

Ю.Ю.Юровский, В.В.Малиновский

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь***ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ОБРУШЕНИЙ ВЕТРОВЫХ ВОЛН
ПО ОБРАТНОМУ РАССЕЯНИЮ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА
НА ДЛИНЕ РАДИОВОЛНЫ 8 ММ**

Предлагается подход к восстановлению доли морской поверхности, покрытой обрушениями морских ветровых волн, по параметрам радиолокационного сигнала, рассеянного морской поверхностью на длине радиоволны 8 мм. В качестве информативного параметра выбрано распределение обрушений ветровых волн по длинам обрушивающихся гребней, которое оценивается по функции плотности вероятности мгновенных значений эффективной площади рассеяния морской поверхности. Представленная методика тестируется на натурных данных, включающих в себя синхронные радиолокационные измерения и видеосъемку облучаемого участка поверхности.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *дистанционное зондирование, обрушения ветровых волн.*

Радиолокационное (РЛ) дистанционное зондирование морской среды играет одну из ведущих ролей в системах глобального и локального мониторинга Мирового океана. По параметрам рассеянного РЛ сигнала в настоящее время восстанавливаются скорость и направление приводного ветра (спутниковые скаттерометры), крупномасштабная топография морской поверхности (альтиметрия), ведется обнаружение нефтяных загрязнений (SAR изображения) (см., например, обзор [1, 2]). Для контроля параметров окружающей среды широко используются также РЛ системы (РЛС) наземного базирования, работающие, в микроволновом диапазоне под большими углами наблюдения. Такие РЛС дают возможность измерять поля поверхностных течений [3], высоту энергонесущих волн, спектры ветрового волнения [4]. Создание методов мониторинга подобного рода возможно благодаря связи параметров РЛ сигнала и восстанавливаемых информативных параметров морской среды, например, таких как шероховатость морской поверхности при восстановлении скорости ветра, сдвиг доплеровской частоты при измерении скорости течений.

Одним из объектов, которые существенным образом влияют на РЛ сигнал микроволнового диапазона, являются обрушения морских ветровых волн, или “барашки”. Следовательно, существует потенциальная возможность восстановления их характеристик, которая до сих пор не реализована. Не вызывает сомнений необходимость мониторинга обрушений поверхностных волн, так как именно они в значительной степени обуславливают диссипацию энергии волнения и перенос тепла, газа, воды, соли через поверхность моря и, следовательно, оказываются неотъемлемой составляющей моделей верхнего и нижнего пограничных слоев океана и атмосферы (см., например, [5]). Тем не менее, изученность указанного явления и методы его диагностики пока еще недостаточны. Основным методом исследования обрушений является анализ фото или видео изображений морской по-

верхности, для которых вводят порог яркости, по которому судят о возникновении “барашков”. Поскольку этот порог сильно зависит от условий освещенности, результаты, получаемые путем обработки оптических изображений, могут отличаться на порядки (см., например, обзор [6]). Поэтому использование РЛ средств в качестве инструмента мониторинга обрушений представляется актуальной задачей, так как радиолокаторы, в отличие от оптических приборов, не чувствительны к переменному внешнему освещению.

Отметим, что использование спутниковых РЛС для задачи контроля запыненности морской поверхности в настоящее время проблематично. В первую очередь, это связано с недостаточной изученностью механизмов рассеяния радиоволн на обрушениях. Впервые для объяснения всплесков РЛ сигнала, связанных с обрушениями, в [7] было предложено решение задачи дифракции радиоволн на клине. Результаты эксперимента [8] показали, что существенное РЛ рассеяние наблюдается также от брызг при обрушивании гребней морских волн. В ряде работ (например, [9, 10]) предполагается, что в зоне “барашка” реализуется механизм зеркального отражения и рассеяние радиоволн описывается в приближении Кирхгофа. Сложность определения характеристик обрушений при использовании спутниковых РЛС связана также с относительно небольшим вкладом компоненты рассеяния от “барашков” в суммарный сигнал при малых и умеренных (до 40°) углах падения. В [11] оценка доли этой компоненты не превышает 30 % при горизонтальной поляризации и 20 % при вертикальной поляризации излучения и приема РЛ сигнала при углах падения меньше 40° .

Проявление обрушений в РЛ сигнале лучше всего наблюдается при больших углах падения на горизонтальной поляризации излучения и приема (ГГ), так как в этом случае влияние резонансного механизма рассеяния [12] оказывается минимальным. Поэтому для определения характеристик обрушения целесообразным оказывается применение РЛС наземного базирования. На возможность восстановления характеристик обрушений по параметрам РЛ сигнала указал Филлипс [13]. Однако отсутствие четких представлений о природе всплесков, вызываемых обрушениями, так называемых “*sea-spikes*”, сильно затрудняют решение обратной задачи. До сих пор, было предложено лишь два подхода к ее решению.

В [14] было оценено Λ -распределение – суммарная длина обрушивающихся гребней в интервале фазовых скоростей (c ; $c + dc$) – характеризующее интенсивность обрушений. Информативными параметрами в этом случае выступали скорость и продолжительность событий, которые измерялись по пространственно-временной диаграмме эффективной площади рассеяния (ЭПР) морской поверхности. Авторы [15] предложили подход к измерению доли поверхности, покрытой обрушениями. При этом скорость “барашков” оценивалась по доплеровскому сдвигу частоты рассеянного сигнала.

