

УДК

Ю.П.Соловьев, А.И.Коровушкин, Ю.Н.Толокнов

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СПЕКТРА СРЕДНИХ НАПРАВЛЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТИ ОРБИТАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ

Предлагается метод оценки средних направлений спектральных компонент поверхностных волн по данным измерений возвышения поверхности (вертикальной компоненты скорости или индуцированного волнами давления) и двух горизонтальных компонент скорости. Основными предположениями являются применимость линейной теории и симметрия угловых распределений на каждой частоте. Метод позволяет определить вклад одной или нескольких систем волн зыби и ветровых волн в частотный спектр и оценить их параметры с использованием стандартных программ обработки данных. Эффективность метода показана на примерах измерений смешанного волнения, типичных для условий прибрежной части открытого моря.

Направление распространения является одним из основных параметров ветровых волн и зыби и широко используется при решении многих научных и прикладных задач, связанных с генерацией и моделированием ветрового волнения, изучением процессов обмена вблизи границы раздела вода-воздух, воздействием на морские и береговые конструкции. При генерации волн в 'идеальных' условиях открытого моря (стационарность и горизонтальная однородность поля скорости ветра, глубокая вода и т.д.) ветровые волны распространяются в некотором диапазоне углов, симметричном относительно среднего направления, которое совпадает с направлением скорости ветра. Частотно-угловой спектр ветровых волн можно представить в виде

$$\chi(f, \theta) = S(f) \cdot \varphi(f, \theta, \theta_0), \quad (1)$$

где f – частота, θ – направление, $S(f)$ – частотный спектр, $\varphi(f, \theta, \theta_0)$ – функция, характеризующая пространственное распределение спектральных компонент относительно среднего направления θ_0 . В течение последних десятилетий были разработаны математические и инструментальные методы оценки пространственной структуры волнения и в результате многочисленных экспериментальных исследований выполнена параметризация функции $\varphi(f, \theta, \theta_0)$ в широком диапазоне частот в зависимости от стадии развития волн [1 – 8]. Полученные результаты позволяют восстановить пространственный спектр ветрового волнения по данным измерений возвышения поверхности и скорости ветра в одной точке. Однако во многих случаях структура поверхностных волн имеет более сложный характер. При слабых и умеренных ветрах могут доминировать волны зыби, распространяющиеся из отдаленных районов независимо от направления локального ветра. В прибрежных районах моря ветровые волны часто распространяются под углом к направлению ветра вследствие влияния береговой линии (разные разгоны волн и неоднородность скорости ветра) и рефракции на рельефе дна. В условиях смешанно-

© Ю.П.Соловьев, А.И.Коровушкин, Ю.Н.Толокнов, 2005

го волнения вид функций $S(f)$ и $\varphi(f, \theta, \theta_0)$ в (1) может быть очень сложным и для корректной оценки параметров волнения необходимо определить спектральный вклад каждой системы волн, т.е. как минимум оценить величину θ_0 в зависимости от частоты. Параметр $\theta_0(f)$ можно рассматривать как спектр средних направлений волн в отличие от энергетических спектров.

В принципе эта задача может быть решена на основе современных моделей ветрового волнения или неконтактных методов измерений, но это выходит за рамки данной работы. Прямые оценки параметров пространственных спектров волнения по данным измерений возвышения поверхности в нескольких точках [3, 4, 6 – 8] или уклонов поверхности [1, 2, 5] связаны с проведением сложных измерений и регистрацией большого объема информации. Поскольку уклоны поверхности можно выразить через орбитальные скорости волнового движения параметры углового распределения энергии волн можно оценить по данным измерений горизонтальных компонент скорости по методике, предложенной в [1, 9]. Следует отметить, что все перечисленные выше методы измерений и обработки данных явно или неявно предполагают определенный вид функции $\varphi(f, \theta, \theta_0)$ и их точность зависит от степени соответствия модели и свойств процесса в некотором диапазоне масштабов.

В данной статье предлагается относительно простой способ оценки средних направлений спектральных компонент волнения по данным измерений возвышения поверхности и компонент орбитальной скорости с использованием стандартных методов статистической обработки.

