

А.Н.Морозов, Е.М.Лемешко, С.А.Шутов, В.В.Зима,
Д.В.Дерюшкин, А.С.Кузнецов, Н.С.Белоус

Морской гидрофизический институт, г.Севастополь

ТЕЧЕНИЯ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ МОРЯ ПО ДАННЫМ ADCP-НАБЛЮДЕНИЙ С ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваются методические вопросы использования акустического доплеровского профилометра течений (ADCP) для проведения измерений с океанографической платформы морского гидрофизического института. Обсуждаются результаты наблюдений, выполненных 17 – 21 мая 2013 г. Приводятся спектры временной изменчивости и характеристики вертикальной структуры течений в верхнем слое моря. Спектр пульсаций скорости течений представляется степенной зависимостью с показателем “-2” в диапазоне частот до 3 цикл/час. На более высоких частотах поведение спектра определяется короткопериодными внутренними волнами, кинетическая энергия которых составляет менее 2% кинетической энергии внутренних волн. Осредненный профиль модуля скорости течений проявляет поведение близкое к логарифмической зависимости в верхнем 10-ти м слое. Соответствующая скорость трения составила 0,48 см/с. Скорость проникновения кинетической энергии в толщу вод, рассчитанная с использованием “пристеночной” модели турбулентности, составила $2,5 \cdot 10^{-4}$ м/с. Числа Ричардсона в 20 % случаев имеют значения меньше критического 0,25.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *течения, верхний слой моря, скорость трения, сдвиги, число Ричардсона, ADCP, Черное море.*

Течения являются основным механизмом вентиляции прибрежных вод, и, как следствие, одним из наиболее важных факторов, определяющих способность морской экосистемы выдерживать возрастающую антропогенную нагрузку. Именно по этой причине исследование динамики прибрежных вод южного берега Крыма (ЮБК) остается актуальным на протяжении многих десятилетий [1 – 3]. Циркуляция вод в прибрежных районах ЮБК формируется под влиянием Основного Черноморского течения (ОЧТ), воздействия ветра, топографии дна и орографии береговой черты. В настоящее время динамика прибрежных вод ЮБК, изучена достаточно хорошо, тем не менее, применение новых средств измерения таких, как акустические доплеровские профилометры течений (ADCP), позволяет исследовать более детально и подробно закономерности изменчивости течений в широком диапазоне пространственно-временных масштабов [4].

В данной статье обсуждаются методические аспекты и результаты использования ADCP для мониторинга течений с океанографической платформы (ОП) МГИ, расположенной в море на расстоянии 500 м от ЮБК вблизи пгт.Кацивели. Основная цель выполнения работ состояла в том, чтобы сформировать понимание какого качества данные по течениям могут быть получены с помощью ADCP и определить круг задач, для решения которых они могут быть полезны.

© А.Н.Морозов, Е.М.Лемешко, С.А.Шутов,
В.В.Зима, Д.В.Дерюшкин, А.С.Кузнецов, Н.С.Белоус, 2014

Приборы. Измерения выполнялись сотрудниками отдела гидрофизики шельфа МГИ в рамках проекта «Полигон», с 13:51 UTC 17 мая по 15:34 UTC 21 мая 2013 г. Размещение приборов на ОП схематично приведено на рис.1, а. Скорость и направление ветра регистрировались с помощью переносной метеостанции (МС), установленной в верхней части платформы. Зондирования гидрологических параметров проводились с интервалом около 4-х часов с помощью автономного прибора ГАП-16 (МГИ). Результирующие профили температуры, солености, плотности интерполировались на сетку глубин с шагом 0,25 м. В качестве средств постоянного мониторинга течений на ОП используются измерители течений МГИ-1308, установленные на горизонтах 5; 10; 15; 20; 25 м. Дополнительно на платформе был установлен распределенный термодатчик (П.В. Гайский), дискретность по глубине 1,5 м, нижний горизонт около 19 м.

В качестве профилометра течений использовался *ADCP WHM1200 (Work Horse Monitor)*, рабочая частота 1200 кГц) производства *RDI* США. При проведении измерений прибор вывешивался на тросе с выносного мостика (рис.1, б), на расстоянии (L) около 5 м от основных конструкций платформы. Заглубление преобразователей составляло 0,5 – 1 м. Параметры работы профилометра устанавливались следующие: опция *Water Profiling – High Resolution/Low Range*; дискретность по глубине 0,5 м; по времени 0,2 с; осреднение по 60 ансамблям (12 с); число сегментов глубины 40; опция *Bottom Track* – отключена. Такой способ использования *ADCP* является наиболее простым с точки зрения технологичности выполнения измерений, однако при этом на глубине около 12 м ($H \approx L/\tan 20^\circ$) подводные конструкции платформы попадают в зону “видимости” прибора, что проявляется в виде выраженного максимума на профиле интенсивности эхосигнала (отмечен стрелкой на рис.1, б). В этом слое эхосигнал определяется отражением от подводных конструкций платформы и данные по течениям становятся не корректными. Слой водного столба, охваченный измерениями, составил от 1,5 до 12 – 16 м.

