

**Влияние обрушений ветровых волн
на обратное рассеяние миллиметровых радиоволн
морской поверхностью**

© 2015 Ю.Ю. Юровский¹, И.А. Сергиевская², С.А. Ермаков^{2,3,4},
Б. Шапрон⁵, И.А. Капустин^{2,3,4}, О.В. Шомина²

¹ *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*
E-mail: yuyurovsky@gmail.com

² *Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия*

³ *Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского,*
Нижний Новгород, Россия

⁴ *Волжский государственный университет водного транспорта,*
Нижний Новгород, Россия

⁵ *Российский государственный гидрометеорологический университет,*
Санкт-Петербург, Россия

Поступила в редакцию 21.01.2015 г.

Представлены результаты натурных исследований обратного радиолокационного рассеяния на морской поверхности на длине радиоволны 8 мм. Радиолокационные наблюдения сопровождались синхронной видеорегистрацией облучаемой поверхности с целью определения параметров обрушений ветровых волн, влияющих на интенсивность обратного рассеяния, а также для измерения скорости поверхностного течения, вызывающего доплеровский сдвиг частоты сигнала. Показано, что вклад обрушений в удельную эффективную площадь рассеяния зависит от скорости ветра и поляризации излучения и не превышает 20 – 30%. Средние значения мгновенного доплеровского сдвига, не связанного с поверхностным течением, в 1,5 – 2 раза выше ожидаемого доплеровского сдвига от свободных береговых волн. Анализ видеоданных показал, что полученное несоответствие не может быть объяснено влиянием только видимых обрушений. Возможными причинами наблюдаемого эффекта могут быть пространственная модуляция внутри пятна облучения, влияние связанных паразитных капиллярных волн, микрообрушения, не вызывающие видимых проявлений на морской поверхности.

Ключевые слова: обратное рассеяние, миллиметровые волны, доплеровский сдвиг, поверхностное течение, обрушения ветровых волн, паразитные волны.

Введение

Рассеяние микроволнового излучения на морской поверхности, как правило, описывается двумя физическими механизмами (см., например, обзор [1]): зеркальными отражениями при малых углах падения и резонансным (береговым) рассеянием при умеренных углах падения (угол падения – угол между вертикалью и волновым вектором падающей радиоволны). Классической теорией, объединяющей оба механизма, стала двухмасштабная модель, в рамках которой морская поверхность рассматривается в виде резонансных волн, расположенных на более длинных волнах [2]. Такая модель адекватно воспроизводит экспериментальные данные, получаемые в различ-

ных радиодиапазонах и условиях измерений [1, 3, 4]. Вместе с тем наблюдается ряд эффектов, появление которых невозможно описать обозначенными выше механизмами. В их числе можно отметить случаи превышения сигнала обратного рассеяния горизонтальной поляризации излучения и приема (ГГ-поляризация) над сигналом вертикальной поляризации (ВВ-поляризация) [5], а также различия в доплеровских сдвигах частоты принимаемого сигнала в зависимости от поляризации излучения. В сантиметровом диапазоне длин радиоволн указанные эффекты хорошо изучены и обычно ассоциируются с рассеянием на обрушивающихся ветровых волнах [5 – 7].

С другой стороны, развитие микроволновых технологий сделало возможным изготовление радиолокационных станций (РЛС) миллиметрового диапазона и их использование в задачах океанологии. К преимуществам такого рода систем можно отнести сравнительно низкую себестоимость, малые габариты и высокую разрешающую способность по сравнению с более длинноволновыми аналогами. Однако работы, посвященные исследованию особенностей рассеяния радиоволн миллиметрового диапазона, как правило, ограничиваются измерениями при малых углах падения и изучением только интенсивностей рассеяния [8 – 10], что связано прежде всего с традиционным использованием миллиметровых волн в альтиметрических системах. Построение же универсальной модели обратного рассеяния, необходимой для анализа как скаттерометрических данных, так и *SAR*-изображений, требует дальнейшего более детального экспериментального изучения свойств обратного рассеяния миллиметровых волн.

