нашем случае, вертикальный масштаб с коэффициентом ослабления 0.7 составлял около 20 – 30 м. Таким образом, приводимые вертикальные сдвиги получены для ограниченного пространственного спектрального окна со

стороны больших вертикальных волновых чисел, соответствующих длине волны менее 25 м.

Сопоставление профилей  $\langle S \rangle$  и  $\langle N \rangle$  показывает повышенную устойчивость стратификации в слое основного пикноклина и выше, соответствующее значение числа Ричардсона  $\langle Ri \rangle \approx 10$  ( $\langle Ri \rangle = \langle N \rangle^2 \cdot \langle S \rangle^{-2}$ ), с глубиной устойчивость стратификации постепенно уменьшается, до характерных значений  $\langle Ri \rangle \approx 3$ . В целом по всей глубине наблюдается высокая устойчивость стратификации, соответствующие значения  $\langle Ri \rangle$  значительно превышают критическую величину 0.25 [37]. Существует большое число работ посвященных исследованию взаимосвязи числа Ричардсона с коэффициентом вертикального турбулентного перемешивания [38], 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, достаточно адекватно отражает отношение вклада устойчивых течений и волновых составляющих изменчивости в суммарный профиль вертикального сдвига. Основным вывод, который можно сделать это то, что в слое основного пикноклина вертикальные сдвиги определяются наравне как устойчивыми течениями, так и волновыми процессами, в нижних слоях Черного моря в этом смысле 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 определить вероятность 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  $\langle S \rangle$ . Предварительно мы убедились в том, что для разных интервалов глубины формы гистограмм почти совпадают. График представленный в нижней части рисунка 5 – гистограмма, справедливая для всех глубин. Поведение кривой при значениях параметра ( $x = S \cdot \langle S \rangle^{-1}$ ) более 1.5 хорошо описывается экспо-

ненциальной зависимостью  $7 \cdot e^{-2x}$ . Соответствующее критическому  $Ri$  значение параметра определяется из соотношения  $S^2 \cdot \langle S \rangle^2 = 4 \cdot \langle Ri \rangle$ . Для характерных значений  $\langle Ri \rangle = 4$  (нижний слой моря) вероятность ситуации со значением  $Ri$  меньше критического составляет  $10^{-3}$ , для  $\langle Ri \rangle = 9$  (основной пикноклин) –  $2 \cdot 10^{-5}$ . Отметим что, полученные результаты не описывают всей картины вертикальных сдвигов и справедливы лишь для оговоренного спектрального окна в области вертикальных волновых чисел.

#### *Вертикальная структура поля течений на шельфе.*

Для представления вертикальной структуры течений на шельфе выбраны станции 32 – 37, выполненные на разрезе наиболее далеко (до 50 метровой глубины моря) выходящем на шельф (см. рис. 1). Последовательность станций охватывает области ближайшей периферии антициклонического вихря и удаленные от его края на более чем 60 км. На рисунке 6 представлены профили абсолютных скоростей течений для каждой из станций, с указанием глубины моря в точке проведения измерений (в скобках). Порядок станций не сохранен, так как они выполнялись с небольшим разрывом по времени из-за шторма. Отметим, что на всех станциях в верхнем 30-метровом (средняя глубина залегания сезонного термоклина 23 м) слое наблюдаются значительные изменения (по вертикали) как модуля, так и направления скорости течения. Изменения скорости течения от станции к станции в этом слое, очевидно, являются следствием быстрого изменения поля ветра над акваторией, станции 32 – 34 выполнялись во время развития шторма (скорость ветра по данным QuikScat достигала 12 м/с), соответственно станции 35 – 37 выполнялись после шторма (скорость ветра менее 4 м/с).

