УДК 551.463.288

ВЛИЯНИЕ ДЛИННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН НА РЕЗОНАНСНОЕ РАССЕЯНИЕ АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОБРАТНОМ НАПРАВЛЕНИИ

Α. С. ЗΑΠΕΒΑЛΟΒ

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

Получено 08.08.2006

Проанализирована трансформация коэффициента брэгговского рассеяния высокочастотного акустического излучения на границе раздела океан – атмосфера, вызванная влиянием длинных (по сравнению с брэгговскими компонентами) поверхностных волн. Для разных скоростей ветра получены численные оценки поправок для коэффициента рассеяния, обусловленных изменением локального угла падения, которое вызывается длинными волнами. Показано, что в случае рассеяния на коротких гравитационно-капилярных волнах при сильных ветрах величина поправки может превышать 100 %. Кроме того, получены оценки поправок второго порядка, обусловленных асимметрией распределений уклонов. При анализе использованы данные измерений уклонов морской поверхности, полученные в экспериментах на океанографической платформе Морского гидрофизического института НАН Украины.

Проаналізовано трансформацію коефіцієнта бреггівського розсіювання високочастотного акустичного випромінювання на межі розділу океан – атмосфера, спричинену впливом довгих (у порівнянні з бреггівськими компонентами) поверхневих хвиль. Для різних швидкостей вітру одержані чисельні оцінки поправок для коефіцієнта розсіяння, обумовлені зміною локального кута падіння, яка викликається довгими хвилями. Показано, що у разі розсіяння на коротких гравітаційно-капілярних хвилях при сильних вітрах величина поправки може перевищувати 100 %. Окрім того, одержані оцінки поправок другого порядку, обумовлених асиметрією розподілів ухилів. При аналізі використані дані вимірювань ухилів морської поверхні, одержані в експериментах на океанографічній платформі Морського гідрофізичного інституту НАН України.

The paper deals with transformation of the Bragg scattering coefficient for high-frequency acoustic radiation at the oceanatmosphere interface due to long (in comparison with the Bragg components) surface waves. The numerical estimations of the allowances for scattering coefficient determined by the local variations of the angle of incidence caused by long waves are obtained for different wind velocities. It is shown that in the case of scattering on the short gravitational-capillary waves at strong winds, the allowance value can exceed 100 %. Moreover, the secondary order allowance estimations, which are determined by skewness slope distribution, have been obtained. The analysis was conducted using measurement data for the sea surface slopes obtained in the experiments at oceanographic platform of the Marine Hydrophysical Institute of NAS of Ukraine.

введение

Физические механизмы рассеяния электромагнитных и акустических волн на шероховатой поверхности подобны [1]. Это позволяет рассматривать их в рамках общей теории, учитывая некоторые специфические особенности (в частности, для радиоволн – эффекты, связанные с поляризацией [2]).

Основы теории рассеяния волн на шероховатой поверхности были заложены к началу 1970-ых годов [3-6], но до сих пор ее построение далеко от завершения. Хотя для некоторых частных случаев (малых пологих или крупных плавных неровностей) разработаны достаточно эффективные методы расчета рассеянных полей [7], их приложение к рассеянию волн на морской поверхности требует проведения дополнительных исследований. В первую очередь это связано с тем, что характеристики поля поверхностных волн, особенно его коротковолновая область, до настоящего времени изучены недостаточно хорошо [8].

Одним из наиболее разработанных способов ра-

счета рассеянных полей является метод малых возмущений (MMB). При малых значениях параметра Рэлея в первом приближении ММВ коэффициент рассеяния определяется только одной спектральной составляющей волнового поля, удовлетворяющей условию брэгговского резонанса [6]. Если рассеяние происходит на коротких поверхностных волнах, то необходимо дополнительно учитывать, что в реальных морских условиях они практически всегда распространяются по поверхности более длинных волн. Подход к решению этой проблемы намечен в работе [9], в которой предлагалось описывать рассеивающую поверхность в рамках двухмасштабной модели. В коротковолновой области реализуется механизм резонансного рассеяния, а длинноволновые составляющие приводят к вариациям локального угла падения акустической волны [10].

Вследствие изменения локального угла падения меняется условие резонанса и соответственно происходит изменение длины брэгговских составляющих в поле поверхностных волн. Поскольку спектр таких волн является круто спадающей функцией волновых векторов [11], то даже незначительное изменение угла падения приводит к заметному изменению спектральной плотности брэгговских компонент. При изучении эффектов, создаваемых длинными волнами, в отсутствие детальной информации о реальных статистических характеристиках морской поверхности, для ее описания используются различного рода модели [12, 13]. Среди них можно упомянуть модели спектра поверхностных волн, построенные на основе решения кинематического уравнения [14], или численные модели рельефа морской поверхности [13].