В указанных работах были получены обнадеживающие результаты, которые нашли свое подтверждение в хорошем соответствии с теоретическими оценками [14] и опубликованными ранее результатами видеонаблюдений [15]. Тем не менее, существенным недостатком предложенного подхода, по мнению самих авторов работы [14], стало отсутствие прямого измерения геометрических характеристик обрушивающихся гребней (длины или

площади), которые оценивались исходя из теоретических предпосылок, связывающих пространственные и временные параметры обрушений.

В настоящей работе предлагается альтернативный подход, который позволяет учесть указанные недостатки. Геометрический масштаб обрушений предложено оценивать, основываясь на обнаруженной ранее взаимосвязи ЭПР барашка и его длины [16, 17]. Для определения доли морской поверхности, покрытой обрушениями, используется их распределение по длинам, которое оценивается по закону распределения мгновенных значений ЭПР поверхности моря, что дает возможность учесть обрушения, размер которых меньше ячейки разрешения. Методика тестируется на данных натурных измерений, включающих синхронные РЛ измерения и видеосъемку облучаемого участка поверхности. Для измерений выбраны большие углы падения и горизонтальная поляризация излучения и приема РЛС, поскольку, как показано в [7], именно при этих условиях наблюдений обрушения ветровых волн наиболее явно проявляются в принимаемом сигнале.

Аппаратура и методика проведения эксперимента. В работе использованы данные, полученные в ходе натурных экспериментов на Океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины в 2008 – 2009 гг. Радиолокационные измерения проводились с помощью РЛ станции непрерывного излучения, работающей на длине волны 8 мм (37,5 ГГц, K_a -диапазон). Передача и прием сигнала в РЛС осуществляется с помощью двух сонаправленных рупорных антенн, разнесенных между собой на 35 см. Ширина диаграммы направленности системы составляет около 10° по уровню половинной мощности. Калибровка РЛС осуществлялась с помощью уголковых и сферических отражателей различного размера. Более подробно аппаратура, методика радиолокационных измерений и обработки данных описана в [18]. Использовались два угла падения $\theta = 70^\circ$ и $\theta = 45^\circ$, при которых площадь пятна облучения составляла $22,7 \text{ м}^2$ (эллипс с осями 2,7 и 8,4 м) и $13,3 \text{ м}^2$ (эллипс с осями 3,1 и 4,3 м) соответственно.

Видеосъемка морской поверхности велась с помощью цифровой видеокамеры. Обработка полученных видеорядов выполнялась по алгоритму, аналогичному описанному в [19]. В результате были получены синхронизированные временные ряды ЭПР морской поверхности σ , суммарной длины L и суммарной площади обрушений S , попадающих в пятно облучения.

Скорость U и направление ветра регистрировались стандартными гидрометеорологическими приборами на высоте 21 м.

Распределение мгновенных значений ЭПР морской поверхности. Согласно современным представлениям, заложенным Филлипсом [13], рассеиватели микроволнового излучения на морской поверхности можно разделить на два типа: береговая рябь, генерируемая ветром и модулируемая длинными волнами спектрального пика, и шероховатость в зонах обрушений ветровых волн. Таким образом, удельную ЭПР (УЭПР) морской поверхности можно записать в виде (см., например, [10]):

$$\sigma_0 = (1 - Q)\sigma_{0br} + Q\sigma_{0wb}, \quad (1)$$

где σ_{0br} – компонента УЭПР, описываемая в рамках двухмасштабной моде-

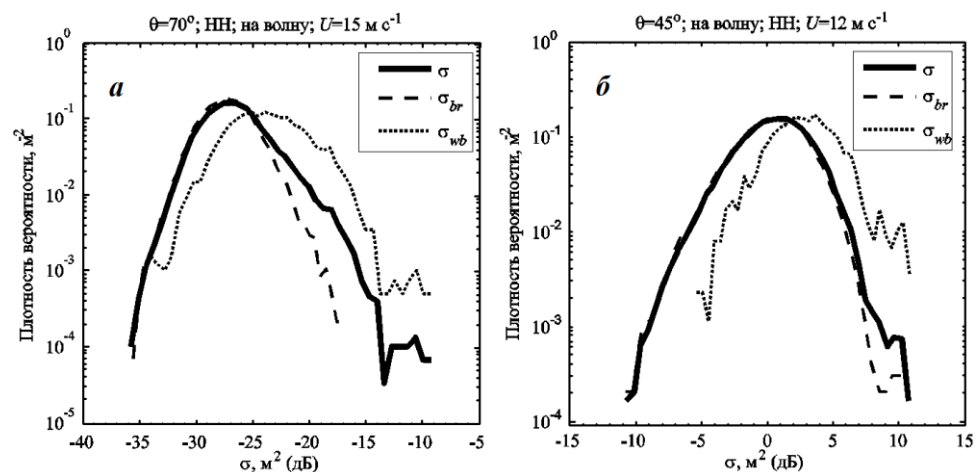
ли [12], σ_{0wb} – УЭПР зоны обрушений, Q – доля поверхности, занятой обрушениями; индекс “0” указывает на нормирование на площадь пятна облучения (здесь не рассматриваются случаи малых углов падения, когда реализуются зеркальные отражения от морской поверхности).