В слое ниже сезонного термоклина для станций соответствующих периферии вихря (ст. 32 – 34) сохраняется почти постоянное значение скорости течения с небольшими вариациями в придонном слое. Сделаем небольшое замечание относительно использования ADCP для измерения течений в придонном слое – прибор позволяет проводить корректные измерения в слое отдаленном от дна как минимум на два установленных сегмента глубины [13], в нашем случае придонный 10-метровый слой исключался из рассмотрения. Действие вихря постепенно спадает по мере удаления от его края со средней скоростью порядка  $0.01 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} / \text{км}$ . Можно приблизительно определить расстояние от края вихря, на котором его прямое дей-

ствии прекращается, для рассматриваемого разреза оно составляет около 20 км. Наблюдения, выполненные на других разрезах ст. 39 – 44, ст. 52 – 56 позволяют предположить, что прямое действие крупномасштабных глубоководных процессов (ОЧТ или АЦ) ограничивается пределом глубины моря 100 метров. Для станций выполненных на шельфе (глубины моря менее 100 м), характерным является скорость порядка  $20 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$  в слое выше сезонного термоклина, в нижних слоях скорость не превосходит  $10 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$  и на ряде станций проявляет значительную изменчивость в придонной области.

Приведенные характерные для шельфа скорости течений соответствуют оценкам, полученным с использованием судового ADCP, в рассматриваемом районе, в апреле 1993 года [2]. Небольшое отличие полученных результатов от представленных в работе [2], заключается в наличии слоя повышенной изменчивости скорости течений на уровне формирующегося сезонного термоклина. На качественном уровне повышенные значения вертикальных сдвигов в слое скачка температуры можно обнаружить на рисунке 6.

Для получения количественной оценки для всех станций выполненных на мелководье (глубина моря менее 200 м) был рассчитан профиль среднего значения модуля сдвига  $\langle S \rangle$  аналогично прошлому разделу. На рисунке 7 в верхней части представлены профили среднего модуля сдвига ( $\langle S \rangle$  - черная линия, нижняя шкала) и частоты Брента-Вяйсаля ( $N$  – серая линия, верхняя шкала). Полученное среднее значение  $\langle Ri \rangle$  составляет около 4 по всей толще воды и значительно превосходит критическую величину 0.25. С другой стороны  $\langle Ri \rangle$  для шельфа в 2.5 раза меньше соответствующего значения для глубоководной части моря, что говорит об относительной интенсификации процессов перемешивания на шельфе. Гистограмма вариаций сдвигов относительного среднего значения  $S\cdot\langle S \rangle^{-1}$ , приведенная в нижней части рисунка 7, подобна соответствующей гистограмме, полученной для глубоководной части моря.

#### *Заключение.*

В данной статье представлены in-situ профили течений, полученные в области таких элементов циркуляции как ОЧТ, АЦ и прилегающего шельфа, позволяющие детализировать вертикальную структуру поля скорости течений в северо-западной части Черного моря:

- В области ОЧТ полученные результаты совпадают с имеющимися представлениями, и в дополнение выявляют возможность проникновения ОЧТ до глубин более 500 метров в его ядре, при этом характерная скорость течений достигает  $0.08 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Полученные данные не позволяют однозначно ответить на вопрос о существовании противотечения под струей ОЧТ.

- В области АЦ – основная часть кинетической энергии сосредоточена в слое выше основного пикноклина, действие вихря на прилегающие воды сохраняется на расстояниях до 20 км и/или ограничивается глубиной моря 100 м. Взаимодействие вихря с неоднородностями рельефа дна порождает сложные многослойные структуры вертикального распределения течений.

- В области открытого моря вертикальная структура поля скорости течений представляется трехслойной с особенностями в сезонном термоклине и основном пикноклине. На шельфе – двухслойная структура, с особенностью в сезонном термоклине.

- Усредненная по данным рейса структура вертикальных сдвигов показывает для глубокого моря соизмеримость сдвигов вызванных геострофическими течениями и волновыми процессами в области основного пикноклина, и доминирующий вклад волновых процессов за его пределами.