Гидрометеорологические условия. На рис.2, а приведены зависимости вдольбереговой (черная линия) и нормальной берегу (серая линия) составляющих скорости ветра от времени. На интервале наблюдений отмечается

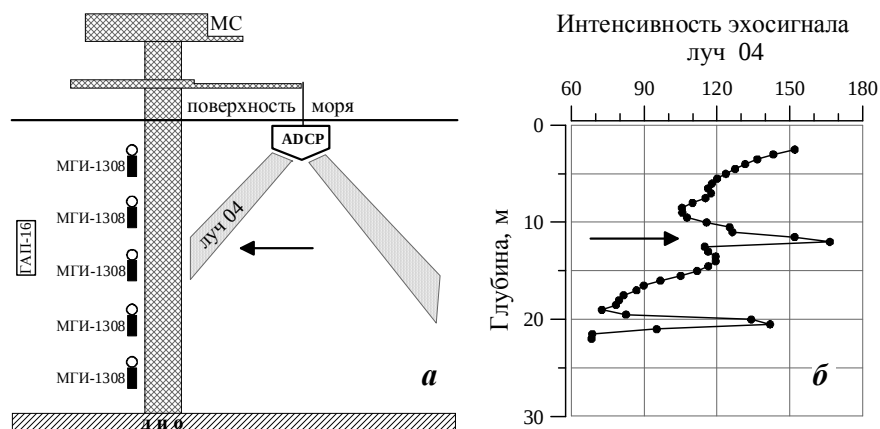
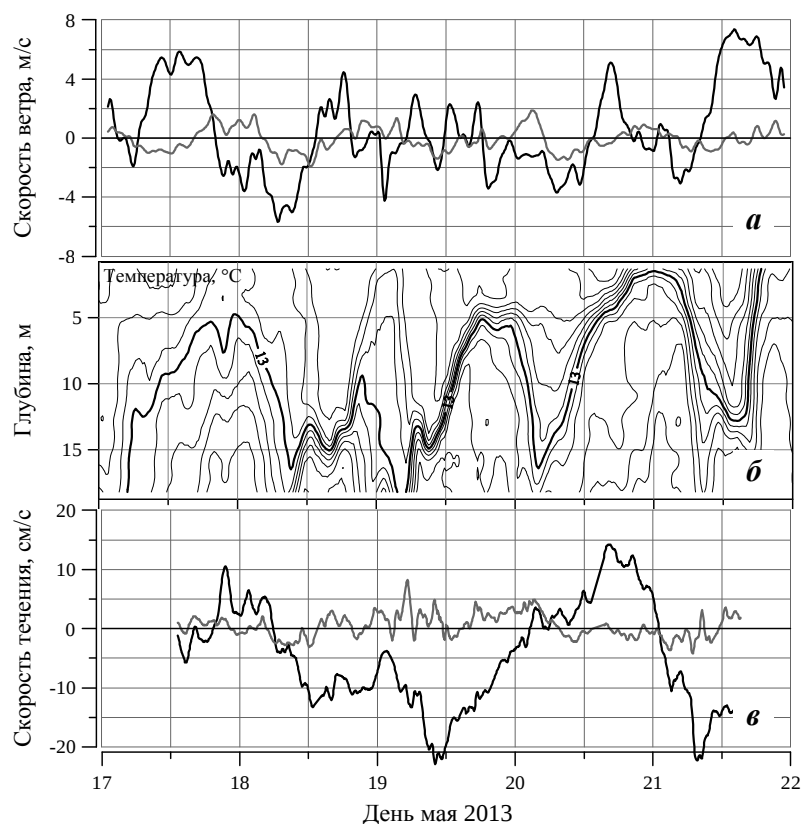


Рис. 1. Схема размещения приборов (а), профиль эхосигнала (б).



Р и с . 2 . Скорость ветра (а), распределение температуры воды (б), скорость течения от времени (в).

доминирование вдольбереговой составляющей и значительная временная изменчивость, среднеквадратическое значение скорости ветра составило 2,9 м/с. На рис.2, б приведено распределение температуры (толстая линия – изотерма 13 °С, приращение между изолиниями 0,2 °С). Отмечаются квазипериодические колебания глубины залегания изотермы 13 °С с периодом около суток и амплитудой приблизительно 5 м. На рис.2, в приведена зависимость вдольбереговой (черная линия) и нормальной берегу (серая линия) составляющих скорости течения на глубине 2 м.