Флуктуации мгновенных значений σ_0 (не считая шумов аппаратуры) будут определяться:

- 1) геометрической модуляцией локального угла падения уклонами длинных волн;
- 2) гидродинамической модуляцией береговой ряби полем орбитальных скоростей длинных волн;
- 3) вариациями спектральной плотности мелкомасштабных резонансно-рассеивающих волн, возникающими вследствие турбулентных пульсаций скорости ветра в приповерхностном атмосферном погранслое, которые в свою очередь модулируются длинными волнами;
- 4) увеличением ЭПР морской поверхности при появлении в пятне облучения обрушений ветровых волн.

Кроме того, каждый из механизмов модуляции имеет определенный фазовый сдвиг относительно фазы длинной волны, вследствие чего получение функции плотности вероятности (ФПВ) мгновенных значений УЭПР $p(\sigma_0)$ в аналитическом виде является, по-видимому, сложной задачей. В ряде работ были сделаны попытки описать $p(\sigma_0)$ эмпирически с помощью логарифмически нормального распределения [20], распределения Вейбулла [21], K -распределения [22] и др.

На рис.1 приведен пример типичного закона распределения ЭПР σ , полученного в нашем эксперименте (жирная линия) для ГГ поляризации излучения и приема. Наличие синхронных видеозаписей позволило разделить все отсчеты σ на две группы: 1) когда в кадре присутствовали особенности в виде “барашка” и 2) когда особенностей не наблюдалось. Первой группе соответствуют события, $\sigma = ((1-Q)\sigma_{0br} + Q\sigma_{0wb})S_r$, где S_r – площадь пятна облучения. Для краткости обозначим такие события $\sigma = \sigma_{wb}$ (штриховая линия),

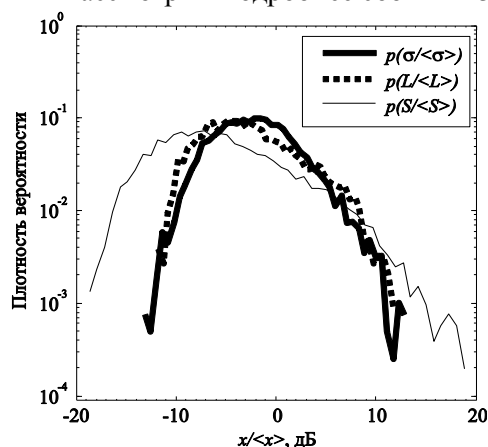


Р и с . 1 . Функции плотности вероятности ЭПР морской поверхности для различных групп событий (см. подписи на рисунке) при углах падения 70° (а), 45° (б).

что справедливо для больших обрушений когда правая часть (1) много больше левой. Вторую группу событий можно отождествить с событиями $\sigma = \sigma_{br}$ (пунктир). На рис.1 показаны два случая для разных углов падения $\theta = 70^\circ$ и $\theta = 45^\circ$. Видно, что при большем θ наблюдается более сильное различие между $p(\sigma_{br})$ и $p(\sigma_{wb})$, проявляющееся в виде наличия “хвоста” распределения справа от максимума. Такое поведение ФПВ легко объяснить различным соотношением между σ_{0br} и σ_{0wb} при этих двух углах падения [23].

Для событий $\sigma = \sigma_{br}$ ФПВ имеет вид схожий с логарифмически нормальным распределением, что подтверждается натурными исследованиями [20].

Рассмотрим подробнее события $\sigma = \sigma_{wb}$. Согласно работам [16, 17] ЭПР



Р и с . 2 . Функции плотности вероятности нормированных на среднее значение длин обрушений (- - -), площадей (—) и ЭПР обрушений (—).

индивидуальных обрушений зависит от длины обрушивающегося гребня L , поэтому распределение $p(\sigma_{wb})$ должно иметь такой же вид как и $p(L)$. На рис.2 показаны ФПВ длины L , площади S и ЭПР σ_{wb} , обрушений при $\theta = 70^\circ$. Очевидно, что более схожим с $p(\sigma_{wb})$ оказывается функция $p(L)$, а не $p(S)$, что, во-первых, подтверждает выводы [16, 17] и, во-вторых, дает возможность оценивать зависимость $p(L)$ по измеренной с помощью РЛ прибора зависимости $p(\sigma_{wb})$. Ниже будет показано, каким образом можно использовать полученный результат для определения ФПВ длины обрушений L по РЛ сигналу.

Анализ распределений амплитуд всплесков РЛ сигнала. Для оценки распределения амплитуды всплесков РЛ сигнала, связанных с обрушением волн, воспользуемся тем, что фоновые значения ЭПР имеют распределение, близкое к логарифмически нормальному (рис.1). Будем считать, что обрушения, размер которых достаточно мал по сравнению с пятном облучения, дают слабые всплески, которые не проявляются в постоянно существующем и флуктуирующем фоновом рассеянии (это справедливо, если обрушения являются редким событием). Тогда можно полагать, что значения $p(\sigma)$ левее максимума обусловлены только вариациями фоновой береговой компоненты. Аппроксимируем $p(\sigma)$ от минимальных значений аргумента до максимума $p(\sigma)$ функцией, задающей логарифмически нормальный закон распределения вероятности

$$\tilde{p}(\sigma_{br}) = \frac{1}{\sigma_{br}\mu\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln \sigma_{br} - \nu)^2}{2\mu^2}\right),$$

где μ , ν – параметры, определяемые методом наименьших квадратов.