Цель данной работы – представить некоторые результаты натуральных экспериментов по изучению обратного рассеяния на длине радиоволны 8 мм. Радиолокационные наблюдения сопровождались синхронной видеосъемкой морской поверхности с целью определения роли обрушений ветровых волн в обратном рассеянии. Особое внимание уделено исследованию доплеровских сдвигов частоты принимаемого сигнала, поскольку в используемом диапазоне брегговская длина волны лежит в капиллярной области спектра, для которой характерно существование миллиметровой паразитной ряби. Благодаря модуляции промежуточными дециметровыми волнами паразитные волны могут иметь фазовую скорость, отличную от фазовой скорости свободных ветровых волн, вследствие чего наблюдаемые доплеровские сдвиги могут быть завышены [11]. Для изучения этого эффекта в работе анализируются мгновенные доплеровские сдвиги, связанные только с кинематическими характеристиками рассеивателей и не зависящие от их вклада в удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР) морской поверхности.

Оборудование и эксперимент

Измерения проводились на стационарной океанографической платформе Морского гидрофизического института, расположенной в Голубом заливе на южной оконечности Крымского п-ова (пгт Качивели). Платформа зафиксирована на морском дне на расстоянии ~500 м от берега. Глубина моря вблизи платформы составляет 25 – 30 м.

Радиолокационные записи сделаны с помощью макета доплеровской РЛС непрерывного излучения, работающей на частоте 37,5 ГГц. Станция оснащена двумя идентичными рупорными антеннами для передачи и приема сигнала. Излучаемая волна имеет наклонную поляризацию, в приемном тракте принимаемая волна разделяется на вертикальную и горизонтальную компоненты, тем самым формируя сигналы горизонтальной и вертикальной поляризаций.

Для видеорегистрации облучаемого участка морской поверхности использована цифровая видеокамера. Частота записи кадров составляла 25 Гц при размере изображения 1440×1080 пикселей. Углы обзора в горизонтальной и вертикальной плоскостях были равны 47° и 28° соответственно. Видеокамера жестко фиксировалась на корпусе РЛС так, что положение пятна облучения в кадре было неизменным.

Скорость и направление ветра определялись с помощью стандартного чашечного анемометра, установленного на высоте 21 м.

Экспериментальный материал, используемый в данной работе, был получен в ходе нескольких экспедиций в 2011 – 2013 гг. Угол падения изменялся в пределах $0 - 70^\circ$, азимут относительно направления ветра менялся от 0° («на ветер») до 180° («под ветер»).

Анализ данных

Допустим, что морская поверхность облучается РЛС с заданной двунаправленной диаграммой направленности G (рис. 1). Рассеивающая поверхность может быть представлена в виде совокупности независимых рассеивателей, имеющих различные локальные скорости v_{sc} и УЭПР σ_0 . Элементарные рассеиватели переносятся поверхностным течением (со скоростью V_{dr}) и орбитальными движениями волн, длина которых больше, чем характерный масштаб рассеивателя. Согласно [12], такие волны можно разделить на два типа: длинные и промежуточные. Длинные волны имеют длину, намного превышающую размер элемента разрешения РЛС, и их характеристики можно считать постоянными в пределах пятна облучения. Поэтому влияние таких волн на сигнал проявляется только в его временных вариациях. Масштаб промежуточных волн больше, чем размер рассеивателя, но меньше, чем размер пятна облучения. Поэтому они вызывают пространственную модуляцию локальных характеристик рассеивателей внутри пятна облучения и влияют на мгновенные значения сигнала.

Мгновенную и среднюю УЭПР морской поверхности можно представить в виде

$$\sigma_0(t) = \frac{1}{S_{\text{eff}}} \int \sigma_0(x, t) G(x) dx,$$

$$\overline{\sigma_0} = \frac{1}{T} \int \sigma_0(t) dt,$$

где x – пространственная координата; t – время; T – время осреднения; S_{eff} – площадь пятна облучения.