Теоретическое обоснование метода. В линейном приближении движение жидкости при распространении гравитационных волн на поверхности моря определяется потенциалом скорости и в спектральном представлении компоненты скорости связаны с колебаниями поверхности следующими соотношениями [10, 11]

$$S_u(f) = \omega^2 \cdot e^{2kz} \cdot \int_{-\pi}^{\pi} \cos^2 \theta \cdot \chi(f, \theta) d\theta, \quad (2)$$

$$S_v(f) = \omega^2 \cdot e^{2kz} \cdot \int_{-\pi}^{\pi} \sin^2 \theta \cdot \chi(f, \theta) d\theta, \quad (3)$$

$$S_w(f) = \omega^2 \cdot e^{2kz} \cdot S(f), \quad (4)$$

где $S_u(f)$, $S_v(f)$, $S_w(f)$ – частотные спектры горизонтальных и вертикальной компонент скорости, $\omega = 2\pi f$, k – модуль волнового числа, z – расстояние от среднего уровня поверхности (ось z направлена вверх). Экспериментальное определение дисперсионного соотношения для глубокой воды $\omega^2 = gk$ (g – ускорение силы тяжести) [4] и соотношений (2) – (4) [12] подтвердили применимость линейной теории, по крайней мере, в диапазоне частот доминирующих волн. С ростом глубины связь между колебаниями поверхности и компонентами орбитальной скорости ослабляется из-за влияния турбулентных флуктуаций скорости.

Информацию о среднем направлении распространения волн можно получить из (2), (3), если задать в явном виде функцию углового спектра в (1). Наиболее часто используется аппроксимация

$$\varphi(f, \theta, \theta_0) = \begin{cases} A \cdot \cos^{n(f)}(\theta - \theta_0), & |\theta - \theta_0| \leq \frac{\pi}{2}, \\ 0 & |\theta - \theta_0| \geq \frac{\pi}{2} \end{cases}, \quad (5)$$

где A определяется из условия $\int_{-\pi}^{\pi} \varphi(f, \theta) d\theta = 1$. Учитывая симметрию углового распределения, можно показать, что

$$\theta_0 = \frac{1}{2} \arccos \left[\frac{b-1}{b+1} \cdot (1 - 2 \cdot a_1 \cdot a_2)^{-1} \right],$$

где $b = \frac{S_v(f)}{S_u(f)}$, $a_1 = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \cos^n \theta d\theta$, $a_2 = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \cos^{n+2} \theta d\theta$.

Величина θ_0 определена только в диапазоне $(0 - \pi/2)$ и необходимы дополнительные данные о фазовом сдвиге между компонентами u , v и возвышением поверхности. Полная информация об амплитудных и фазовых характеристиках между возвышением поверхности η и горизонтальными компонентами скорости содержится в коспектрах

$$Co_{\eta u}(f) = \omega \cdot e^{kz} \cdot S(f) \cdot \int_{-\pi}^{\pi} \cos \theta \cdot \varphi(f, \theta, \theta_0) d\theta, \quad (6)$$

$$Co_{\eta v}(f) = \omega \cdot e^{kz} \cdot S(f) \cdot \int_{-\pi}^{\pi} \sin \theta \cdot \varphi(f, \theta, \theta_0) d\theta. \quad (7)$$

Знаки коспектров определяются направлением распространения спектральных компонент волнения относительно заданной ориентации датчиков скорости: $Co > 0$, если компонента скорости в фазе с возвышением поверхности, и $Co < 0$, если сдвиг фаз равен π . Задавая любое угловое распределение энергии волн, симметричное относительно θ_0 в полуплоскости $(-\pi/2, \pi/2)$, нетрудно показать, что

$$\theta_0(f) = \arctg \frac{Co_{\eta v}(f)}{Co_{\eta u}(f)} \quad (8)$$

и однозначно определяет среднее направление волн на частоте f с учетом знаков коспектров.