Как видно из рис.1, значения распределения $p(\sigma)$ правее максимума (в котором ЭПР составляет σ_m) превышают величины $p(\sigma_{br})$, что наиболее сильно проявляется при большом угле падения (рис.1, а). Такое поведение

распределений ЭПР имеет простое объяснение. Рассмотрим произвольный интервал $\sigma^j + \Delta\sigma$ при $\sigma > \sigma_m$. Здесь величина $p(\sigma^j)$ определена как

$$p(\sigma^j) = [N_{br}^i / N + (n_{br}^i + N_{wb}^i) / N] / \Delta\sigma, \quad (2)$$

где N_{br}^i – число значений ЭПР береговой компоненты, попадающих в интервал $\sigma^j + \Delta\sigma$, при отсутствии обрушений; n_{br}^i и N_{wb}^i – число значений ЭПР береговой и небереговой компонент соответственно, попадающих в интервал $\sigma^j + \Delta\sigma$ при наличии обрушения; N – общее число событий σ . Будем рассматривать участок распределения $p(\sigma)$ правее максимума, т.е. случаи, когда $\sigma_{wb} \gg \sigma_{br}$. Тогда можно считать, что основной вклад в число событий в интервале $\sigma^j + \Delta\sigma$ вносят рассеяния на обрушениях. В этом случае распределение (2) при $\sigma > \sigma_m$ можно записать в приближенном виде

$$p(\sigma^j) \approx (N_{br}^i / N + N_{wb}^i / N) / \Delta\sigma. \quad (3)$$

Наблюдаемое на рис. 1 превышение $p(\sigma) > p(\sigma_{br})$ при $\sigma > \sigma_m$ объясняется дополнительным вкладом в $p(\sigma)$ числа событий, связанных с рассеянием на обрушениях ветровых волн. Величина N_{br}^i / N в (3) соответствует вероятности попадания значений σ в интервал $\sigma^j + \Delta\sigma$ и, как определено выше, совпадает с вероятностью $p(\sigma_{br}^i) \cdot \Delta\sigma_{br}$. Величина N_{wb}^i / N в (3) с точностью до множителя равна вероятности ЭПР обрушений $p(\sigma_{wb}^i) \cdot \Delta\sigma_{wb}$ (пунктир на рис. 1, а). Действительно, если N_1 – общее число событий σ_{wb} , то нетрудно убедиться, что $N_{wb}^i / N = (N_1 / N) \cdot p(\sigma_{wb}^i) \cdot \Delta\sigma_{wb}$. Это дает основание полагать, что смещенная оценка значения распределения $p(\sigma_{wb})$ может быть получена как $p(\sigma) - \tilde{p}(\sigma_{br})$ и будет соответствовать распределению длин обрушений L , которое имеет экспоненциальный вид [24]. Исходя из этих соображений, на следующем этапе обработки данных разность $p(\sigma) - \tilde{p}(\sigma_{br})$ аппроксимировалась функцией вида

$$\tilde{p}(\sigma_{wb}) = a_r \exp(-b_r \sigma_{wb}), \quad (4)$$

где a_r , b_r – параметры, определяемые методом наименьших квадратов ошибок, при этом a_r вычисляется из условия нормировки ФПВ. Здесь индекс r указывает на принадлежность к параметрам РЛ сигнала.

В результате обработки видеозаписей была получена ФПВ длин обрушений L . Параметрами этих аппроксимирующих функций являются величины a_v и b_v (индекс v указывает на принадлежность к параметрам, полученным по видеозаписям). Сопоставление рассчитанных таким образом значений b_r и b_v для $\theta = 70^\circ$ показано на рис. 3 (символы $\bigcirc$), где видно их хорошее соответствие. Для сравнения та же самая процедура выполнена для дан-

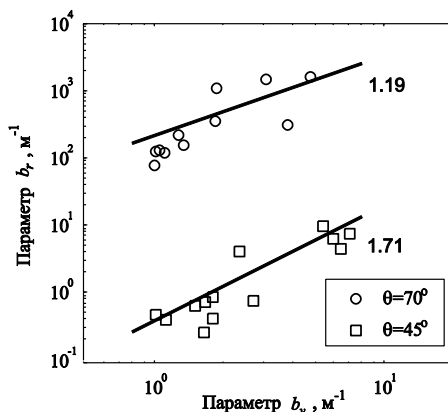


Рис. 3. Зависимость между параметрами распределения b_r и b_v при различных углах падения.

ных, полученных при $\theta = 45^\circ$ (символы $\square$ на рис.3). В этом случае зависимость $b_r(b_v)$ более сильная, что объясняется квадратичной зависимостью $\sigma_{wb}(L)$ при умеренных углах падения [17, 25].

Таким образом, при $\theta = 70^\circ$ должно выполняться равенство

$$\sigma_{wb} = \sigma_L \cdot L, \quad (5)$$

где σ_L имеет смысл ЭПР, приведенной к единице длины обрушения.

Зная $\tilde{p}(\sigma_{wb})$ можно легко перейти к $\tilde{p}(L)$, определив функцию распределения длин обрушений $G(L)$

$$G(L) = \int_0^{\sigma_L L} \tilde{p}(\sigma_{wb}) d\sigma_{wb}, \quad (6)$$

где верхний предел принят с учетом (5). Плотность вероятности случайной величины L находится в результате дифференцирования $\tilde{p}(L) = \partial G(L) / \partial L$

$$\tilde{p}(L) = a_r \sigma_L \exp(-b_r \sigma_L L). \quad (7)$$

Выражение (7) представляет оцененную по РЛ сигналу ФПВ длины обрушивающихся гребней L . Отметим, что оценка в этом случае производится не для всех существующих значений L , а только для определенного интервала ($L_{\min}$; $L_{\max}$).