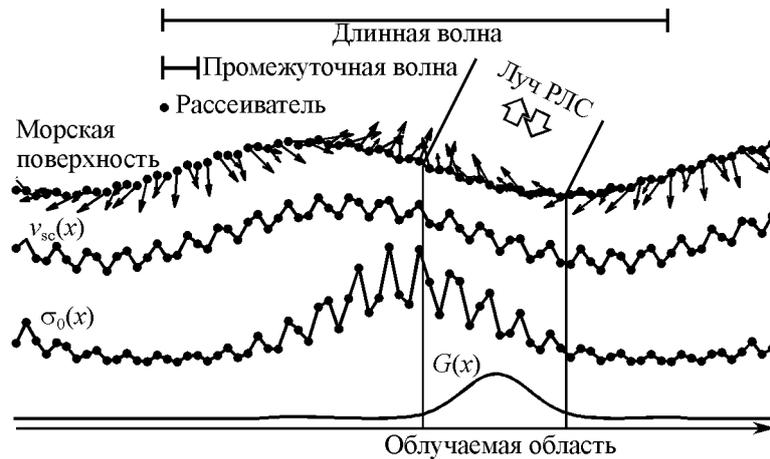


Рис. 1. Иллюстрация механизма формирования обратно рассеянного сигнала

Мгновенная доплеровская скорость $v_D(t)$ представляет собой лучевую скорость элементарных рассеивателей, осредненную по пятну облучения с весом, пропорциональным локальной УЭПР рассеивателя $\sigma_0(x, t)$:

$$v_D(t) = V_{dr} \sin \theta + \frac{\int v_{sc}(x, t) \sigma_0(x, t) G(x) dx}{\int \sigma_0(x, t) G(x) dx},$$

где θ – угол падения.

Особого внимания заслуживает определение среднего значения доплеровской скорости. Можно рассматривать две величины: среднее от мгновенной доплеровской скорости $\overline{v_D}$ и средневзвешенную с учетом мгновенной УЭПР доплеровскую скорость $\overline{\overline{v_D}}$:

$$\overline{v_D} = \frac{1}{T} \int v_D(t) dt, \quad \overline{\overline{v_D}} = \frac{\int v_D(t) \sigma_0(t) dt}{\int \sigma_0(t) dt}.$$

В оба параметра вносит вклад корреляция между скоростью элементарных рассеивателей $v_{sc}(x, t)$ и их локальной УЭПР $\sigma_0(x, t)$, которая обуславливается геометрической, гидродинамической и аэродинамической модуляцией и описывается в рамках модуляционных передаточных функций [13, 14]. Важное отличие между $\overline{v_D}$ и $\overline{\overline{v_D}}$ состоит в том, что последняя включает в себя вклад от волн всех масштабов, в то время как первая – только от промежуточных волн. Средневзвешенная оценка доплеровской скорости $\overline{\overline{v_D}}$, по сути, является величиной, измеряемой реальными аэрокосмическими радиолокационными инструментами, элемент разрешения которых намного больше масштаба самых длинных ветровых волн, присутствующих на морской по-

верхности. Невзвешенная средняя доплеровская скорость $\overline{v_D}$ может быть измерена специализированными системами, имеющими высокое пространственное разрешение (порядка масштаба рассеивателя) и расположенными, как правило, вблизи изучаемой поверхности. В этом случае доплеровская скорость отражает только среднюю скорость рассеивателей, независимо от их вклада в УЭПР, что облегчает и делает более наглядным анализ данных ввиду отсутствия необходимости рассматривать связь между скоростью рассеивателя и его УЭПР. Поэтому в данной работе мы ограничимся только анализом средней мгновенной доплеровской скорости $\overline{v_D}$.

Обработка радиолокационных данных.

Мощность записанного сигнала преобразовывалась в УЭПР морской поверхности путем калибровки РЛС с использованием специально изготовленных мишеней (металлических уголковых отражателей и сфер). Измерение двунаправленной диаграммы направленности G проводилось путем наблюдения сферической мишени на фоне неба под разными азимутами и углами склонения относительно геометрической оси РЛС, которые определялись с помощью видеокамеры.

Записанный сигнал каждой из поляризации РЛС представляет собой синфазную и квадратурную компоненты, являющиеся действительной и мнимой частью комплексной амплитуды сигнала $A(t)$. Мгновенный доплеровский спектр сигнала $S(\omega_D, t)$ есть функция времени и доплеровской частоты, запишем его в виде

$$S(\omega_D, t) = \left| \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} A(t) \exp(-i\omega_D t) dt \right|^2,$$

где ω_D – круговая доплеровская частота. Положительные значения ω_D соответствуют приближающимся к наблюдателю целям, отрицательные – удаляющимся. Круговая доплеровская частота связана с лучевой скоростью цели: $v_D = \omega_D / 2k_r$, где k_r – волновое число радиоволны. При условии, что средняя вертикальная составляющая скорости рассеивателей равна нулю, лучевая скорость может быть использована для оценки средней горизонтальной скорости движения мишени $V_D = \omega_D / 2k_r \sin \theta$. Для удобства анализа мгновенные спектры $S(\omega_D, t)$ были преобразованы в $S(V_D, t)$, поэтому в дальнейшем вместо доплеровской частоты ω_D будем рассматривать горизонтальную доплеровскую скорость V_D .