Приведенные на рис.2 результаты комплексных измерений не выявляют выраженной взаимосвязи скорости течений в верхнем слое моря со скоростью ветра, что согласуется с выводами работы [1]. Это объясняется тем, что циркуляция вод в рассматриваемом районе в первую очередь определяется характером распределения энергии, поступающей из открытого моря [2], или иными словами, условиями на жидкой границе района. Выраженной взаимосвязи скорости течений с изменчивостью вертикальной структуры поля температуры воды также не наблюдается.

Результаты и обсуждение. ADCP обладает большим быстродействием в сравнении с МГИ-1308, дискретность измерений по времени 12 сек и 5 мин соответственно, что позволяет использовать профилометр для исследования более высокочастотных динамических процессов.

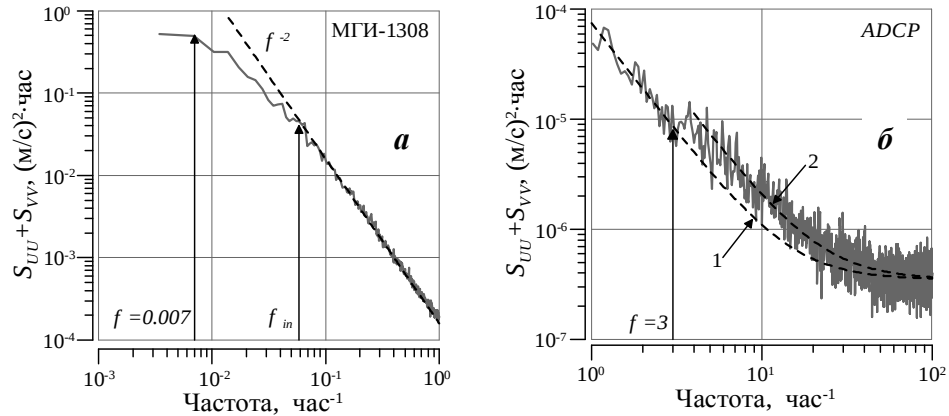


Рис. 3. Спектры пульсаций скорости течения: по данным МГИ-1308 за период 2005 – 2013 гг. (а); по данным ADCP 17 – 21 мая 2013 г. (б).

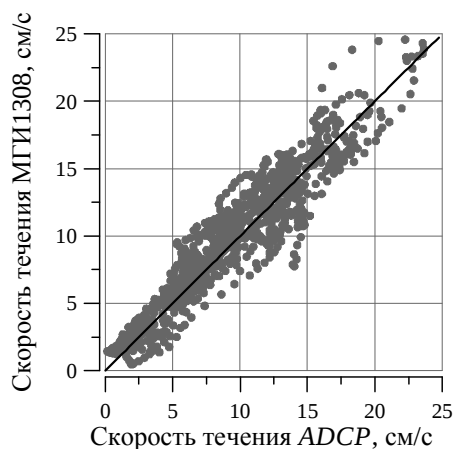
На рис.3, а приведен спектр пульсаций скорости течений ($S_{UU} + S_{VV}$), полученный по данным МГИ-1308 (2005 – 2013 гг.), установленном на горизонте 10 м. Время непрерывной работы прибора составляет около 2-х недель, что определяется необходимостью выполнения регламентного обслуживания (очистка от наростов, замена батарей и т.д.). На частотах менее $0,007 \text{ час}^{-1}$ (период 6 суток) спектр имеет почти постоянное значение. В диапазоне частот от $0,007 \text{ час}^{-1}$ до локальной инерционной частоты ($f_{in} = 0,0583 \text{ час}^{-1}$) спектр спадает пропорционально $f^{-1,2}$ (f – частота). В диапазоне внутренних волн ($f_{in} - N$, где N – частота плавучести) поведение спектра пропорционально f^{-2} . На частотах выше 1 час^{-1} сказываются шумы измерений. Приведенный спектр не выявляет резонансных частот. Отсутствие выраженного максимума в окрестности инерционной частоты, характерного для спектров в открытой части Черного моря [5], определяется географическим положением точки наблюдений. Здесь сказывается наличие берега с северной стороны и невозможность распространения инерционных колебаний в направлении увеличения локальной инерционной частоты, т.е. на север.