Действительно, если в пятно облучения попадает обрушение, превосходящее по размеру само пятно, то ЭПР такого "барашка" будет ограничено сверху, а значит, будет искажать истинное распределение L . Но так как больших обрушений существенно меньше, чем малых (в силу убывающей ФПВ длины обрушений), мы будем пренебрегать этим эффектом. Длина обрушений $L_{\max}$ определяется размером пятна и имеет порядок величины $L_{\max} \sim \sqrt{S_r}$. С другой стороны, недостаточно крупные обрушивающиеся гребни длиной $L_{\min}$ не будут выделяться на фоне постоянно существующего и флуктуирующего берегового рассеяния. Масштаб $L_{\min}$ определяется соотношением σ_{0wb} и σ_{0br} и может быть найден из анализа распределений ФПВ мгновенных значений ЭПР (см. рис.1). Значения σ , при которых ФПВ начинает расходиться с логарифмически нормальным распределением линейно связаны с $L_{\min}$ в соответствии с (5).

Также отметим, что в предложенном алгоритме для упрощения рассуждений не учитывается эффект частичного попадания обрушений в пятно облучения, что также может искажать ФПВ $p(\sigma_{wb})$ и $\tilde{p}(L)$. Тем не менее, хорошее соответствие независимых измеренных $p(\sigma_{wb})$ и $p(L)$ (рис.2), говорит о допустимости такого подхода.

Ниже продемонстрируем, каким образом, используя ФПВ $\tilde{p}(L)$, можно оценить интегральную характеристику обрушений – долю поверхности моря, покрытую обрушениями.

Оценка доли морской поверхности занятой обрушениями ветровых волн. Для количественного описания обрушений ветровых волн часто используют ряд дифференциальных и интегральных характеристик, таких как, суммарная длина обрушивающихся гребней $\Lambda(c)dc$ на единице площади

поверхности, приходящаяся на интервал скоростей обрушений [14], частота появления обрушений на единицу площади поверхности П [26], доля поверхности, покрытая обрушениями Q [6, 24].

Очевидно, что наиболее просто измеряется величина П, так как в этом случае не требуется проведения сложных измерений геометрических и кинематических параметров «барашков». Однако, на наш взгляд, частота появления обрушений в наибольшей степени подвержена ошибкам измерений, так как вклад в П обрушений минимального размера максимален. Объясняется это тем, что ФПВ длины и площади обрушений убывают, начиная с самых мелкомасштабных событий (см. рис.2 и [24]). Поэтому критическим в измерении П будет пороговое значение масштаба обрушения, начиная с которого регистрируются события. Поскольку этот порог определяется набором внешних параметров, таких как освещенность, запыленность морской поверхности, разрешение регистрирующей аппаратуры, при оценке П могут возникнуть серьезные ошибки.

При измерении доли поверхности Q , покрытой обрушениями, ошибки подобного рода должны проявляться в меньшей степени, так как вклад обрушений различного масштаба пропорционален их площади. В [14, 15] детально описана методика оценки $\Lambda(c)dc$ с помощью доплеровского радиолокатора. Однако, как упоминалось выше, чтобы перейти от $\Lambda(c)dc$ к Q , необходимо принять ряд гипотез. Покажем, как выразить величину Q через полученное ранее распределение обрушений по длинам обрушивающего гребня $p(L)$.

Рассмотрим участок морской поверхности площадью S_0 . Долю поверхности, покрытую обрушениями можно представить в виде

$$Q = \frac{1}{S_0 T_0} \int_0^{T_0} s(t) dt,$$

где T_0 – время наблюдения, $s(t)$ – временная реализация суммарной мгновенной площади обрушений попадающих в кадр.

Рассматривая обрушения как N_0 отдельных событий, произошедших за время T_0 , запишем Q следующим образом:

$$Q = \frac{1}{S_0 T_0} \sum_{i=1}^{N_0} \int_0^{\tau_i} s_i(t) dt, \quad (8)$$

где τ_i – время жизни i -ого события.

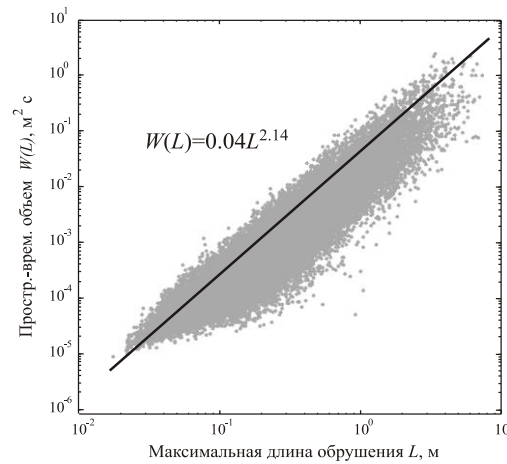
Величина $W(L) = \int_0^{\tau_L} s_L(t) dt$ в (8) представляет пространственно-

временной объем обрушения длиной L (см. подробнее [24]). Отметим, что, как следует из [24], форма обрушений является автомодельной (хорошо описывается эллипсом с практически постоянным эксцентриситетом $\varepsilon \approx 0,9$) и за период формирования активной фазы скорость увеличения площади во времени практически постоянна и слабо зависит от площади «барашка». Тогда можно предположить, что формы $s_i(t)$ будут подобны для различных обрушений и $s_i(t) \sim \alpha t$, где α – некоторая константа, определяющая скорость изменения $s_i(t)$ во времени. В этом случае в качестве оценки про-