Имеющиеся записи были разбиты на пятиминутные фрагменты, для каждого из которых рассчитывался мгновенный спектр $S(V_D, t)$. Мгновенные значения УЭПР $\sigma_0(t)$ и доплеровской скорости $V_D(t)$ определялись путем расчета нулевого и первого, нормированного на нулевой, моментов мгновенного спектра $S(V_D, t)$.

Обработка видеоданных.

Оценка скорости поверхностного течения. Для определения собственной скорости рассеивателя из измеренного доплеровского сдвига должен быть вычтен сдвиг, обусловленный скоростью поверхностного течения, которая может быть принята постоянной как в пятне облучения, так и в пределах рассматриваемого пятиминутного фрагмента. Вектор скорости поверхностного течения определялся по имеющимся синхронным видеозаписям пятна облучения РЛС.

Идея метода заключается в отслеживании отдельных пузырей и пены, остающихся после обрушения ветровых волн. Сами обрушения имеют время жизни порядка долей секунды и, очевидно, некоторую собственную скорость, в то время как остаточная пена существует на поверхности в течение нескольких секунд и может рассматриваться в качестве пассивного трассера (лагранжева дрифтера). Как показала предварительная обработка, фильтрация событий с временем жизни более 4 с эффективно отделяет пену от короткоживущих барашков и солнечных бликов.

Исходные видеозаписи были разбиты на одноминутные блоки (1500 кадров). Для «выравнивания» поля яркости из каждого кадра вычиталась матрица средней по блоку яркости изображения. Затем изображения бинаризовались по порогу, величина которого определялась эмпирически так, чтобы все возможные области, которые нельзя отнести к невозмущенной морской поверхности, были обнаружены. Выделенные области объединялись в связанные трехмерные группы пикселей (две пространственные координаты и время). События, время жизни которых было меньше 4 с, отбрасывались, тем самым в рассмотрении оставались только свободно дрейфующие пузыри и фрагменты пены. Пиксельные координаты выделенных областей трансформировались в координаты на невозмущенной морской поверхности. Вектор скорости поверхностного течения, соответствующий данному блоку кадров, вычислялся как средний вектор скорости всех обнаруженных событий.

Выделение обрушений ветровых волн. Видеосъемка морской поверхности, ведущаяся синхронно с радиолокационными наблюдениями, позволяет определить роль обрушений ветровых волн в формировании обратно рассеянного сигнала. Как было показано выше, бинаризация видеоизображений позволяет обнаруживать различные особенности морской поверхности, а именно: обрушения ветровых волн, остаточную пену и солнечные блики. Однако, как показывает анализ видеозаписей и непосредственное визуальное наблюдение моря, блики и не образующие пены обрушения самого малого масштаба практически неразличимы. При этом, очевидно, блики в отличие от обрушений не могут заметно влиять на сигнал микроволновой РЛС. Для того чтобы избежать необходимости разделять эти два вида особенностей морской поверхности, при совместном анализе радиолокационных данных и видео-

изображений рассматривались только кадры, на которых не наблюдалось каких-либо заметных проявлений обрушения гребней волн. При такой выборке данных можно считать, что рассеяние происходит на поверхности без обрушений. Тогда отличия параметров сигнала для этой выборки от тех же параметров для всей записи будут обусловлены обрушениями.

Исходные видеозаписи вплоть до бинаризации обрабатывались по алгоритму для выделения пассивных трассеров, описанному выше, однако фильтрация по времени жизни и размеру выделенной области не проводилась. После этого вычислялась мгновенная доля поверхности $Q(t)$, покрытой обнаруженными областями:

$$Q(t) = \frac{\iint G(x, y)I(x, y, t)dx dy}{\iint G(x, y)dx dy},$$

где $I(x, y, t)$ – бинарное изображение морской поверхности.