Фрагмент высокочастотной части спектра, полученного по данным ADCP (17 – 21 мая 2013 г.), приведен на рис.3, а (серая линия). Черная пунктирная линия, отмеченная цифрой “1” – аппроксимирующая зависимость $S_1 = 7,5 \cdot 10^{-5} f^{-2} + 3,5 \cdot 10^{-7}$, второе слагаемое правой части представляет шумы измерений. На частотах выше 3 час^{-1} отмечается выраженное превышение значений спектра аппроксимирующей зависимости 1, что определяется короткопериодными внутренними волнами (КВВ) [6]. На графике цифрой “2” отмечена аппроксимирующая зависимость для частот выше 3 час^{-1} $S_2 = 1,75 \cdot 10^{-4} f^2 + 3,5 \cdot 10^{-7}$. Кинетическая энергия внутренних волн (EK_{IW}) рассчитывалась по соотношению

$$EK_{IW} = \int_{f_{in}}^N (S_1 - 3,5 \cdot 10^{-7}) df \approx 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ Дж/кг.}$$

Кинетическая энергия КВВ (EK_{SIW}) оценивалась по соотношению

$$EK_{SIW} = \int_4^N (S_2 - S_1) df \approx 2,5 \cdot 10^{-5} \text{ Дж/кг.}$$



Р и с . 4 . Сравнение данных по течениям на горизонте 10 м, полученных с помощью ADCP и МГИ-1308.

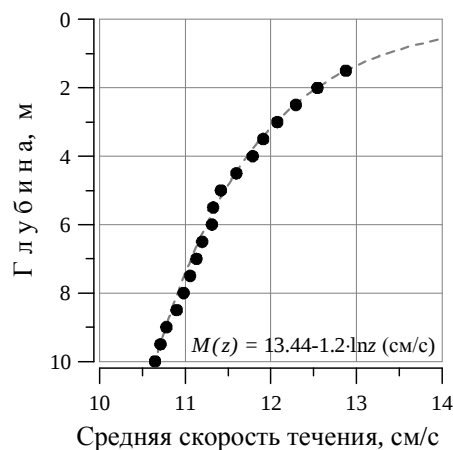
На интервале наблюдения кинетическая энергия КВВ составила менее 2 % кинетической энергии, сконцентрированной в диапазоне внутренних волн. С.к.о. пульсаций скорости течений, вызванных КВВ, составило 0,5 см/с, что всего в 2 раза больше шумового фона измерений.

Наличие на платформе двух видов измерителей течений ADCP и МГИ-

1308 позволило выполнить сопоставление полученных данных. На интервале наблюдения в слое измерения ADCP работал один прибор МГИ-1308, расположенный на горизонте 10 м. На рис.4 приведена зависимость модуля скорости течений, измеренной на глубине 10 м с помощью МГИ-1308 (ордината) и ADCP (абсцисса). Серые кружочки – данные измерений, осредненные на получасовых интервалах, черная линия – аппроксимирующая прямая ($U_{\text{МГИ-1308}} = U_{\text{ADCP}}$). Среднеквадратическое отклонение (с.к.о.) разности показаний МГИ-1308 и ADCP

$\sqrt{\langle (U_{\text{МГИ-1308}} - U_{\text{ADCP}})^2 \rangle}$ ($\langle \dots \rangle$ – оператор осреднения) составило менее 1,5 см/с. Значение с.к.о. определяется не только аппаратными погрешностями, но и отсутствием возможности удовлетворительной синхронизации измерений. Тем не менее, полученное значение с.к.о. разности показаний соответствует паспортным данным приборов.

Основное преимущество ADCP по отношению к МГИ-1308 состоит в том, что он является профилирующим прибором, и в результате одного цикла измерения дает распределение скорости течений в слое воды толщиной около 10 м. Отдельный профиль определяется всем многообразием динамических процессов (дрейфовые течения, внутренние волны, сейши и т.д.), происходящих в слое измерения на данный момент, и не проявляет выраженной закономерности распределения течений по глубине. При этом осредне-



ние квадрата модуля скорости течений по всему массиву данных показывает, что профиль его среднеквадратического значения $M(z) = \sqrt{\langle U(z)^2 + V(z)^2 \rangle}$

(рис.5, черные кружочки) хорошо воспроизводится логарифмической зависимостью $M(z) = 13,44 - 1,2 \ln(z)$, см/с (рис.5, серая пунктирная линия). Принимая во внимание традиционное представление распределения течений

Р и с . 5 . Профиль среднеквадратического модуля скорости течений.