В данной работе расчет поправок для коэффициента резонансного рассеяния, обусловленных присутствием длинных (по сравнению с брэгговскими составляющими) поверхностных волн, проводится на основе данных измерений уклонов морской поверхности *in situ*, полученных в Морском гидрофизическом институте НАН Украины (МГИ НАНУ).

1. МОДЕЛЬ РЕЗОНАНСНОГО (БРЭГГОВ-СКОГО) РАССЕЯНИЯ

При малых значениях параметра Рэлея интенсивность рассеянного акустического поля в зоне Фраунгофера в первом приближении MMB определяется только одной спектральной составляющей поля поверхностных волн с волновым вектором \vec{k}_B , удовлетворяющим условию резонанса:

$$\vec{k}_B = \vec{K} - \vec{K}_0,\tag{1}$$

где \vec{K}_0 и \vec{K} – горизонтальные компоненты волновых векторов падающей и отраженной акустических волн; индекс 0 соответствует падающей волне. Коэффициент брэгговского рассеяния находится как

$$G_B^0 = 4K_A^4 \cos^2\theta_0 \cos^2\theta\psi(\vec{k}_B), \qquad (2)$$

где θ_0 и θ – углы между акустической волной и нормалью к невозмущенной морской поверхности [7].

Для того, чтобы учесть влияние локальных наклонов поверхности, необходимо осреднить выражение (2) по всей области наклонов, создаваемых длинными волнами. Прежде, чем сделать это, приведем выражение (2) к виду, в котором можно использовать эмпирические оценки статистических моментов уклонов морской поверхности. Как известно, спектр $\psi(\vec{k})$ крайне сложно измерить в морских условиях. Вместо него обычно используется спектр волновых чисел и направлений $\chi(k, \alpha)$.

А. С. Запевалов

Переход от одного типа спектров к другому осуществляется на основе условия нормировки, согласно которому любой спектр поверхностных волн, будучи проинтегрированным по всем своим переменным, должен дать дисперсию возвышения поверхности. Отсюда получаем

$$\psi(k_x, k_y) \frac{\partial(k_x, k_y)}{\partial(k, \alpha)} = \chi(k, \alpha), \tag{3}$$

где Якобиан

$$\frac{\partial(k_x, k_y)}{\partial(k, \alpha)} = k;$$

 α – азимутальный угол. Далее представим спектр $\chi(k, \alpha)$ в форме с разделенными переменными:

$$\chi(k,\alpha) = S(k)\Theta(a). \tag{4}$$

Здесь S(k) – одномерный спектр волновых чисел; $\Theta(a)$ – функция углового распределения волновой энергии, удовлетворяющая условию нормировки

$$\int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\alpha) d\alpha = 1$$

Выражение (2) принимает вид

$$G_B^0 = 4K^4 \cos^2 \theta_0 \cos^2 \theta k_B^{-1} S(k_B) \Theta(\alpha_B), \quad (5)$$

где k_B и α_B – волновое число и направление распространения брэгговских составляющих волнового поля.

2. ВЛИЯНИЕ ДЛИННЫХ ВОЛН

Дальнейший анализ проведем для случая рассеяния акустических волн в обратном направлении. Тогда $\theta_0 = \theta$ и векторное условие резонансного рассеяния (1) можно заменить скалярным:

$$k_B = K2\sin\theta. \tag{6}$$

Из выражения (6) видно, что обусловленное длинными волнами изменение локального угла наклона морской поверхности приводит к изменению длины поверхностной волны, на которой происходит рассеяние. Проведем замену переменных в спектре S(k):

$$S(k)\frac{dk}{d\theta} = \tilde{S}(K2\sin\theta),\tag{7}$$

где $dk/d\theta = K2\cos\theta.$ В окончательной форме для G^0_B получим

$$G_B^0 = K^2 \frac{\cos^3 \theta}{\sin \theta} \tilde{S}(K2\sin \theta) \Theta(\alpha_B).$$
(8)

37

Обозначим угол наклона морской поверхности, создаваемый длинными волнами в направлении падения акустической волны, как θ_L . Процедура осреднения G_B^0 описывается формулой

$$G_B^1 = \int G_B^0(\theta - \theta_L) P(\theta_L) d\theta_L, \qquad (9)$$

где $P(\theta_L)$ – плотность вероятностей углов наклонов в направлении падения акустической волны.