Средние значения Q сравнивались с известной эмпирической зависимостью из работы [15] для выявления неудачных записей, которые могли попасть в выборку вследствие неподходящего освещения морской поверхности или облачности.

Анализ видеоданных показал, что определенное малое количество выделяемых по яркости событий практически всегда присутствует на изображении, что мешает получению хорошей статистики для «поверхности без обрушений». Поэтому для получения достаточной выборки для $Q(t)$ был выбран порог, составляющий 0,5%. По сути, эта процедура добавляет в выборку «поверхность без обрушений» некоторое количество событий, масштаб которых легко оценить. Площадь пятна облучения $S_{\text{эф}}$ и его видеоизображения в зависимости от угла падения лежит в диапазоне 5 – 10 м². Пороговое значение 0,5% для $Q(t)$ оставляет в выборке области, площадь которых меньше, чем $S_{\text{эф}} \times 0,005 = 0,025 - 0,05$ м². Известно, что обрушения обладают свойством автомодельности и имеют универсальную форму эллипса с эксцентриситетом ~0,9 [16]. Таким образом, минимальная длина обнаруживаемых обрушений лежит в пределах 0,25 – 0,4 м.

Пример совместной обработки видеоизображений и радиолокационных данных приведен на рис. 2. Видно, что всплески в $Q(t)$ случаются на определенной фазе длинной волны, что хорошо демонстрирует известный эффект модуляции обрушений длинными волнами [17]. Поэтому исключение из выборки моментов обрушений волн не даст возможность рассматривать определенную фазу длинной волны, на которой происходят обрушения. Это, в свою очередь, вызовет уменьшение или увеличение УЭПР и доплеровских сдвигов, рассчитанных по такой выборке. Для того чтобы этого избежать,

вычисление средних по выборке параметров было выполнено по специальной методике.

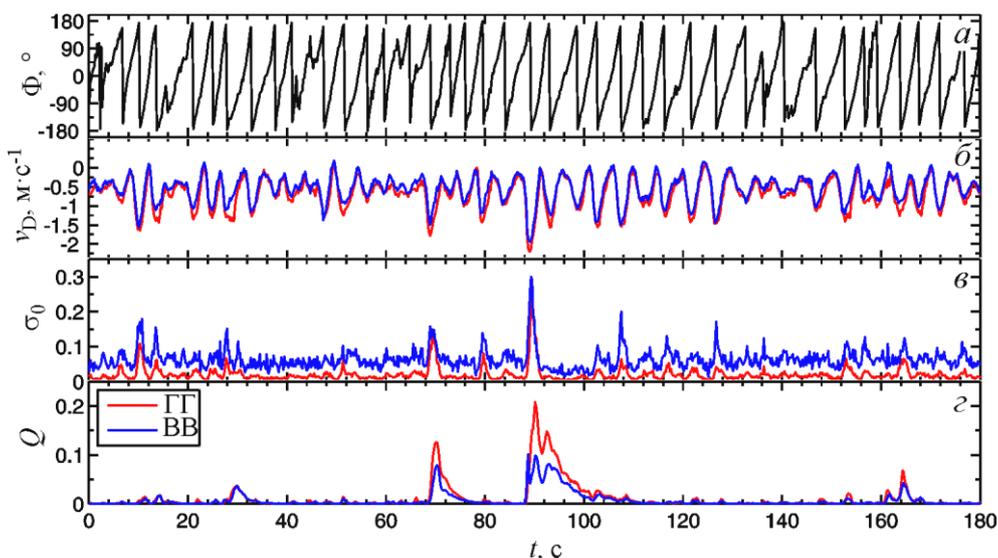


Рис. 2. Пример временной реализации: фазы длинной волны – *a*; мгновенной доплеровской скорости – *б*; УЭПР – *в*; доли поверхности, покрытой обрушениями, – *г*. Угол падения 55° , азимут – вслед волне, скорость ветра $13 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

Сдвиг доплеровской частоты, вариации которого отражают орбитальные движения длинных волн, был использован для оценки текущей фазы длинной волны Φ . Зависимости между параметрами сигнала и фазой Φ были осреднены по 10-градусным интервалам, что в результате дало диаграммы распределения параметров сигнала по профилю длинной волны. Пример такого распределения показан на рис. 3.