в приповерхностном пограничном слое [7]

$$U(z) = U_s - \frac{u_*}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right),$$

где U_s – скорость течения на поверхности, u_* – скорость трения, k – постоянная Кармана, z – глубина, z_0 – шероховатость поверхности, получим

$$\frac{u_*}{k} = 1,2 \Rightarrow u_* = 1,2 \cdot k = 0,48 \text{ см/с.}$$

Для этого значения скорости трения соответствующая скорость ветра (U_{wind}) составит

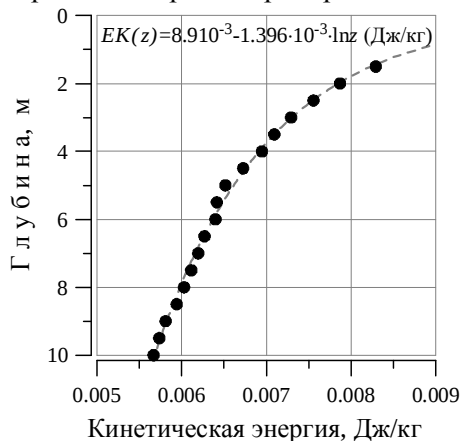
$$U_{wind} = \frac{u_*}{\sqrt{C_D}} \sqrt{\frac{\rho_{water}}{\rho_{air}}} = 3,9 \text{ м/с}$$

где C_D – коэффициент поверхностного трения $\sim 1,2 \cdot 10^{-3}$, ρ_{water} , ρ_{air} – плотность воды и воздуха соответственно. Измеренное значение скорости ветра составляет 2,9 м/с, что достаточно близко к полученной оценке. Разница между фактическим значением скорости ветра и его оценкой может объясняться тем, что течения в прибрежной зоне в большей степени определяются не локальным ветром, а ветром в прилегающей части открытого моря [1].

В приповерхностном пограничном слое скорость диссипации турбулентной кинетической энергии (ε), в соответствии с “пристеночной” моделью турбулентности, может быть представлена соотношением [8]

$$\varepsilon_{LW} = 1,3 \cdot \frac{u_*^3}{k \cdot z} = \frac{3,5 \cdot 10^{-7}}{z} \text{ Вт/кг.}$$

Осредненный по всему массиву данных профиль кинетической энергии $EK(z) = 0,5 \cdot \langle U(z)^2 + V(z)^2 \rangle$ (рис.6, черные кружочки) хорошо воспроизводится следующей зависимостью (серая пунктирная линия) $EK(z) = 8,9 \cdot 10^{-3} - 1,396 \cdot 10^{-3} \ln(z)$. Приведенный средний профиль отображает тот факт, что кинетическая энергия поступает в водную среду под действием ветровой нагрузки и по мере проникновения в толщу вод уменьшается, вследствие различных механизмов диссипации. Производная кинетической энергии по вертикали обратно пропорциональна глубине



$$\frac{\partial EK}{\partial z} = \frac{-1,396 \cdot 10^{-3}}{z} \text{ Дж/(м} \cdot \text{кг)}$$

В предположении равенства потерь кинетической энергии при распространении и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии, скорость проникновения кинетической энергии в толщу вод (W_{EK}) определяется соотношением

Р и с . 6 . Средний профиль кинетической энергии.

$$W_{EK} = -\varepsilon \cdot \left(\frac{\partial EK}{\partial z} \right)^{-1} = \frac{3,5 \cdot 10^{-7}}{1,396 \cdot 10^{-3}} = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ м/с}$$

Полученное значение хорошо согласуется с эмпирической оценкой скорости проникновения инерционных движений в толщу вод, приведенной в [9], и составившей 12 ч на каждые 10 м или $2,3 \cdot 10^{-4}$ м/с. Правомерность предложенного способа расчета не бесспорна, но, тем не менее, дает адекватные результаты.

Использование *ADCP* позволило проследить, как изменяется направление течений с глубиной. На рис.7, *а* приведен профиль средневзвешенного отклонения направления течений от направления течения на глубине 1,5 м ($\langle \Delta\alpha \rangle$). В качестве весового параметра использовалась кинетическая энергия течения, соответствующее соотношение для расчета

$$\langle \Delta\alpha(z) \rangle = \left(\sum_{i=1}^N (\alpha_i(z) - \alpha_i(z_0)) \cdot EK_i(z) \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^N EK_i(z) \right)^{-1},$$

где $\alpha(z)$, $\alpha(z_0)$ – направление течений на глубине z и z_0 соответственно, $z_0 = 1,5$ м, N – число профилей в ансамбле (~ 5000). С увеличением глубины происходит поворот вектора скорости значимых течений против часовой стрелки (градиент – $2^\circ/\text{м}$). На рис.7, *б* приведена плотность вероятности распределения течений по направлениям (роза течений), полученная по данным приборов МГИ-1308, расположенных на глубине 5 (черные кружочки, черная линия) и 10 м (серые квадратики, серая линия), за период 2005 – 2013 гг. Смещение максимумов на 5 и 10 м составляет около -14° , что хорошо согласуется с полученными *ADCP*-данными.