- На шельфе процессы перемешивания более интенсивны по отношению к верхнему слою в 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., 2005: “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, № 6, 28-45.
2. Oguz T., Besiktepe S., 1999: “Observations on the Rim Current structure, CIW, formation and transport in the western Black Sea”, Deep-Sea Research I, vol. 46, pp. 1733 – 1753.
3. Ефимов В.В., Кушнир В.М., Заикин В.М., 1982: Течения и адвективный перенос тепла в Экваториальной Атлантике, Океанографические исследования в тропической зоне Атлантического Океана Т.Э., Л., Гидрометеиздат, с. 17 – 28.
4. Дроздов А.Е., Кушнир В.М., 1991: Комплекс гидрофизический зондирующий для океанографических исследовательских судов, Записки по гидрографии, № 226, с. 49 – 57.
5. Alford M.H., Gregg M.C., 2001: “Near-inertial mixing: Modulation of shear, strain and microstructure at low latitude”, J. of Geophysical Research, vol. 106, № C8, pp. 16947 – 16968.
6. Firing, E., Gordon R., 1990: “Deep ocean acoustic Doppler current profiling”, Proc. IEEE Fourth Working Conf. on Current Measurements, MD, IEEE, 192-201.
7. Firing, E., 1998: Lowered ADCP developments and use in WOCE, WOCE Newsletter, No. 30, WOCE International Project Office, Southampton, United Kingdom, 10-13.
8. Visbeck M., 2002: Deep Velocity profiling Using Lowered Doppler Current Profilers: Bottom Track and Inverse Solutions, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, V 19, p. 794 – 807.
9. Naveira Garabato A.C., Oliver K.I.C., Watson A.J., 2004: “Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas”, Journal of Geophysical Research, vol. 109, C12010, p1-9.
10. [www.research.plymouth.ac.uk/shelf/projects/Black\\_sea/C\\_S\\_BSERP3\\_final.pdf](http://www.research.plymouth.ac.uk/shelf/projects/Black_sea/C_S_BSERP3_final.pdf)

11. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., 2005*: “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 НАНУ, № 13, с. 425 – 432.
12. *www.rdinstruments.com*
13. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., 2004*: “Опыт использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в условиях Черного моря”. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Севастополь МГИ НАНУ, № 12, с. 457 – 476.
14. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., 2006*: “Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в условиях Черного моря”. Морской гидрофизический журнал, № 4, с. 31-48.
15. *Филиппов Д.М., 1968*: “Циркуляция и структура вод Черного моря”, Москва, Наука, 136 с.
16. *Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беяков Ю.М., Иванов Р.Е., 1979*: “Поверхностные течения в Черном море”, в кн. Комплексные исследования, Морской гидрофизический институт, Севастополь, Украина, 25 -33.
17. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С., 1984*: “Изменчивость гидрофизических полей Черного моря”, Ленинград, Гидрометеиздат, 240 с.
18. *Oguz T., Latun V.S., Latif M. A., Vladimirov V.V., Sur H.I., Merkov A.A., Ozsoy E., Kotovshchikov V.V., Ereemeev V.V., and Unluata U. , 1993* : “Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea”, Deep-Sea Research, 40, 1597-1612.
19. *Bulgakov S.N., Kushnir V.M., 1996*: “Vertical structure of the current field in the Northern Black Sea”, Oceanologica Acta, 19, 513 -522.
20. *Еремеев В.Н., Кушнир В.М., 1996*: “Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море”, Океанология, Т. 36, № 1, с. 13 – 19.
21. *Богуславский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е. , 1996*: “Особенности инерционных течений Черного моря”, Морской гидрофизический журнал, № 3, с. 58-68.
22. *Neumann G., 1942*: “Die absolute topografie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres”, Ann. Hydrogr. Maritimen Meteorol., 70, p. 265 – 282.