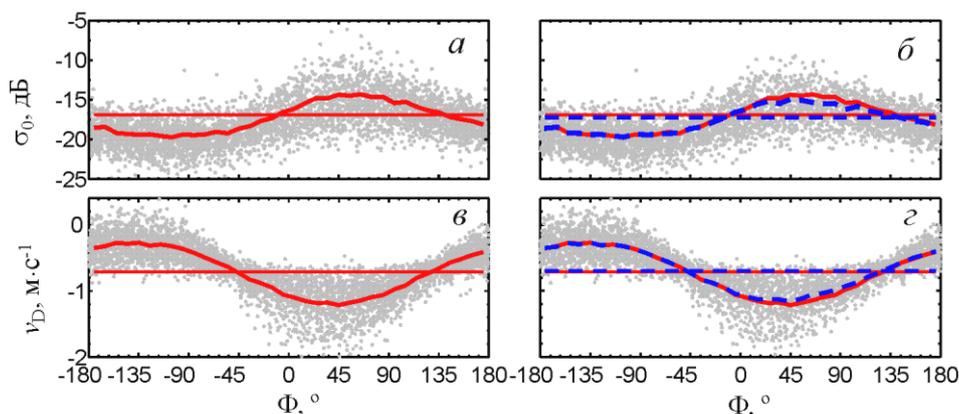


Рис. 3. Пример распределения мгновенных УЭПР и доплеровской скорости по профилю длинной волны на ГГ-поляризации: *a*, *в* – вся запись (красные линии); *б*, *г* – «поверхность без обрушений» (синие линии). Горизонтальными линиями обозначены средние значения по всем фазам. Условия наблюдения те же, что на рис. 2

Описанная процедура осреднения была проведена для всех записей и выборок из них, соответствующих «поверхности без обрушений». В последнем случае среднее по диаграмме отличается от простого арифметического среднего, рассчитанного по выборке, поскольку фазы длинной волны, ассоциированные с обрушениями, вместо исключения из рассмотрения заменяются случаями, когда на данной фазе обрушений не было.

Результаты

Вклад обрушений в УЭПР.

Сопоставление средних значений параметров сигнала со значениями, рассчитанными по выборкам «поверхность без обрушений», позволяет судить о вкладе обрушений в сигнал РЛС. Запишем УЭПР морской поверхности в виде

$$\sigma_0 = \sigma_{\text{reg}}(1-Q) + \sigma_{\text{wb}}Q,$$

где σ_{reg} – УЭПР морской поверхности без обрушений; σ_{wb} – УЭПР возмущенной обрушением поверхности [7].

Поскольку Q является малой величиной и $1-Q \approx 1$, разность $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_{\text{reg}}$ можно рассматривать как компоненту УЭПР, связанную с рассеянием на обрушениях.

Относительный вклад обрушений в суммарную УЭПР, рассчитанный как $\Delta\sigma/\sigma_0$, показан на рис. 4 как функция скорости ветра U_{21} . Данные разделены на три группы, соответствующие малым, умеренным и большим углам падения. Видно, что для скоростей ветра менее $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ вклад обрушений в сигнал колеблется в пределах $-5 \dots +5\%$ на ВВ-поляризации и $\sim 5 - 10\%$ – на ГГ-поляризации. С увеличением скорости ветра вклад возрастает и при $U_{21} = 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ может составлять $20 - 30\%$ на ГГ-поляризации, что приблизительно в два раза больше, чем на ВВ-поляризации.

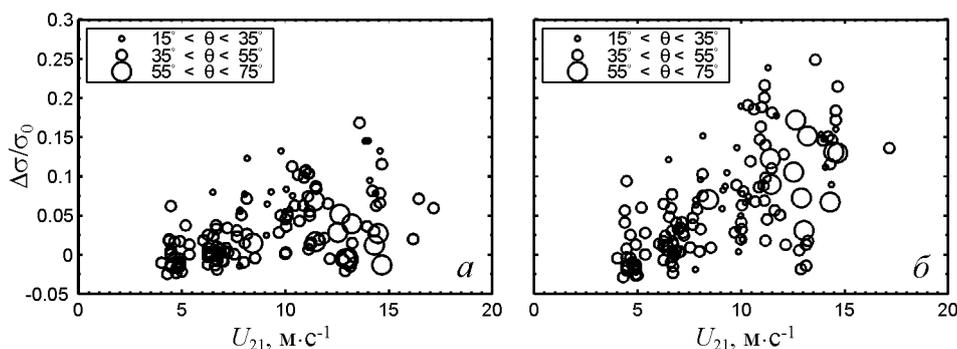


Рис. 4. Вклад обрушений ветровых волн в УЭПР на ВВ-поляризации (а) и ГГ-поляризации (б) в зависимости от скорости ветра

Доплеровские скорости морской поверхности без обрушений.

