

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ СПЕКТРОВ КОРОТКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

А.С. Запевалов, А.Н. Большаков,
В.Е. Смоллов

Морской гидрофизический институт
НАН Украины

335000, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

При дистанционном зондировании основной объём информации о пограничных слоях атмосферы и океана поступает в результате измерений электромагнитных волн, отраженных морской поверхностью. Характеристики границы раздела вода-воздух определяют любой процесс, в котором электромагнитные волны отражаются или преломляются морской поверхностью. Исследование поля поверхностных волн, в первую очередь его коротковолновых составляющих, является крайне актуальным для развития методов и средств дистанционного зондирования.

Для описания спектров коротких гравитационных волн (ГВ) были предложены две альтернативные модели. Первая – это модель Филлипса [1], согласно которой уровень спектральной плотности коротких ГВ ограничен диссипативными процессами. Вторая модель, предложенная Тоба [2], основана на концепции локального баланса энергии, и согласно которой уровень спектральной плотности коротких ГВ зависит от скорости ветра. Позднее был построен ещё целый ряд моделей, в рамках которых предпринимались попытки функционально связать уровень спектральной плотности со скоростью ветра (или динамической скоростью) [3].

Натурные исследования корреляционных связей между скоростью ветра и энергией отдельных волновых составляющих показали [4], что в диапазоне гравитационно-капиллярных волн уровень корреляции 0,8-0,9. На более низких частотах, соответствующих деци-

метровому диапазону ГВ, он снижается до 0,5-0,7. Тенденция роста средней по ансамблю ситуаций спектральной плотности с увеличением скорости ветра сохраняется.

Вопрос о том, где находится граница между составляющими волнового поля, для которых существует эффект насыщения и составляющими, энергия которых определяется локальным ветром, до настоящего времени остается открытым. Кроме того, любая детерминированная модель строится в рамках определенных допущений, и возникает вопрос, как часто реализуются условия, при которых использование данной конкретной модели является корректным. В настоящей работе мы попытаемся частично ответить на эти вопросы.

Аппаратура и методика измерений. Измерения проводились в 1994 г. на океанографической платформе Морского гидрофизического института, установленной в Чёрном море вблизи п. Кацивели. Расстояние от платформы до берега 650 м, глубина моря около 30 м.

Для измерения ветровых волн использовался широкополосный резистивный волнограф, имеющий датчик из нихромовой проволоки диаметром 0,25 мм. Скорость ветра определялась с помощью трёхчашечного ротоанемометра, установленного на высоте 18 м.

Интенсивность обрушения волн определялась как доля поверхности, покрытой пеной. Использовался оптический фотометр [5], регистрирующий яркость отдельных участков морской поверхности, расположенных в полосе шириной 0,4 м и длиной 200 м. Изображение, соответствующее одному кадру, состоит из 127 строк при 1000 элементах в строке.

Массив анализируемых данных состоял из 67 пятиминутных серий, включавших измерения скорости ветра, возвышения поверхности и обрушения волн.

Анализ данных измерений. Согласно модели Филлипса [1], в равновесном интервале спектр возвышения поверхности описывается выражением:

$$S_{\omega}(\omega) = \beta_{\omega} \cdot g^2 \cdot \omega^{-5} \quad (1)$$

где β_{ω} - безразмерный параметр; g - гравитационное ускорение; $\omega = 2\pi f$ - циклическая частота. Если частота измеряется в Герцах, а не в рад/с, то $\beta_f = (2\pi)^{-4} \beta_{\omega}$. Далее будем рассматривать только спектр $S(f)$.

На частотах, где справедлива концепция Филлипса о равновесном интервале [1], полученные в разных ситуациях оценки спектральной плотности должны образовывать область, верхняя граница которой соответствует уровню насыщения, а более низкие значения соответствуют не полностью развитому волнению. Рассмотрим реальные области изменения оценок уровней спектральной плотности, определённые по измерениям в прибрежной зоне (см. рис.1).