Разложим выражение для коэффициента рассеяния G_B^0 в ряд Тейлора и удержим только первые четыре члена ряда:

$$G_B^0(\theta - \theta_L) \approx G_B^0(\theta) + \frac{dG_B^0}{d\theta}\theta_L +$$

$$+ \frac{1}{2} \frac{d^2 G_B^0}{d\theta^2} \theta_L^2 + \frac{1}{6} \frac{d^3 G_B^0}{d\theta^3} \theta_L^3.$$
(10)

Подставим соотношение (10) в формулу (9), учитывая, что средний уклон в любом направлении равен нулю. Тогда

$$G_B^1 \approx G_B^0 \left(1 + \frac{1}{2G_B^0} \frac{d^2 G_B^0}{d\theta^2} \overline{\theta_L^2} + \frac{1}{6G_B^0} \frac{d^3 G_B^0}{d\theta^3} \overline{\theta_L^3} \right).$$

$$(11)$$

Второй и третий члены внутри круглых скобок в выражении (11) характеризуют соответственно влияние дисперсии и асимметрии распределения уклонов, создаваемых волнами более длинными, чем брэгговские составляющие. Чтобы оценить их роль, необходимо задать спектр S(k). В области пространственных масштабов, меньших, чем длина доминантных волн, спектр волновых чисел аппроксимируется как $S(k) \sim k^{-n}$. Значение параметра *n* зависит от диапазона *k*. В высокочастотной области гравитационно-капиллярных волн можно принять n=3 [11].

3. ЗАВИСИМОСТИ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОМЕНТОВ УКЛОНОВ МОРСКОЙ ПО-ВЕРХНОСТИ ОТ СКОРОСТИ ВЕТРА

Чтобы количественно оценить влияние длинных волн, воспользуемся результатами натурных исследований уклонов морской поверхности, проведенными на океанографической платформе МГИ НАНУ, установленной на Черном море около Южного берега Крыма. Глубина моря в месте расположения платформы составляет 30 м, что для Черного моря соответствует условию "глубокой воды". Таким образом, искажениями волнового поля, обусловленными влиянием дна, можно пренебречь. Измерения уклонов морской поверхности проводились с помощью лазерного уклономера "Рябь". Принцип работы прибора основан на измерении углов отклонения лазерного луча при прохождении из-под воды через взволнованную границу раздела вода – воздух. Регистрируемый угол отклонения луча от вертикали определяется локальным наклоном морской поверхности в точке ее пересечения (точнее, на площадке ~ 2 мм²). Измерительная аппаратура, ее размещение на океанографической платформе и условия проведения измерений описаны в работах [15–17].

Введем следующие обозначения: ζ – возвышение морской поверхности; $\xi_u = d\zeta/dx$ и $\xi_c = d\zeta/dy$ – компоненты уклонов в продольном и поперечном относительно ветра направлениях; ξ_L – уклон в направлении падения акустической волны. Поскольку угол уклона поверхности и уклон связаны соотношением $\theta = \arctan(\xi)$, то, в силу их малости для длинных волн, при дальнейшем анализе будем полагать, что эти величины численно равны между собой.

С ростом скорости ветра среднеквадратическая величина уклонов $\sqrt{\xi_L^2}$ растет, причем наиболее быстрый рост наблюдается при скоростях ветра $W \leq 4$ м/с. Поэтому зависимость среднеквадратических величин уклонов от скорости ветра целесообразно аппроксимировать по отдельности для двух диапазонов (рис. 1). Для продольной и поперечной компонент получаем

$$\sqrt{\overline{\xi_u^2}} = \begin{cases} 0.0158W + 0.0896 & W \le 4, \\ 0.00257W + 0.143 & W > 4, \end{cases}$$
(12)

$$\sqrt{\overline{\xi_c^2}} = \begin{cases} 0.0142W + 0.0662 & W \le 4, \\ 0.0031W + 0.1074 & W > 4. \end{cases}$$
(13)

По тому же массиву данных, по которому построены регрессии (12) и (13), проанализированы зависимости от скорости ветра асимметрии продольной A_u и поперечной A_c компоненты уклонов. При слабых ветрах асимметрия продольной компоненты близка к нулю. Ее изменение с усилением ветра описывается выражением [17]

$$A_u = 0.04 - 0.019W \pm 0.16. \tag{14}$$

Коэффициент корреляции между A_u и W составляет -0.34, при 95 %-ном доверительном интервале, равном 0.11.