Доплеровская скорость рассеивателя зависит от механизма рассеяния, который в первую очередь определяется углом падения θ . При малых θ рассеивателем является участок поверхности, ориентированный нормально к РЛС (зеркальная точка) и движущийся с фазовой скоростью несущей его волны. При умеренных θ доминирующим считается резонансный (брегговский) механизм рассеяния. Элементарным рассеивателем в этом случае выступает пакет, состоящий из нескольких периодов брегговских волн, волновое число которых k_{br} удовлетворяет условию $k_{br} = 2k_r \sin \theta$. Скорость такого рассеивателя равна фазовой скорости брегговских волн $c_{br} = (g/k_{br} + \gamma k_{br})^{1/2}$, где g – ускорение свободного падения, γ – коэффициент поверхностного натяжения. Кроме распространения с собственной скоростью, рассеиватели переносятся орбитальными движениями длинных волн, нелинейность которых в среднем приводит к волновому (стоксову) дрейфу поверхности, входящему в измеряемую нами скорость поверхностного течения. Поэтому осредненная по времени мгновенная доплеровская скорость представляет собой сумму радиальной компоненты скорости поверхностного течения V_{dr} и фазовой скорости брегговских волн c_{br} . Следовательно, интегрес представляет разность $\Delta V_D = (\overline{V_D} - V_{dr})$, которая позволяет судить о собственной скорости рассеивателей и следовательно – о механизме рассеяния.

Отношение измеренных значений ΔV_D к ожидаемой брегговской скорости c_{br} показано на рис. 5 как функция угла падения при скоростях ветра 4 – 12 м·с⁻¹. Положительные величины соответствуют наветренным азимутам, отрицательные – подветренным (в интервале 30° от направления ветра). Приведенные данные хорошо демонстрируют вклад быстрых зеркальных точек при малых углах падения $\theta < 40^\circ$. С дальнейшим ростом θ отношение $\Delta V_D/c_{br}$ убывает, хотя и не достигает единицы, как этого следовало бы ожидать из классической двухмасштабной модели рассеяния. Кроме того, доплеровские сдвиги на ГГ-поляризации систематически выше, чем на ВВ-поляризации.

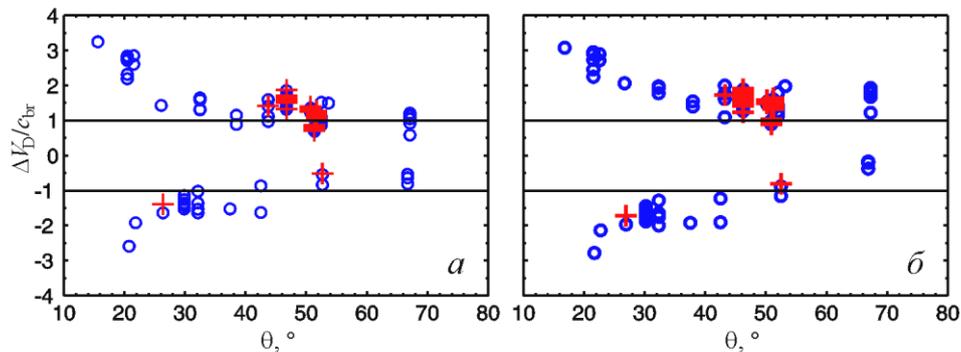


Рис. 5. Отношение измеренных значений $\Delta V_D/c_{br}$ в зависимости от угла падения θ для всех случаев (синие символы) и для выборки «поверхность без обрушений» (красные символы): *а* – ВВ-поляризация, *б* – ГГ-поляризация

Вклад обрушений в доплеровскую скорость может быть показан тем же способом, что и вклад в УЭПР (см. выше). Значения $\Delta V_D / c_{br}$, соответствующие выборке «поверхность без обрушений», изображены на рис. 5 символами «+». Количество таких точек меньше, чем общее число измерений, поскольку информация об обрушениях не всегда могла быть извлечена из видеоданных вследствие неподходящих условий съемки. Как видно на рис. 5, после исключения из выборки обрушений каких-либо существенных изменений в средней мгновенной доплеровской скорости не происходит.