Рассмотрим случай смешанного волнения, состоящего из двух систем волн, распространяющихся в разных направлениях. Частотный угловой спектр можно представить в виде

$$\chi(f, \theta) = S_1(f) \cdot \varphi_1(f, \theta, \theta_{01}) + S_2(f) \cdot \varphi_2(f, \theta, \theta_{02}). \quad (9)$$

Необходимыми условиями корректного определения $\theta_0(f)$ являются симметрия угловых спектров и различие частоты максимумов спектров в (9). В силу линейной суперпозиции каждая компонента волнения распространяется независимо и симметрия угловых спектров определяется механизмом генерации волн. Типичная ширина угловых спектров (5) ветрового

волнения изменяется в пределах $n = 2 - 10$ в зависимости от степени развития и положения частоты относительно частоты максимума спектра f_m , которой соответствует наиболее узкое угловое распределение. Небольшая асимметрия угловых спектров может наблюдаться вследствие рефракции на мелководье при подходе волн под углом к берегу. Следует отметить очень быстрое уменьшение уровня частотного спектра ветрового волнения в области низких частот $f < f_m$. Частотно-угловые спектры волн зыби более узкие по сравнению с ветровыми волнами и зыбь часто рассматривается как плоские волны, т.е. $\chi(f, \theta) = S(f) \cdot \delta(\theta - \theta_0)$, где δ – дельта-функция.

Частотно-угловые спектры вида (9) характерны при слабых и умеренных ветрах, когда низкочастотная часть спектра соответствует зыби, а более высокочастотная область – ветровым волнам. Такие спектры могут наблюдаться при развитом волнении в случае изменения направления ветра, когда низкочастотные компоненты переходят в режим зыби и на их фоне генерируются ветровые волны в направлении ветра. Соотношение (8) не применимо в ситуации, когда две системы волн зыби разных направлений имеют одинаковые частоты максимума f_m : оценки $\theta_0(f)$ лежат, вероятно, между истинными направлениями в зависимости от отношения $S_1(f)/S_2(f)$. Таким образом, предложенный метод оценки спектра средних направлений волн применим в большинстве гидрометеорологических условий. Примеры расчета по экспериментальным данным приводятся в следующем разделе.

Экспериментальные оценки. Измерения возвышения поверхности и двух ортогональных компонент горизонтальной скорости волнового движения проводились в 2001 – 2003 гг. на морской стационарной платформе (пос.Кацивели) в рамках эксперимента по изучению структуры волнового пограничного слоя атмосферной турбулентности [13]. Целью измерений было определение основных параметров волнения, в том числе направления распространения зыби относительно направления ветра. Измерения проводились с помощью струнного волнографа и пропеллерных реверсивных датчиков скорости с известными характеристиками [14]. Датчики жестко крепились на фиксированной мачте, установленной на морской стороне платформы на расстоянии не менее 5 м от ближайшей опоры диаметром 0,4 м для минимизации искажений потока. Глубина расположения датчиков скорости изменялась в пределах 0,4 – 2 м от среднего уровня моря, ориентация осей вертушек относительно севера была известна. Направление распространения волн, как и ветра, было выбрано – откуда. На всех приведенных ниже рисунках размерность спектров указана для скорости (m^2/c), величина значимой высоты волн определена как $H_s = 4\sigma$, где σ – среднеквадратичная амплитуда. Продолжительность реализаций составляла в среднем 60 мин при частоте опроса 10 Гц. Для оценки спектров применялась стандартная процедура преобразования Фурье корреляционной функции с косинусным окном.

Результаты измерений на начальной стадии развития ветровых волн (компонента скорости u) при скорости ветра $U \sim 7$ м/с в присутствии небольшой зыби (компонента v) показаны на рис.1. По виду спектра возвышения поверхности такой вывод сделать трудно, поскольку для всех частот в области максимумов спектра выполняется условие $U/C > 1$ (C – фазовая скорость).

Из оценок коспектров следует, что обе компоненты скорости находятся в фазе с колебаниями поверхности и спектр средних направлений хорошо разделяет зыбь и ветровые волны (рис.2). Небольшое смещение направления ветровых волн относительно направления восточного ветра ($\sim 80^\circ$) связано, вероятно, с близостью линии берега ($\sim 55^\circ$), в результате чего направления низкочастотных компонент ветровых волн смещены в сторону больших разгонов.