В ранее проведённых экспериментах отмечен разброс оценок параметра β и его зависимость от разгона [1], поэтому на рис.1 показаны два уровня спектральной плотности, различающиеся в пять раз, соответствующие $\beta_f^{(1)} = 7,7 \cdot 10^{-6}$ ($\beta_{\omega}^{(1)} = 1,2 \cdot 10^{-2}$) и $\beta_f^{(2)} = 3,85 \cdot 10^{-5}$ ($\beta_{\omega}^{(2)} = 6 \cdot 10^{-2}$).

На частоте 0,4 Гц второй (верхний) уровень практически совпадает с верхней границей области изменения $S(f)$. Но на более высоких частотах значения $S(f)$ превышают уровень, соответствующий $\beta_f^{(2)}$, причём, чем больше частота, тем больше превышение. Отметим, что этот эффект не может быть вызван дрейфовым течением, поскольку он наблюдается при разных скоростях ветра, в том числе и при слабых, когда скорость дрейфового течения мала. Вероятно, он вызван тем, что наклон реальных спектров в этой частотной области меньше, чем "-5".

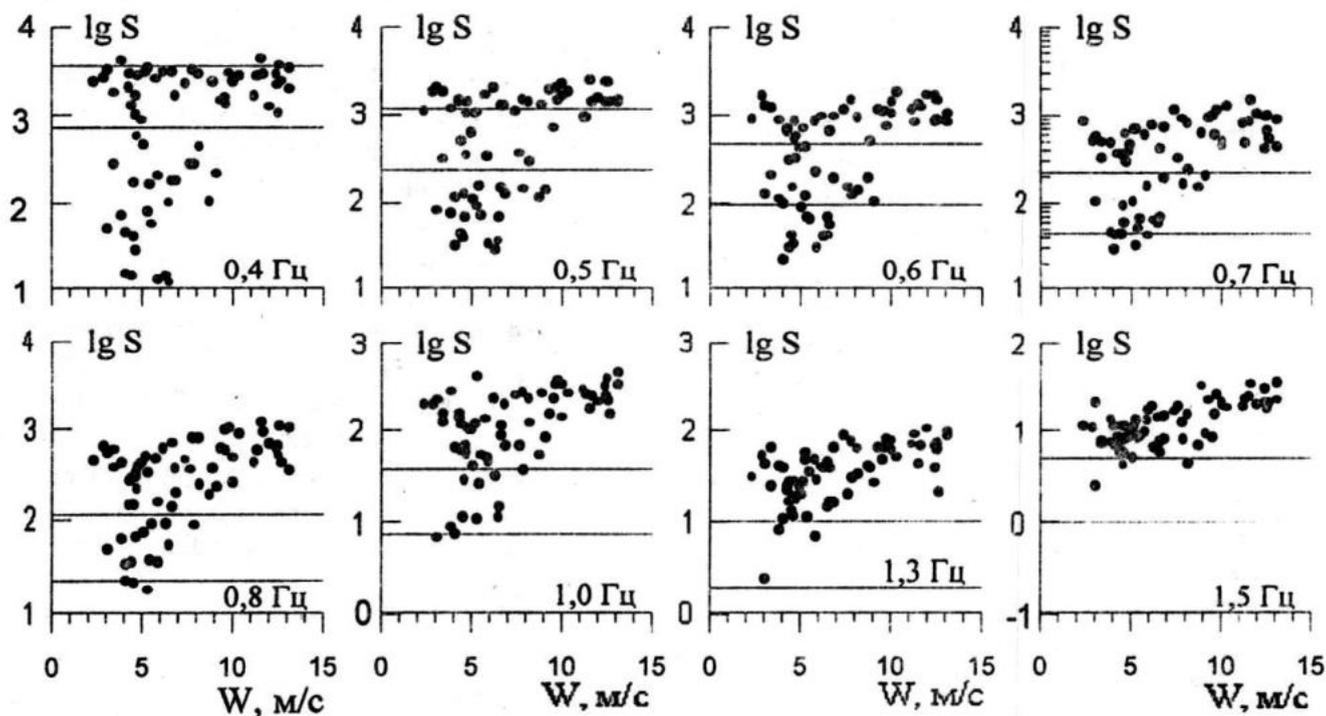


Рис.1 Оценки спектральной плотности S [$\text{см}^2/\text{с}$] при разных скоростях ветра W .