23. *Oguz T., LaViolette P.E., Unluata U., 1992* :“The upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations”, *J. Geophysical Res.*, 97, 12569 – 12584.

24. *Stanichny S., Ratner Yu., Soloviev D., Stanichnaya R, Suslin V, 2006* : “Remote sensing of the Black Sea – mesoscale processes and interannual variability”, Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 1<sup>st</sup> 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., Кривошеева В.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В., Лантев С.Ю., 1998*: “Система мезомасштабных вихрей над свалом глубин в северо-западной части Черного моря летом 1993 (космические и судовые данные)”, *Океанология*, 38, 56 – 63.

26. *Гинзбург А.И., 1994*: “Горизонтальные обменные процессы в приповерхностном слое Черного моря”, *Исследования Земли из Космоса*, 2, 75 – 83.

27. *Латун В.С., 1995*: “Влияние антициклонических вихрей на водообмен между северо-западным мелководьем и глубоководной частью Черного моря”, *Комплексные экологические исследования Черного моря, Севастополь, МГИ НАН Украины*, с. 37 – 47.

28. *Sur H.I., Ozsoy E., Ilyin Y.P., Unluata U., 1996*: “Coastal-deep ocean interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts”, *Journal Marine Systems*, 7, p. 293 – 320.

29. *Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Soloviev D.M., Stanichny S.V., 2000*: “Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer”, *Satellites, Oceanography and Society*, edit by David Halpern, 273 – 287.

30. *Еремеев В.Н., Латун В.С., Совга Е.Е., 2001*: “Влияние антропогенных загрязнителей и путей их переноса на экологическую обстановку в северо-западном районе Черного моря”, *Морской гидрофизический журнал*, №5, с. 41 – 55.

31. *Боуден К., 1988*: “Физическая океанография прибрежных вод”, Москва: Мир, 326 с.

32. *Garrett C., Munk W., 1975*: “Space-Time Scales of Internal Waves: a Progress Report”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, NO. 3, p. 291 – 297.

33. *Gregg M., 1989*: “Scaling turbulent dissipation in the thermocline”, *J. Geophysical Research*, 94, p. 9686 – 9698.

34. *Polzin K.L., Toole J.M., Smitt R.W., 1995*: “Finescale parameterizations of turbulent dissipation”, *J. Physical Oceanogr.*, 25, p. 306 – 328.
35. *Polzin K., Kunze E., Hummon J., Firing E., 2002*: “The fine scale response of lowered ADCP velocity profiles”, *J. Atmos Oceanic Technol.*, 19, p. 205 – 224.
36. *Miles J.W., 1961*: “On the stability of heterogeneous shear flows”, *J. Fluid Mech.*, 10, pp. 496 – 508.
37. *Gregg M. C., 1987*: “Diapycnal mixing in the thermocline: A Review”, *J. Geophysical Research*, 92 (C5), p. 5249 – 5286.

## ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

**Рисунок 1.** Расположение станций и схема поверхностной циркуляции (верх), топография и векторы измеренных в верхнем слое течений (низ).

**Рисунок 2.** Профили течений и частоты плавучести в ядре ОЧТ.

**Рисунок 3.** Профили течений и частоты плавучести на периферии ОЧТ со стороны открытого моря.

**Рисунок 4.** Профили течений и частоты плавучести в АЦ.

**Рисунок 5.** Средние профили вертикальных сдвигов течений (черная сплошная линия, верх), их геострофической компоненты (черная пунктирная линия, верх) и частоты плавучести (серая сплошная линия, верх), гистограмма отношения сдвигов к его среднему значению (низ) для глубоководной части моря.

**Рисунок 6.** Профили течений на шельфе.

**Рисунок 7.** Средние профили вертикальных сдвигов течений (черная линия, верх) и частоты плавучести (серая линия, верх), гистограмма отношения сдвигов к его среднему значению (низ) для шельфа.