Другой интересный пример применения данного метода показан на рис.3 и 4. Первая запись проводилась при очень слабом ветре (0 – 2 м/с) блуждающего направления при распространении большой зыби с периодом 6 – 7 с юго-восточного направления, т.е. в условиях почти полного штиля. Это подтверждается отсутствием всякой связи между пульсациями скорости на глубине 0,8 м и возвышением поверхности в диапазоне частот $f > 0,5$ Гц (рис.4, б). Затем скорость ветра возросла до 5 – 7 м/с и в течение следующей записи его направление изменялось с 150 до 230° . Хотя в этот период активно развивались короткие ветровые волны с периодами 1 – 1,5 с, в спектрах возвышения и скорости это проявилось в небольшом увеличении спектральной плотности на частотах $f \geq 0,6 - 0,7$ Гц, поэтому, что-

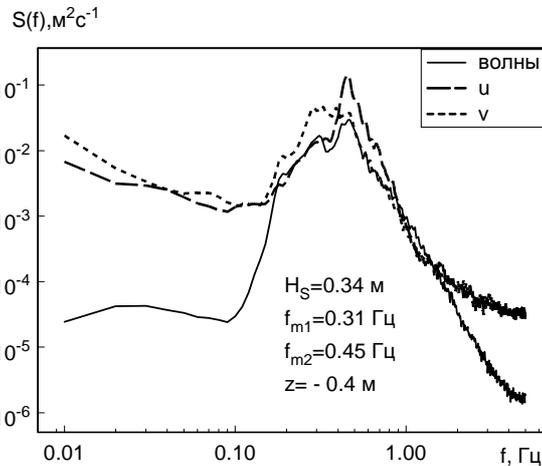


Рис. 1. Частотные спектры возвышения поверхности и горизонтальных компонент скорости на глубине 0,4 м в случае смешанного волнения.

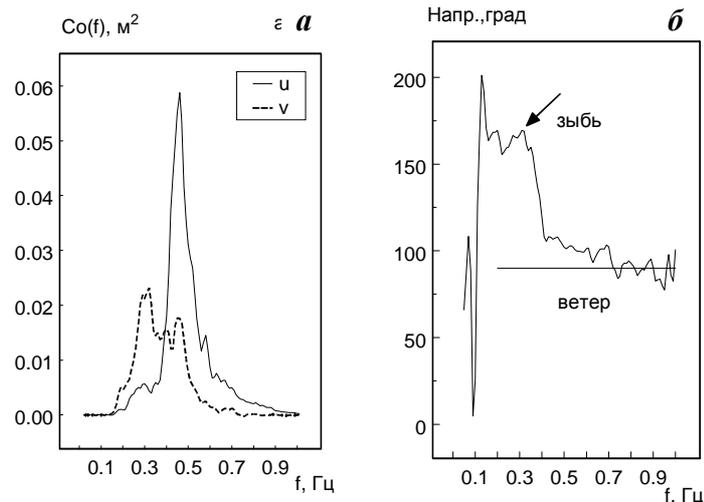
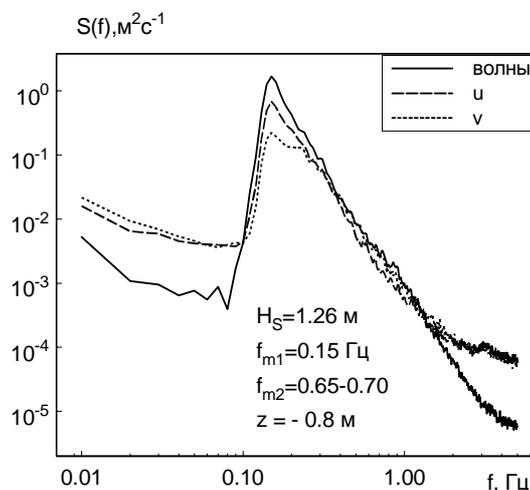


Рис. 2. Коспектры компонент скорости и возвышения поверхности (а) и спектр средних направлений волн (б), определенный по соотношению (8) для смешанного волнения на рис.1.