Верхняя граница области изменения $S(f)$ на частотах 0,4 и 0,5 Гц не зависит от

скорости ветра. Для $f > 0,5$ Гц, эта граница при низких скоростях ветра лежит не-

сколько ниже, чем на высоких, что, вероятно, вызвано эффектом Доплера, созданным дрейфовым течением, скорость которого составляет 2-3% от скорости ветра.

Таким образом, поскольку оценки $S(f)$, определённые при фиксированных значениях W , имеют значительный разброс, априорное использование детерминированных моделей может привести к значительным ошибкам в определении уровня спектральной плотности коротких ГВ, особенно при малых скоростях ветра. Более эффективным представляется использование стохастических моделей, в которых $S(f)$ и W связаны регрессионными уравнениями, построенными на основе данных натуральных измерений. Предложенный подход позволяет учесть как сезонные так и региональные особенности изменчивости коротких ГВ, соответствующим определением коэффициентов регрессий.

Согласно [1], максимальный уровень оценок $S(f)$ ограничен процессами диссипации, наиболее сильным из которых является обрушение волн. В ряде теоретических работ используется предположение, что основным параметром, определяющим момент обрушения, является крутизна [6]. Однако, натурные исследования показали, что крутизна не может быть использована в качестве параметра, разделяющего обрушивающиеся и необрушивающиеся волны [7]. Обычно обрушение происходит задолго до достижения волной Стоксовского предела крутизны 0,141. Наблюдаются обрушения волн малой крутизны (0,05), в тоже время волны в два раза большей крутизны могут оставаться устойчивыми [8].

Рассмотрим взаимосвязь интенсивности обрушения Q (доля площади поверхности покрытой пеной) и спектральных характеристик волнового поля (см. рис.2). В ситуациях, когда интенсивность обрушений относительно мала, оценки $S(f)$ имеют значительный разброс. С ростом интенсивности обрушений разброс уменьшается, и оценки $S(f)$ приближаются к своему верхнему пределу.

Исследования обрушения волн показали, что доля поверхности, покрытой пеной, хорошо описывается однопараметрической моделью, в которой параметром является скорость ветра, W , или динамическая скорость u . [5],

$$Q = 1,9 \cdot u^n, \quad (2)$$

где $n \approx 3$. Для анализируемого здесь массива данных коэффициент корреляции между W и Q равен 0,72. Принимая во внимание нелинейный характер связи между интенсивностью обрушения и скоростью ветра, представляется целесообразным линеаризовать зависимость и оценить уровень корреляции между W и $\lg(Q)$. Он оказался равным 0,92.

Из рис.2 видно, что однозначная зависимость между уровнем обрушения и уровнем спектральной плотности коротких гравитационных волн отсутствует. Наибольший разброс при фиксированных значениях Q наблюдается при низкой интенсивности обрушения. С ростом Q разброс оценок $S(f)$ уменьшается. Отметим, что с учетом высокого уровня корреляции между W и Q , зависимость $S(f)$ от $\lg(Q)$ хорошо согласуется с зависимостью $S(f)$ от W .

Следует подчеркнуть, что оценки $S(f)$, близкие к уровню насыщения, наблюдаются не только при высоких, но и при низких значениях Q . Это обстоятельство позволяет предположить, что при слабых и умеренных ветрах среди процессов диссипации, ограничивающих рост амплитуд коротких ГВ, обрушение не является доминирующим фактором. При высокой интенсивности обрушений, соответствующей сильным ветрам, оценки уровня спектральной плотности коротких ГВ близки к уровню насыщения.

Данные синхронных измерений интенсивности обрушений и уровня спектральной плотности, приведённые на рис.2, указывают на необходимость ещё раз вернуться к анализу физических механизмов, лежащих в основе модели Филлипса [1].