пространственно-временного объема можно принять величину $W(L) \sim \alpha \cdot \tau_L^2$. Очевидно, что обе случайные величины L и τ_L , относящиеся к одному процессу обрушения, связаны между собой. Более того, поскольку виды распределений как длин обрушений, так и их длительностей совпадают [24], должна существовать линейная связь $L = d \cdot \tau_L$, где константа d имеет размерность скорости. Тогда величину $W(L)$ можно определить как

$$W(L) \sim L^2 / d^2. \quad (9)$$

Проверим соотношение $W(L)$ по данным видеонаблюдений, полученных в ходе эксперимента. На рис.4 представлена скаттерограмма, на кото-



рой по оси абсцисс отложены значения максимальной длины обрушивающего гребня L , по оси ординат – соответствующие им значения пространственно-временного объема $W(L)$. Видно, что аппроксимация методом наименьших квадратов ошибок (сплошная линия) дает наклон, близкий к 2, что экспериментально подтверждает гипотезу (9). Исходя из полученного результата, в дальнейшем будем использовать следующую параметризацию

$$W(L) = C_3 L^2, \quad (10)$$

Р и с . 4 . Зависимость пространственно-временного объема обрушений от их максимальной длины. Точки – измерения, линия – аппроксимация методом наименьших квадратов.

где C_3 – некоторая константа. Переходя к распределению всех событий по длинам L , сумму в (8), с учетом (10) заменим на интеграл

$$Q = \frac{C_3}{S_0 T_0} \int_{L_0}^{L_\infty} p(L) \cdot L^2 \cdot dL. \quad (11)$$

В (11) входит ФПВ длин обрушений, тогда как нашей задачей является использование ФПВ $\tilde{p}(L)$, полученной по РЛ данным. Как отмечалось выше, РЛ измерения не позволяют надежно определить общее количество обрушений N_0 , которое включает рассеяние на небольших "барашках" с $\sigma_{wb} \leq \sigma_{br}$. С другой стороны, по РЛ данным можно определить количество всплесков N_r , соответствующее числу обрушений длиной от $L_{\min}$ до $L_{\max}$, ЭПР которых больше береговой компоненты рассеяния.

Величину N_r можно определить следующим образом. Пусть $n(L)$ – число обрушений, возникающих на площади S_0 за время T_0 , длина которых лежит в интервале от L до $L + dL$. Тогда $P(L) = n(L)/N_0$ – вероятность попадания значения L в интервал $L + dL$. Вероятность $P(L_{\min} < L \leq L_{\max})$ того, что L находится в интервале $L_{\min} < L \leq L_{\max}$ равна

$$G(L) = \sum_{L_{\min}}^{L_{\max}} P(L) = \frac{1}{N_0} \sum_{L_{\min}}^{L_{\max}} n(L), \quad (12)$$

где $G(L)$ – функция распределения случайной величины L . Поскольку сумма в правой части последнего выражения равняется, как определено выше, величине N_r , то, учитывая (12) и выражая функцию распределения через плотность вероятности (7), можно записать

$$N_r = N_0 G(L) = N_0 \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} \check{p}(L) dL = C_2 \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} \exp(-bL) dL, \quad (13)$$

где $C_2 = N_0 C_1$; $C_1 = a_r \sigma_L$; $b = b_r \sigma_L$ – параметры, описывающие $\check{p}(L)$, определяемые соотношением (7). Здесь необходимо отметить, что, поскольку мы рассматриваем $L_{\min}$ как минимальную длину идентифицируемых обрушений, то предполагается, что $G(L) = 0$ при $L < L_{\min}$.

Из (13) нетрудно определить значение C_2

$$C_2 = b N_r \left(\frac{1}{\exp(-bL_{\min}) - \exp(-bL_{\max})} \right). \quad (14)$$

Полученные соотношения (11), (14) позволяют получить окончательное выражение для Q

$$Q = \frac{C_2 C_3}{S_0 T_0} \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} L^2 \exp(-bL) dL. \quad (15)$$

На рис.5 приведена схема, которая является обобщением изложенных выше соображений и иллюстрацией предложенного подхода к оценке Q по РЛ данным.

Обсуждение. В формулу (15) входит набор констант, которые определяются как характеристиками радиолокатора, так и физическими свойствами обрушений. Поэтому в качестве критерия, характеризующего справедливость нашего подхода, выберем не абсолютное совпадение величин Q измеренных с помощью видеокамеры Q_v и радиолокатора Q_r , а наклон зависимости $Q_r(Q_v)$ в логарифмическом масштабе. Т.е. выберем произведение констант в выражении (15) так, чтобы Q_r наилучшим образом совпадало с Q_v . Построенная таким образом зависимость представлена на рис.5, а. Доверительные интервалы рассчитаны по ошибке аппроксимации $\check{p}(\sigma_{wb})$. Сплошной линией показан случай совпадения величин Q_r и Q_v . Видно, что в целом прослеживается хорошее соответствие между рассматриваемыми величинами (коэффициент корреляции составляет 0,83).