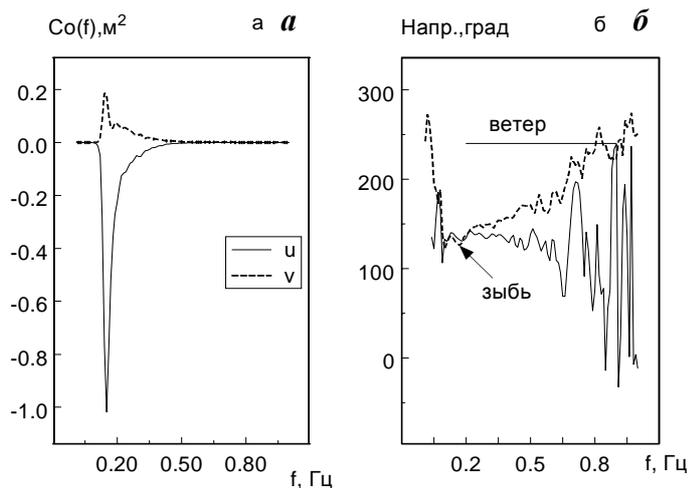
бы не перегружать рисунки, на них показаны спектры только для одной записи, за исключением рис.4, б. Направление зыби не изменилось, однако на более высоких частотах наблюдается монотонный поворот среднего направления волн в сторону направления ветра. Этот эффект свидетельствует об очень узком частотно-угловом спектре зыби и приходе низкочастотных компонент волнения с направлений более сильного ветра в точку измерений. Удивительно, что на высоких частотах при достаточно большой глубине (0,8 м) для волн длиной 2 – 3 м движение стало более упорядоченным.



Р и с . 3 . Частотные спектры возвышения поверхности и горизонтальных компонент скорости для случая зыби при скорости ветра $U \leq 2$ м/с.

Следующий пример демонстрирует применимость данного метода при анализе сложной структуры волнения, образованной двумя системами волн зыби близких частот и установившегося ветрового волнения. Наложением волн зыби разных направлений объясняется столь широкий максимум спектра волнения на рис.5.

Возможность выделения волн зыби разных направлений основана на информации, содержащейся в коспектрах, которые очень чувствительны к изменению направлений спектральных компонент волнения (рис.4, а). Это дает возможность оценить вклад в спектр волнения от разных источников и



Р и с . 4 . Коспектры компонент скорости и возвышения поверхности (а) и спектры средних направлений волн (б) при слабом ветре $U \sim 0 - 2$ м/с (—) и при росте скорости ветра до 5 – 7 м/с и изменении его направления в присутствии волн зыби (рис.3).

определить их основные параметры. Рассмотренные выше примеры типичны для прибрежных районов открытого моря в отличие от «идеальных» условий генерации и распространения волн.

Заключение. Предложенный метод оценки средних направлений распространения спектральных компонент волнения позволяет определить основные параметры волн в типичных для прибрежных районов моря гидрометеорологических условиях. Метод основан на предположении линейной суперпозиции спектральных компонент и симметрии их углового распределения, хотя нелинейные механизмы могут быть существенными при формировании структуры волнения. Достоинством метода является минимум измеряемых параметров (возвышение поверхности и две горизонтальные компоненты скорости) и стандартные программы обработки данных, позволяющие оперативно получить необходимую информацию. Например, для определения направлений волн в случае смешанного волнения (рис.5, б), необходимо использовать как минимум 5-6 волнографов и адаптивные методы обработки. Вместо возвышения поверхности можно проводить измерения вертикальной компоненты скорости или индуцированного волнами давления. При использовании пропеллерных

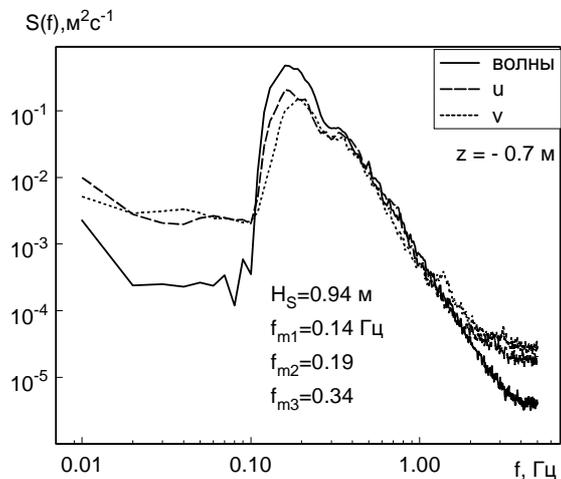


Рис.5. Частотные спектры возвышения поверхности и горизонтальных компонент скорости для случая двух систем волн зыби и ветрового волнения при скорости ветра $U \approx 6$ м/с.