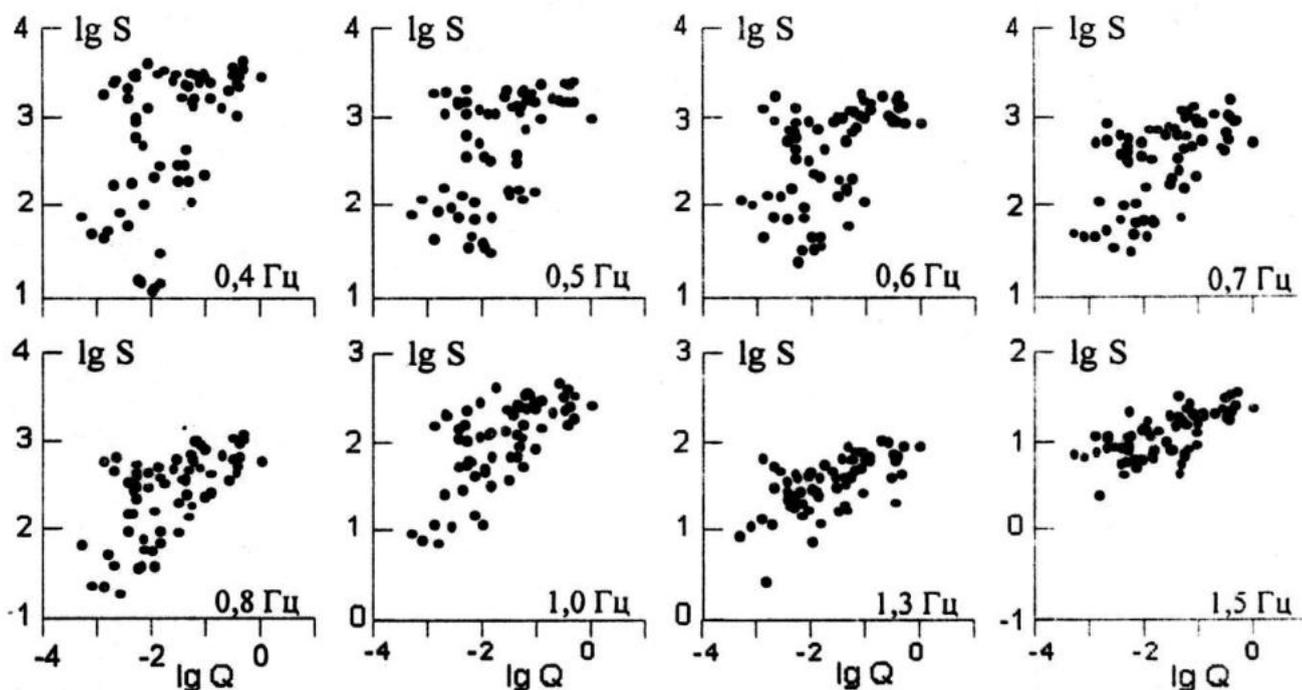


Рис.2 Оценки спектральной плотности S [$\text{см}^2/\text{с}$] при разной интенсивности обрушения Q [%].

Авторы благодарят В.Н. Кудрявцева за предоставленную возможность провести измерения на океанографической платформе и В.А. Дулова, за предоставленные данные по обрушению волн.

Литература

1. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана // Л.: Гидрометеиздат, 1980. 319 с.
2. Toba J. Local balance in the air-sea boundary process. III // Oceanogr. Soc. Japan. 1973. V. 29. P. 209-225.
3. Kudryavtsev V.N., Makin V.K., Chapron B. Coupled sea surface-atmosphere model. Part 2. J. Geophys. Res., 104, C4, P. 7625-7639, 1999
4. Христофоров Г.Н., Смоллов В.Е., Запелалов А.С., Бабий М.В. Корреляции между высокочастотными ветровыми волнами и ветром над морем // Доклады НАН Украины. 1993, N.9, С. 113-117.
5. Дулов В.А., Кудрявцев В.Н., Гродский С.А., Щербак О.Г. Наблюдения обрушений ветровых волн во фронтальной зоне Гольфстрима // Препринт, Севастополь, МГИ НАНУ, 1996, 42 с.
6. Michell J.H. The highest waves in water // Philosophical Magazine Series 5, 1983, 36 (22), P.430-437.
7. Holthuijsen L.H., Herbers T.H.C. Observed statistics of breaking ocean waves // The Ocean Surface, Edited by Y. Toba, H. Mitsuyasu, 1985, P. 431-436.
8. Babanin A.V. Field and laboratory observations of wind waves breaking // MEDCOAST'95, Proceedings of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Editor E. Ozhan, 1995, vol.3, p. 1919-1927.