## КОНТАКТЫ

Алексей Морозов, к 81 (т. 1-24), т.д. 42-95-19, т.м. +38-067-733-74-86

Е-mail: [anmor@yandex.ru](mailto:anmor@yandex.ru)

# Рисунки

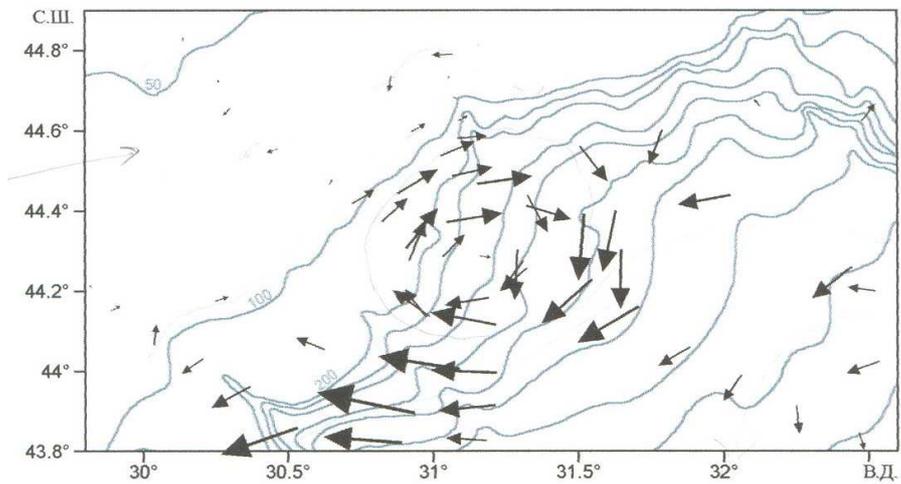
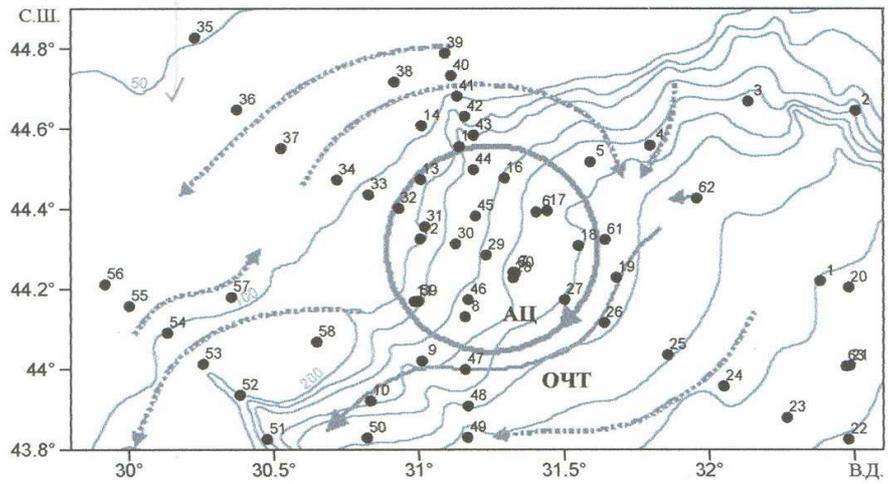