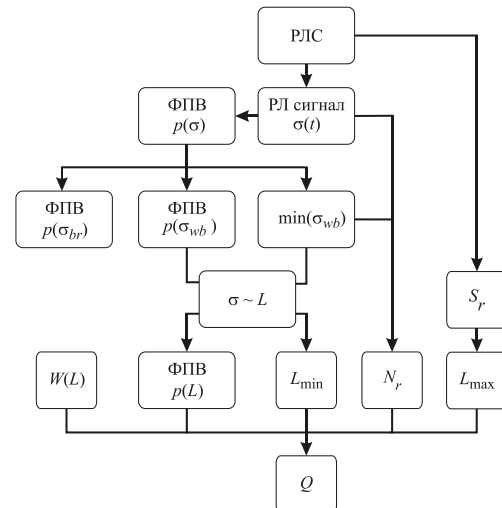


Рис.5. Схема методики восстановления по РЛ сигналу доли поверхности, покрытой обрушениями.

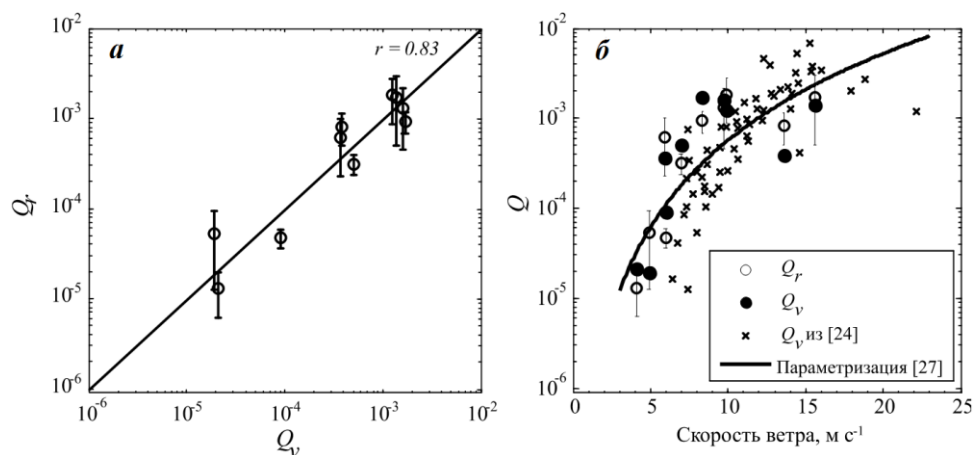


Рис. 6. Зависимость доли поверхности, занятой обрушениями, измеренной по РЛ сигналу, от измеренной по видеозаписям (а) и от скорости ветра (б) в сравнении с опубликованными результатами.

На рис.6, б дано сравнение полученных в нашем эксперименте значений Q с опубликованными ранее результатами при различных ветровых ситуациях. Сплошной линией показана параметризация, предложенная в [27], крестики – результаты серии экспериментов, описанных в [24], пустые и заполненные символы – Q_r и Q_v соответственно. Видно, что для измерений с помощью видеокамеры характерно некоторое насыщение Q с ростом скорости ветра. Похожая ситуация наблюдается и при РЛ измерениях.

Таким образом, при тщательной калибровке и уточнении всех неизвестных констант предложенный метод может быть успешно использован для определения Q по РЛ данным.

В заключение, вкратце рассмотрим границы применимости предложенной методики с точки зрения использования современных РЛ приборов. Необходимыми условиями для реализации метода являются достаточно явное проявление обрушений на фоне резонансного рассеяния и линейная связь ЭПР барашка и его длины. Первое условие, согласно соотношению между σ_{br} и σ_{wb} , должно выполняться при больших углах падения и ГГ поляризации излучения и приема (см. например, [23]). Для выполнения второго условия также необходимо зондирование при больших углах падения, так как в этом случае, существенную роль в рассеянии на обрушении начинает играть капельно-брызговая фракция, генерируемая опрокидывающимся гребнем, что приводит к линейной зависимости σ_{wb} от L [17]. Кроме того, желательно использование коротковолновой части микроволнового излучения (мм волны), так как вклад рассеяния на брызгах в этом случае выше [17, 28].

Закключение. Обрушения морских ветровых волн являются неотъемлемой составляющей моделей пограничных слоев атмосферы и океана, так как именно они играют первостепенную роль в процессах обмена между водой и воздухом. Наблюдения доли морской поверхности, занятой обрушениями, в настоящее время ведется с помощью устройств, работающих в оптическом диапазоне, что приводит к значительным ошибкам измерений из-за различной освещенности морской поверхности. Перспективным представ-

ляется использование РЛ средств активного зондирования, свободных от указанного недостатка.

В представленной работе дается описание возможного подхода, позволяющего оценивать долю поверхности моря, покрытую обрушениями ветровых волн, по данным РЛ зондирования при больших углах падения. В основе предложенной методики лежит обнаруженная ранее линейная связь между ЭПР обрушения и его длиной [16, 17]. Разработанный алгоритм протестирован на данных натурного эксперимента, которые позволили сопоставить значения Q , измеренные по данным видеонаблюдений, с восстановленными по РЛ измерениям. Высокая корреляция этих двух независимо полученных величин свидетельствует о возможности использования РЛ средств в задачах исследования обрушений ветровых волн.