В соответствии с классической теорией ветровые течения в приповерхностном слое формируют спираль Экмана и с глубиной должны поворачиваться по часовой стрелке, что не согласуется с приведенными результатами

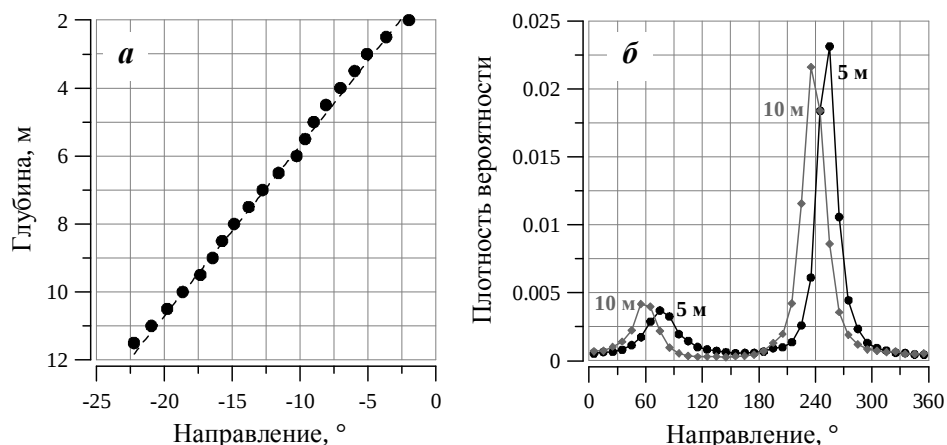


Рис. 7. Профиль средневзвешенного отклонения направления течений от направления течения на глубине 1,5 м по данным *ADCP* 2013 г. (*а*); плотности вероятности распределения течений по направлениям на горизонтах 5 (черная линия) и 10 м (серая линия), полученные по данным МГИ-1308 2005 – 2012 гг. (*б*).

измерений. Наблюдаемое несоответствие объясняется нестабильностью ветра, стратификацией верхнего слоя моря, влиянием рельефа дна и орографии береговой черты в районе наблюдений.

Одной из важных характеристик распределения течений, которые могут быть получены с помощью *ADCP*, это вертикальные сдвиги компонент скорости. На рис.8, *а* (серые кружочки) приведена зависимость квадрата вертикального сдвига скорости течений от квадрата частоты плавучести, полученная на основе данных *ADCP* и 17 гидрологических зондирований в слое от 3 до 10 м. Квадрат сдвига скорости течений (Sh^2) рассчитывался по соотношению

$$Sh^2 = \frac{(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2}{(\Delta h)^2},$$

где Δh – приращение глубины 0,5 м, ΔU , ΔV – приращение восточной и северной составляющих скорости течений, осредненных на получасовых интервалах. Квадрат частоты плавучести рассчитывался по соотношению

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \cdot \frac{\Delta \rho}{\Delta h}, \text{ где } g - \text{ускорение свободного падения, } \rho - \text{плотность, } \Delta \rho -$$

приращение плотности. Черная пунктирная линия на рисунке соответствует критическому значению 0,25 числа Ричардсона ($Ri = N^2 \cdot Sh^{-2}$). Около 20 % точек лежит выше этой линии, что соответствует области чисел Ричардсона меньше критического, при которых возможно возникновение протуберанцев в сдвиговом потоке [10]. При значениях частоты плавучести выше 20 цикл/ч, Ri всегда больше критического.

На рис.8, *б* приведена осредненная зависимость (черные кружочки) квадрата сдвига от квадрата частоты плавучести, которая хорошо воспроизводится функцией $\langle Sh^2 \rangle = 0,033 \cdot \sqrt{\langle N^2 \rangle}$ (черная пунктирная линия) при $N > 6$ цикл/ч.