Рисунок 1

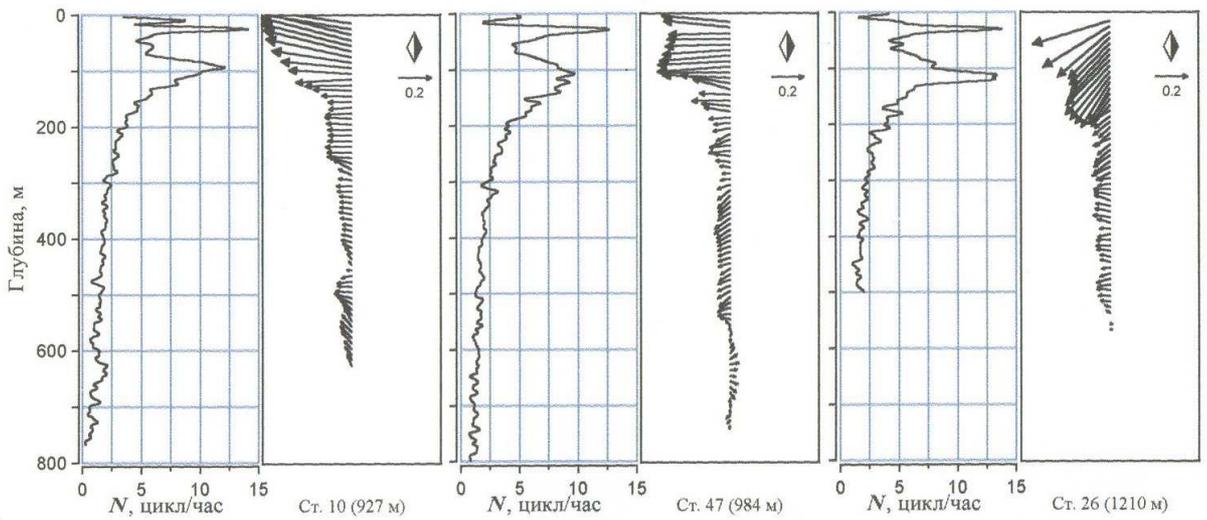


Рисунок 2

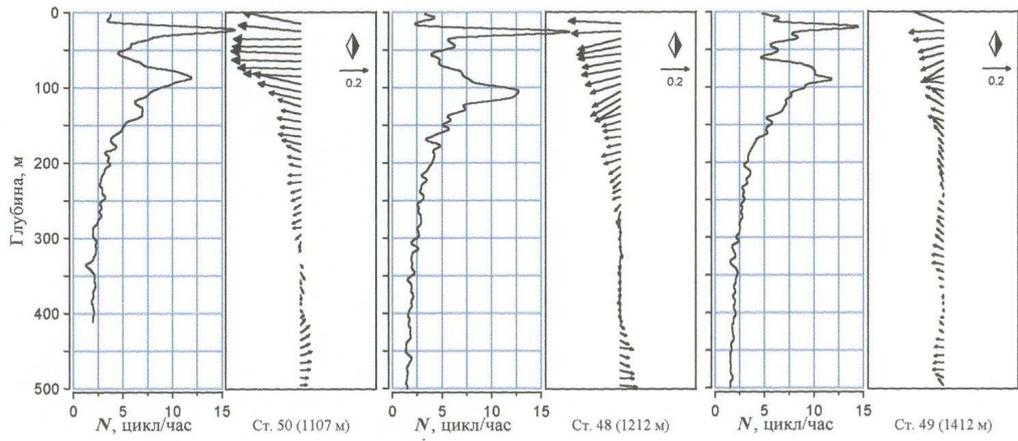


Рисунок 3

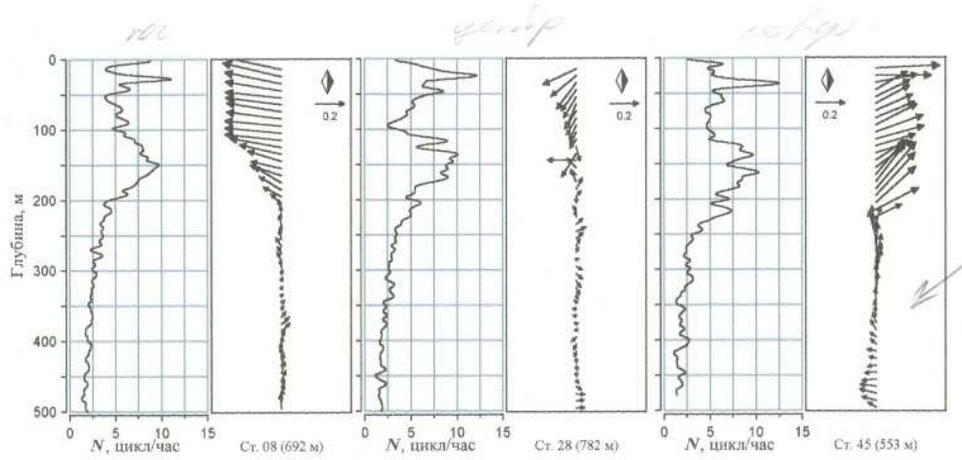


Рисунок 4.