Среднее по ансамблю ситуаций значение асимметрии поперечной компоненты уклонов равно нулю, однако в отдельных случаях она может значительно отклоняться от этого значения. Для нашей серии измерений

$$A_c = 0.036 \pm 0.15. \tag{15}$$

4. ЧИСЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПОПРАВОК К КОЭ
ФФИЦИЕНТУ G^B_0

Используя описанные выше результаты исследований статистических моментов уклонов морской поверхности, можно количественно оценить влияние длинных волн на величину коэффициента G_B^1 . Будем рассматривать два случая, когда акустическое зондирование осуществляется вдоль и поперек генерального направления волн, которое мы предполагаем совпадающим с направлением ветра. Введем обозначения

$$g_2 = \frac{1}{2G_B^0} \frac{d^2 G_B^0}{d\theta^2}, \qquad g_3 = \frac{1}{6G_B^0} \frac{d^3 G_B^0}{d\theta^3}.$$

Сначала рассчитаем величины $g_2 \overline{\theta_L^2}$ и $g_3 \overline{\theta_L^3}$ с использованием регрессионных уравнений для аппроксимации эмпирических оценок статистических моментов уклонов, представленных в предыдущем разделе.

Расчеты проведены для трех углов падения акустической волны: 35° , 45° и 55° . Как видно из рис. 1, поправки $g_2\overline{\theta_u^2}$ и $g_2\overline{\theta_c^2}$ быстро растут с усилением ветра и при больших скоростях превышают единицу. Вклад поправки $g_3\overline{\theta_u^3}$, обусловленной асимметрией продольной компоненты уклонов, также зависит от скорости ветра, но по величине он на порядок меньше. Поскольку среднее значение асимметрии поперечной компоненты уклонов равно нулю, то в рамках данного подхода ее влияние не учитывается.

Для оценок статистических моментов уклонов характерен значительный разброс (см., например, рис. 2). Поэтому, наряду с расчетами по регрессионным и средним оценкам, необходимо проанализировать, в каких пределах могут меняться величины $g_2\theta_L^2$ и $g_3\theta_L^2$ при одной и той же скорости ветра. Эти результаты отражены на рис. 3 и 4. Для скоростей ветра свыше 5 м/с при угле падения на невозмущенную поверхность 35° в отдельных ситуациях величина $g_2\theta_c^2$ во всем диапазоне скоростей ветра не превышает 1.25. Минимальная величина поправок, имеющая место при слабых ветрах, для всех рассматриваемых углов падения не опускается ниже уровня 0.25.

А. С. Запевалов



Рис. 1. Зависимости поправок $g_2\overline{\theta_u^2}, g_2\overline{\theta_c^2}$ и $g_3\overline{\theta_u^3}$ от скорости ветра W, рассчитанные по регрессионным уравнениям для статистических моментов уклонов при углах падения акустической волны:

 $1 - 35^{\circ}, \ 2 - 45^{\circ}, \ 3 - 55^{\circ}$



Рис. 2. Зависимости среднеквадратических величин продольной $\sqrt{\overline{\xi_u^2}}$ и поперечной $\sqrt{\overline{\xi_c^2}}$ компоненты уклонов от скорости ветра W: линии – регрессионные уравнения (12) и (13) соответственно



Рис. 3. Зависимости поправок $g_2 \overline{\theta_u^2}$ и $g_2 \overline{\theta_c^2}$ от скорости ветра W, рассчитанные по данным прямых измерений статистических моментов уклонов при углах падения акустической волны:

• $-35^{\circ}, \circ -45^{\circ}, + -55^{\circ}$

При сильных ветрах поправки, обусловленные асимметрией распределений уклонов, по порядку величины сравнимы с разбросом индивидуальных оценок $g_2\overline{\theta}_u^2$ и $g_2\overline{\theta}_c^2$ относительно их средних значений при фиксированной скорости ветра. При слабых ветрах поправки $g_2\overline{\theta}_u^2$, $g_2\overline{\theta}_c^2$ и $g_3\overline{\theta}_u^3$, $g_3\overline{\theta}_c^3$ могут быть близки.

Следует отметить, что хотя средняя по ансамблю ситуаций величина асимметрии поперечной компоненты уклонов равна нулю, в отдельных случаях она значительно отклоняется от этого значения [17]. Как следствие, поправка $g_3\overline{\theta_u^3}$ может становиться сравнимой с поправкой $g_3\overline{\theta_u^3}$.