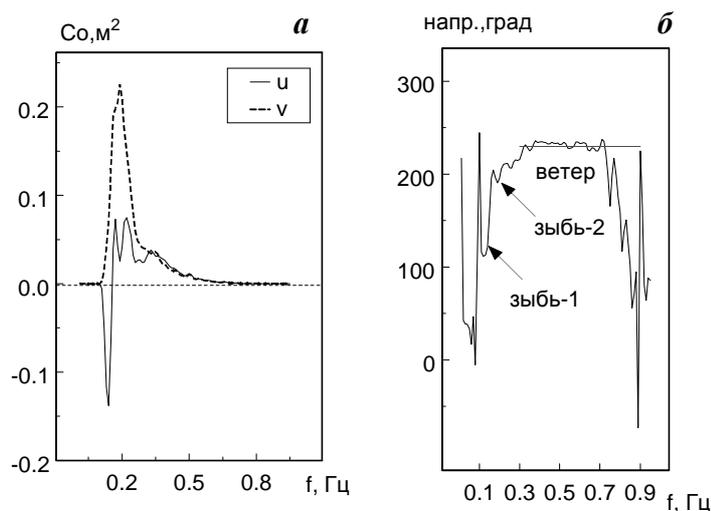


Рис.6. Коспектры компонент скорости и возвышения поверхности (а) и спектр средних направлений волн (б) для смешанного волнения на рис.5.

датчиков скорости дополнительно измеряются скорость и направление течения и низкочастотных движений в приповерхностном слое.

Авторы благодарят сотрудников ЭО МГИ НАНУ за помощь при проведении экспедиционных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Longuet-Higgins M.S., Cartwright D.E., Smith N.D. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of the floating buoy // Proc. of Conference on Ocean Wave Spectra.– Prentice-Hall: Englewood Cliffs, NJ, 1963.– P.111-136.
2. Mitsuyasu H., Tasai F., Suhara T., Misuno S., Ohkuzo M., Honda I., Rikiishi A. Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy // J. Phys. Ocean.– 1975.– 5.– P.750-758.
3. Capon J. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis // Proc. of the IEEE.– 1969.– 57.– P.1408-1418.
4. Ефимов В.В., Соловьев Ю.П. Частотно-угловые спектры и дисперсионное соотношение в ветровых волнах // Изв. АН СССР. ФАО.– 1979.– 15, №11.– С.1181-1196.
5. Hasselmann K., Dunckel M., Ewing J.A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // J. Phys. Oceanogr.– 1980.– 10.– P.750-758.
6. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Phil. Trans. R. Soc. L.– 1985.– A315.– P.509-562.
7. Бабанин А.В., Соловьев Ю.П. Параметризация ширины углового распределения энергии ветровых волн при ограниченных разгонах // Изв. АН СССР. ФАО.– 1987.– 23, №9.– С.868-876.
8. Babanin A.V., Soloviev Yu.P. Variability of directional spectra of wind-generated waves, studied by means of wave staff arrays // Mar. Freshwater Res.– 1998.– 49.– P.89-101.
9. Iwata N., Inada W. Estimation of directional properties of wind waves by ultrasonic current meter // La mer (Bull. Soc. Franco-Japan. Oceanogr.)– 1971.– 9, №1.– P.1-11.
10. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана.– Л.: Гидрометеиздат, 1980.– 319 с.
11. Ефимов В.В. Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана.– Киев: Наукова думка, 1981.– 255 с.
12. Ефимов В.В., Соловьев Ю.П. Особенности спектральных характеристик поля скорости волнового движения в поверхностном слое моря // Изв. АН СССР. ФАО.– 1981.– 17, №12.– С.36-45.
13. Иванов В.А., Соловьев Ю.П. Методика и предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности в прибрежной зоне Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.– вып.10.– С.78-102.
14. Соловьев Ю.П. Исследование характеристик пропеллерного измерителя скорости движения жидкости // Морские гидрофизические исследования.– 1978.– 3.– С.185-197.

Материал поступил в редакцию 18.03.2004 г.