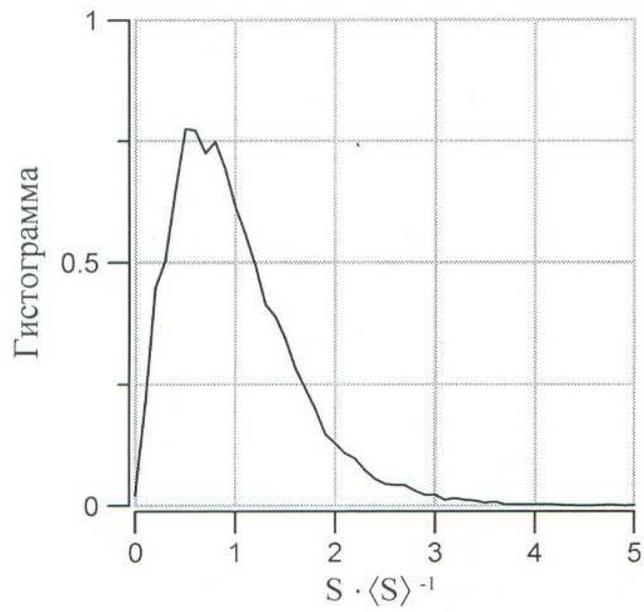
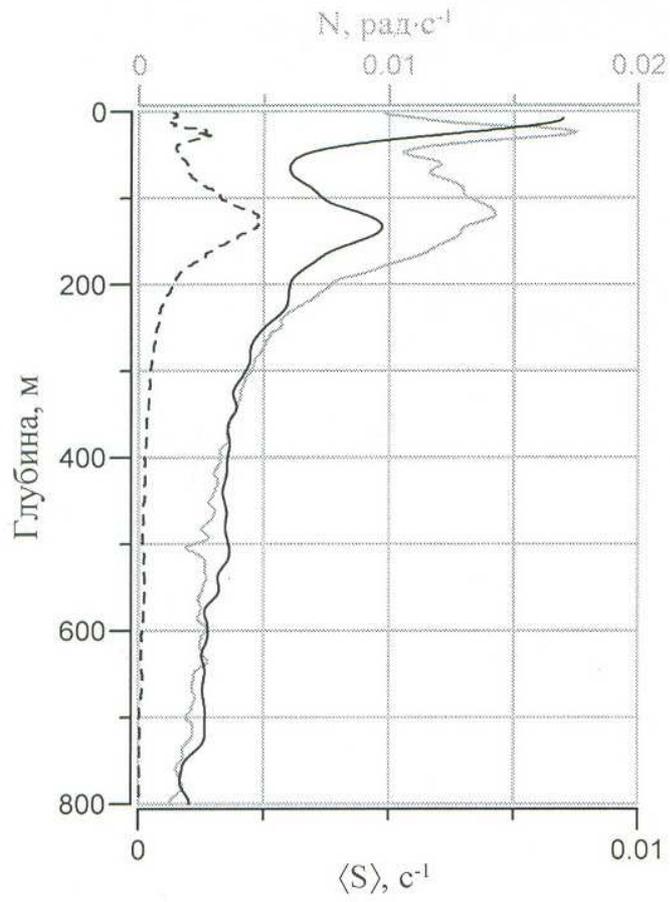


Рисунок 5.