Работа выполнена при поддержке Государственного фонда фундаментальных исследований Украины (договор № Ф28/435-2009) и проекта НИР по гранту НАН Украины (договор № 11/10 от 10.06.2010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В., Радайкина Л.Н., Коротаев Г.К.* Космические средства радиолокационного мониторинга морских акваторий // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– вып.16.– С.45-83.
2. *Иванов В.А., Дыкман В.З., Ефремов О.И., Зима В.В., Большаков А.Н., Малиновский В.В.* Современные методы и средства контроля морской среды / Под ред. В.А. Иванова.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.– 113 с.
3. *Senet C.M., Seemann J., Flampouris S., Ziemer F.* Determination of bathymetric and current maps by the method DiSC based on the analysis of nautical X-band radar image sequences of the sea surface // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.– 2008.– v.46, № 8.– P.2267-2279.
4. *Dankert H., Rosenthal W.* Ocean surface determination from x-band radar-image sequences // J. Geophys. Res.– 2004.– v.109, C04016, doi: 10.1029/2003JC002130.
5. *Kudryavtsev V.N.* On the effect of sea drops on the atmospheric boundary layer // J. Geophys. Res.– 2006.– v.111, C07020, doi:10.1029/2005JC002970.
6. *Anguelova M.D., Webster F.* Whitecap coverage from satellite measurements: a first step toward modeling the variability of oceanic whitecaps // J. Geophys. Res.– 2006.– v.111, C03017, doi:10.1029/2005JC003158.
7. *Kalmykov A.I., Pustovoytenko V.V.* On polarization features of radio signals scattered from the sea surface at small grazing angles // J. Geophys. Res.– 1976.– v.81.– P.1960-1964.
8. *Калмыков А.И., Курекин А.С., Лементя Ю.А., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В.* Особенности рассеяния СВЧ излучения на обрушивающихся морских волнах // Изв. ВУЗов. Радиофизика.– 1976.– т.19, № 9.– С.1315-1321.
9. *Ericson E.A., Lyzenga D.R., Walker D.T.* Radar backscattering from stationary breaking waves // J. Geophys. Res.– 1999.– v.104, C12.– P.29679-29695.
10. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // J. Geophys. Res.– 2003.– v.108, C38054, doi:10.1029/2001JC001003.
11. *Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B.* On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations // J. Geophys. Res.– 2005.– v.110, C07016, doi:10.1029/2004JC002505.

12. 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 Transactions on Antennas and Propagation.— 1968.— v.16, № 5.— P.554-568.
13. Phillips O.M. Radar returns from the sea surface – Bragg scattering and breaking waves // J. Phys. Oceanogr.— 1988.— v.18.— P.1063-1074.
14. Phillips O.M., Posner F.L., Hansen J.P. High range resolution radar measurements of the speed distribution of breaking events in wind-generated ocean waves: surface impulse and wave energy dissipation rates // J. Phys. Oceanogr.— 2001.— v.31.— P.450-460.
15. Hwang P.A., Sletten M.A., Toporkov J.V. Analysis of radar sea return for breaking wave investigation // J. Geophys. Res.— 2008.— v.113, C02003, doi:10.1029/2007JC004319.
16. Малиновский В.В. Оценка связи параметров радиолокационного сигнала, отраженного от моря при малых углах скольжения, с характеристиками обрушений ветровых волн // Морской гидрофизический журнал.— 1991.— № 6.— С.32-41.
17. Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В. Модель радиолокационной эффективной площади рассеяния обрушений морских ветровых волн // 20-я Международная конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии», Севастополь, 13-17 сентября 2010 г.— т.2.— С.1203-1204.
18. Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В., Смолов В.Е. Радиолокационные методы мониторинга прибрежной зоны: возможности и проблемы использования / Серия «Современные проблемы океанологии».— Севастополь, 2008.— вып.4.— 75 с.
19. Mironov A.S., Dulov V.A. Detection of wave breaking using sea surface video records // Measur. Scien. Techn.— 2008.— v.19, № 1.— doi. 10.1088/0957-0233/19/1/015405.
20. Кулемин Г.П., Разказовский В.Б. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами.— Киев: Наукова думка, 1987.— 232 с.
21. Sekine M., Musha T., Tomita Y., Hagiwara T., Irabu T., Kiuchi E. Weibull-distributed sea clutter // IEE Proceedings F: Communications Radar and Signal Processing.— 1983.— v.130.— P.476.
22. Ward K., Tough R., Watts S. Sea clutter: scattering, the K distribution and radar performance // IET Radar, Sonar, Navigation and Avionics Series.— IET, London, UK, 2006.— v.20.— 452 p.
23. Иванов В.А., Малиновский В.В., Смолов В.Е., Юровский Ю.Ю. Экспериментальные исследования радиолокационного рассеяния на морской поверхности при больших углах падения // Доп. НАН України.— 2009.— № 2.— С.96-101.
24. Миронов А.С., Дулов В.А. Статистические характеристики событий и диссипация энергии при обрушении ветровых волн // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.— вып.16.— С.97-115.
25. Haller M.C., Lyzenga D.R. Comparison of radar and video observation of shallow water breaking waves // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.— 2003.— v.41, № 4.— P.832-844.
26. Дулов В.А., Кудрявцев В.Н. Влияние внутренних волн на интенсивность обрушения ветровых волн. Частота обрушений на единицу наблюдаемой поверхности // Морской гидрофизический журнал.— 1987.— № 6.— С.22-29.
27. Monahan E.C., Woolf D.K. Comments on “Variations of whitecap coverage with wind stress and water temperature” // J. Phys. Oceanogr.— 1989.— v.19, № 5.— P.706-709.
28. Гутник В.Г., Кулемин Г.П., Шарапов Л.И., Горошко Е.А. Интенсивность радиолокационных отражений от взволнованной морской поверхности при малых углах скольжения // Радиофизика и радиоастрономия.— 2003.— т.8, № 2.— С.181-189.

Материал поступил в редакцию 21.10.2010 г.