выводы

На основе данных прямых измерений уклонов морской поверхности проведен анализ трансформации коэффициента резонансного (брэгговского) рассеяния высокочастотных акустических волн в присутствии длинных поверхностных волн. При разных скоростях ветра получены численные оценки поправок для коэффициента рассеяния, обусловленных изменением локального угла падения длинными волнами.

Показано, что в случае рассеяния на коротких



Рис. 4. Зависимости поправок $g_3\overline{\theta_u^3}$ и $g_3\overline{\theta_c^3}$ от скорости ветра W, рассчитанные по данным прямых измерений статистических моментов уклонов при углах падения акустической волны:

• $-35^{\circ}, \circ -45^{\circ}, + -55^{\circ}$

гравитационно-капиллярных волнах при сильных ветрах величина поправки $g_2 \overline{\theta_u^2}$ может превышать 100 %, в отдельных ситуациях при акустическом зондировании вдоль направления ветра достигая значений 1.75. При этих же условиях поправка $g_2 \overline{\theta_c^2}$ не превышает уровня 1.25.

Поправки, обусловленные асимметрией распределений уклонов морской поверхности $g_3\overline{\theta_u^3}$ и $g_3\overline{\theta_c^3}$, при сильных ветрах оказываются на порядок ниже величин $g_2\overline{\theta_u^2}$, $g_2\overline{\theta_c^2}$, а при слабых ветрах могут иметь близкие к ним значения. Диапазоны, внутри которых меняются поправки $g_3 \overline{\theta_u^3}$ и $g_3 \overline{\theta_c^3}$, практически совпадают.

- Шмелев А. Б. Рассеяние волн статически неровными поверхностями // Усп. физ. наук. 1972. 102, N 3. – С. 459–480.
- Valenzuela G. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves. – A review // Bound. Layer Meteorol.– 1978.– 13, N 1-4.– P. 61–85.
- Бреховских Л.М. Дифракция волн на неровной поверхности. І // ЖЭТФ.– 1952.– 23, N 3.– С. 275– 288.
- Bass F. G., Fuks I. M., Kalmykov A. I. Ostrovsky I. E., Rosenberg A. D. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface // IEEE Trans. Anten. Prop.- 1968.- 16, N 5.- P. 554– 559.
- Barrik D. Theory of HF and VHF propagation across the rough sea // Radio Sci.- 1971.- 6, N 5.- P. 527-533.
- 6. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. 424 с.
- 7. Бреховских Л. М., Лысанов Ю. П. Теоретические основы акустики океана.– Л.: Гидрометеоиздат, 1982.– 264 с.
- Guissard A., Baufays C., Sobieski P. Sea surface description requirements for electromagnetic scattering calculations // J. Geophys. Resch.- 1986.- 91, N C2.- P. 2477-2492.
- Курьянов Б. Ф. Рассеяние звука на шероховатой поверхности с двумя типами неровностей // Акуст. ж.– 1962.– 8, N 3.– С. 325–333.
- Kudryavtsev V. N., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface.
 Background model // J. Geophys. Resch.- 2003.-108, N C3.- P. 8054 [doi:10.1029/2001JC001003].
- 11. Монин А. С., Красицкий В. П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.– 375 с.
- Малиновский В. В. Особенности расчета геометрического коэффициента в двухмасштабной модели УЭПР морской поверхности // Исследование Земли из космоса.– 2004.– N 1.– С. 30–35.
- West J. C., O'Leary B. S., Klinke J. Numerical calculation of electromagnetic scattering from measured wind-roughened water surfaces // Int. J. Remote Sens.- 1998.- 19, N 7.- P. 1377-1393.
- Кудрявцев В. Н. Физическая модель спектра капиллярно-гравитационных волн // Мор. гидрофиз. ж.– 1996.– N 2.– С. 3–14.
- Христофоров Г. Н., Запевалов А. С., Бабий М. В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. – 1992. – 32, N 3. – С. 452–459.
- 16. Запевалов А. С. Зависимость статистики бликов зеркального отражения при лазерном зондировании морской поверхности от характеристик ее локальных уклонов // Оптика атмосферы и океана.-2000.- 13, N 1-2.- С. 1123-1127.
- Запевалов А. С. Изменчивость характеристик локальных уклонов морской поверхности // Прикл. гидромех.– 2005.– 7(79), N 1.– С. 17–21.