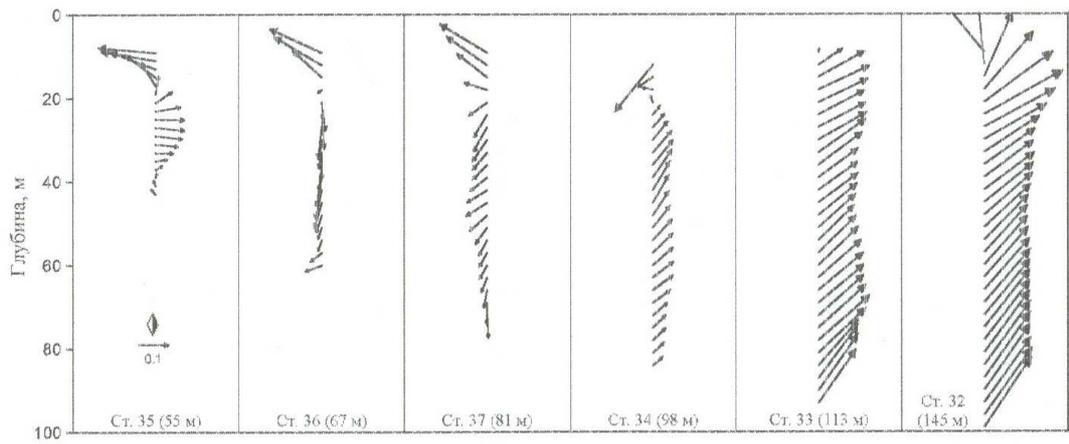


Рисунок 6.

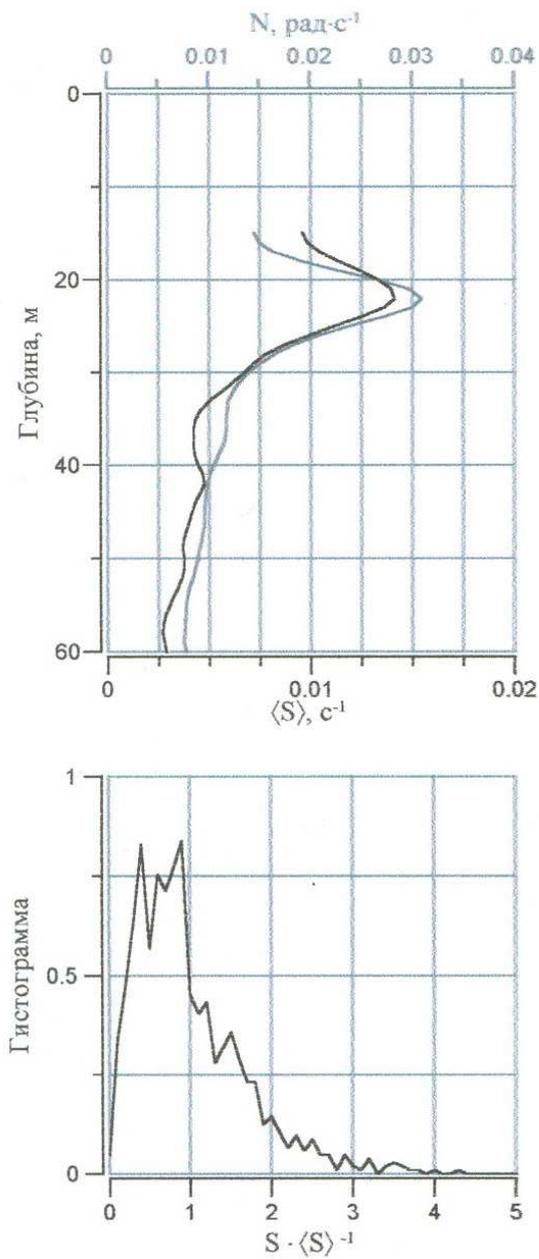


Рисунок 7.