Числа Ричардсона часто используются для оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания, например [11], но при этом следует помнить, что мелкомасштабные данные О (1 м) непосредственно не содер-

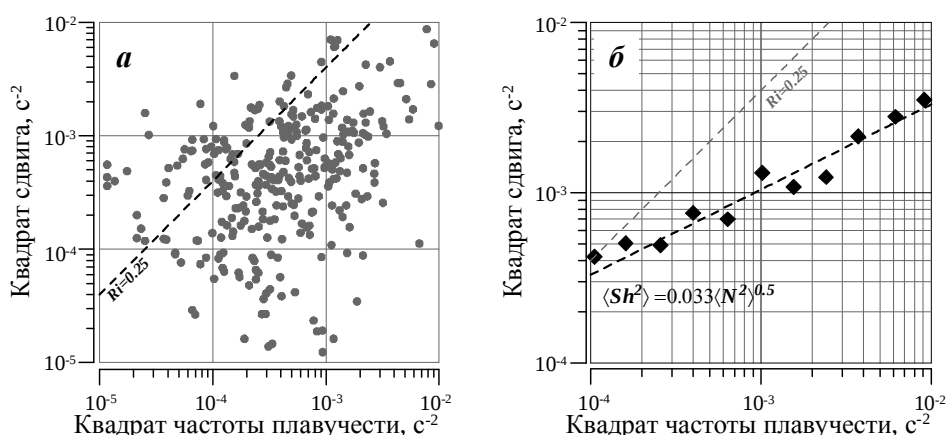


Рис.8. Зависимость квадрата сдвига от квадрата частоты плавучести: исходные данные (*а*), осредненные (*б*).

жат информации о характеристиках микромасштабной турбулентности. В настоящее время, существует параметризации, связывающие осредненные данные мелкомасштабных измерений с характеристиками вертикального перемешивания. Например, в соответствии с параметризацией G89 [12], скорость диссипации турбулентной кинетической энергии (ε_{G89}) определяется следующим соотношением

$$\varepsilon_{G89} = 7 \cdot 10^{-10} \frac{\langle N^2 \rangle}{N_0^2} \frac{\langle U_z^4 \rangle_{10}}{\langle U_z^4 \rangle_{GM}},$$

где N_0 – частота плавучести в модели спектра внутренних волн Гаррета и Манка ($5,24 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$), $\langle U_z^4 \rangle_{10}$ – среднее значение четвертой степени вертикально сдвига на 10 м приращениях по глубине, $\langle U_z^4 \rangle_{GM}$ – среднее значение четвертой степени вертикально сдвига по модели Гаррета и Манка. Среднее по слою значение скорости диссипации турбулентной кинетической энергии, рассчитывалось по упрощенному соотношению

$$\varepsilon_{G89} = 7 \cdot 10^{-10} \frac{\langle N^2 \rangle}{N_0^2} \frac{10^{-3} \langle N^2 \rangle}{0,5 \cdot \langle N^2 \rangle^2} \approx 5 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/кг}.$$

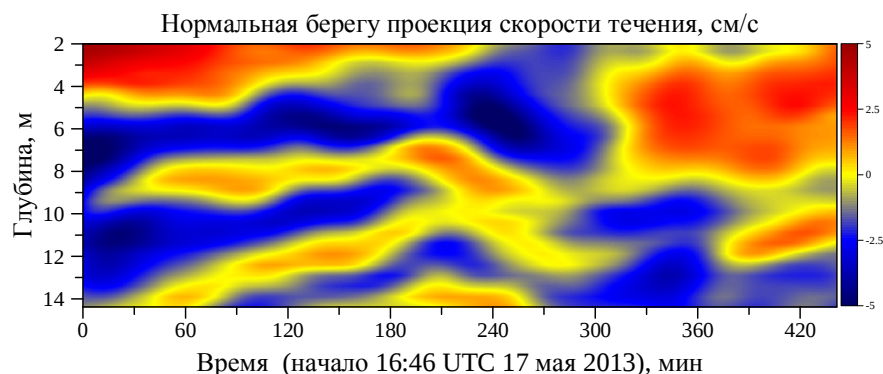
В соответствии с “пристеночной” моделью турбулентности среднее по тому же слою значение скорости диссипации турбулентной кинетической энергии составит

$$\varepsilon_{LW} = \frac{3,5 \cdot 10^{-7}}{10 - 3} \int_3^{10} \frac{dz}{z} = 6 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/кг}$$

Полученные двумя способами оценки ε практически совпадают, несмотря на некоторые допущения, сделанные при расчетах, и хорошо согласуются с данными микромасштабных измерений, выполненных на ОП при слабых ветрах, приведенные в [13].

Заключение. В рамках данной статьи, в основном, мы рассматривали обобщенные характеристики распределения течений в верхнем слое моря, с целью определить круг задач, которые могут быть решены с использованием ADCP в стационарном положении. В тоже время исходные данные профилометра содержат в себе информацию о большом многообразии динамических процессов в районе наблюдений. На рис.9, в качестве примера, приведен 7-ми часовой фрагмент записи, выявляющий слоистую вертикальную структуру течений. Характерный масштаб расслоения ~ 4 м, амплитуда ~ 3 см/с. Наблюдаемое распределение течений может рассматриваться как результат прохождения внутренней волны. Приведенный пример и результаты, представленные в статье, показывают возможности использования ADCP для детального и подробного исследования закономерностей динамики прибрежных вод на качественно новом уровне.

Благодарности. Выражаем признательность сотрудникам, оказавшим неоценимую помощь при проведении натурных исследований. Особая признательность П.В.Гайскому за предоставленные данные термодатчика.



Р и с . 9. Слоистая структура течений – прохождение внутренней волны.

Работа выполнена в рамках национальных проектов «Полигон 2» и «Фундаментальная океанология» и при финансовой поддержке международной программы *PERSEUS-FP7*, контракт №287600 и гранта РФФИ 14-45-01592, код «р_юг_а региональный конкурс Юг России».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зац В.И., Лукьяненко О.Я., Яцевич Г.В. Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма.– Л.: Гидрометеиздат, 1966.– 120 с.
2. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере южного берега Крыма).– Киев: Наукова думка, 1992.– 244 с.
3. Белокопытов В.Н., Саркисов А.А., Щуров С.В. Течения прибрежной зоны на участке Крымского полуострова от мыса Сарыч до поселка Качивели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.– вып.8.– С.64-68.
4. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О., Куклева О.Н., Соловьев Д.М. Изменчивость течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // Океанология.– 2012.– т.52, № 5.– С.629-642.
5. Морозов А.Н. Спектральные характеристики инерционных колебаний в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– вып.2.– С.61-69.
6. Иванов В.А., Серебряный А.Н. Частотные спектры короткопериодных внутренних волн в бесприливном море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.– 1982.– т.18, № 6.– С.683-685.
7. Иванов В.А., Фомин В.В. Математическое моделирование динамических процессов в зоне море-суша.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– 363 с.
8. Fer I., Sundfjord A. Observations of upper ocean boundary layer dynamics in the marginal ice zone // J. Geophys. Res.– 2007.– 112, C04012. doi.: 10.1029/2005JC003428.
9. Иванов В.А. Среднемасштабная динамика вод в южных морях: современное представление.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996.– 312 с.
10. Miles J.W. On the stability of heterogeneous shear flows // J. Fluid Mech.– 1961.– 10.– P.496-508.
11. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanogr.– 1981.– 11.– P.1443-1451.

12. Gregg M.C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // J. Geophys. Res.– 1989.– 94.– P.9686-9698.
13. Чухарев А.М. Натурные измерения диссипации турбулентной кинетической энергии в приповерхностном слое моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.– вып.21.– С.124-135.

Материал поступил в редакцию 22.07.2014 г.

АНОТАЦІЯ Розглядаються методичні питання використання акустичного доплерівського профілометра течій (ADCP) для проведення вимірювань з океанографічної платформи Морського гідрофізичного інституту. Обговорюються результати спостережень, виконаних 17 – 21 травня 2013 р. Приводяться спектри тимчасової мінливості і характеристики вертикальної структури течій у верхньому шарі моря. Спектр пульсацій швидкості течій представляється статечною залежністю з показником “-2” в діапазоні частот до 3 цикл/година. На вищих частотах поведінка спектру визначається короткоперіодними внутрішніми хвилями, кінетична енергія яких складає менше 2 % кінетичної енергії внутрішніх хвиль. Усереднений профіль модуля швидкості течій проявляє поведінку близьке до логарифмічної залежності у верхньому 10 метровому шарі. Відповідна швидкість тертя склала 0,48 см/с. Швидкість проникнення кінетичної енергії в товщу вод, розрахована з використанням “прістеночної” моделі турбулентності, склала $2,5 \cdot 10^{-4}$ м/с. Числа Річардсона в 20% випадків мають значення менше критичного 0,25.

ABSTRACT The methodical issues of acoustic Doppler current profiler (ADCP) using for measuring from the oceanographic platform of Marine Hydrophysical Institute are considered. The results of the observations provided during 17 – 21 May, 2013 are discussed. Spectrums of temporal variability and characteristics of currents vertical structure in the upper layer of sea are disposed. The spectrum of current velocity pulsations is approximated by the power dependence relation with extent equal “-2” in the range of frequencies to 3 cycles/hour. The short-period internal waves determinate the spectrum shape for more high-frequencies, its kinetic energy constitutes less than 2 % kinetic energy of internal waves. The averaged profile of the current velocity module shows closely to logarithmic dependence in the upper 10 meter layer. The proper friction speed was 0.48 cm/s. The speed of kinetic energy penetration to the deeper water layer, calculated by application of near-wall turbulence model was 2.5×10^{-4} m/s. Richardson numbers have values less critical 0.25 in 20% cases.