Обсуждение и выводы

Анализ совместных радиолокационных наблюдений и видеозаписей морской поверхности показал, что вклад обрушений ветровых волн в обратное рассеяние 8-миллиметровых радиоволн составляет ~5 – 10% на ВВ-поляризации и 10 – 30% на ГГ-поляризации при скорости ветра более $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в диапазоне углов падения $15 - 70^\circ$.

Разработанная методика выделения пассивных трассеров на видеозаписях морской поверхности позволила определить скорость поверхностного течения в области облучения РЛС, что дало возможность проанализировать собственные скорости рассеивателей. При малых углах падения ($\theta < 40^\circ$) средние мгновенные доплеровские скорости практически одинаковы на обеих поляризациях и значительно выше, чем скорость береговых волн, что свидетельствует о действии зеркального механизма отражения. При умеренных углах падения ($\theta > 40^\circ$) доплеровская скорость приближается к береговой, но при наветренных азимутах наблюдения может превышать ее в 1,5 – 2 раза, причем это превышение на ГГ-поляризации более существенно, чем на ВВ-поляризации.

Анализ видеоданных показал, что обнаруженные отличия не удается объяснить влиянием только лишь регистрируемых на видеозаписи обрушений. Следует подчеркнуть, что методика обработки видеоданных, использованная в настоящей работе, позволила выделять обрушивающиеся гребни, длина которых больше 0,25 – 0,4 м. Согласно обзору [18], волны короче 25 см обрушиваются без образования пены и не могут быть зафиксированы средствами видеоконтроля. Тем не менее такие события, так называемые микрообрушения, формируют на морской поверхности определенную шероховатость, которая может оказывать влияние на обратное рассеяние радиоволн. Вне зависимости от механизма рассеяния микрообрушения могут иметь скорость выше, чем скорость свободных береговых волн, в результате чего наблюдаемая доплеровская скорость будет также завышена.

С другой стороны, важным источником коротких волн является генерация паразитной ряби [7, 11]. Фазовые скорости паразитной капиллярной волны и ее несущей равны по определению, но это справедливо только в точках,

где горизонтальная проекция орбитальной скорости несущей волны равна нулю. На других фазах паразитная рябь оказывается сжатой или растянутой орбитальными движениями несущих волн, что ведет к уширению спектра паразитных волн, имеющих одну и ту же фазовую скорость. Поэтому при фиксированном береговом волновом числе скорость рассеивателей, связанных с паразитной рябью, может быть как больше, так и меньше фазовой скорости свободных береговых волн. Однако несущие волны с более высокой фазовой скоростью имеют меньшее значение волнового числа и в силу характерной спадающей формы спектра ветровых волн обладают более высокой спектральной плотностью, а значит, имеют более весомый вклад в сигнал по сравнению с более медленными несущими волнами. Кроме того, одним из возможных механизмов увеличения доплеровской скорости может выступать пространственная модуляция береговой ряби волнами, масштаб которых не превышает размер пятна облучения [19].

Подводя итог, можно сказать, что отличие наблюдаемой средней доплеровской скорости от фазовой скорости береговых волн нельзя объяснить только видимыми обрушениями ветровых волн. Завышенные значения доплеровских скоростей могут быть вызваны влиянием микрообрушений и паразитной ряби, возникновение которой, по сути, является специфическим механизмом обрушения волн малого масштаба.

Авторы выражают благодарность профессору Российского государственного гидрометеорологического университета В.Н. Кудрявцеву за ценные замечания и комментарии.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проектов 13-05-90912 «мол-ин-нр», 13-05-90429 «укр-ф-а», 14-45-01559 «р-юг-а», 14-05-00876, Правительства Российской Федерации в рамках гранта 11.G34.31.0078, Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014 – 2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEFI57714X0110) и частично поддержана грантом (соглашение от 27 августа 2013 г. № 02.В.49.21.0003 между МОН РФ и ННГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Valenzuela G.R.* Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves – a review // *Bound. Layer Meteorol.* – 1978. – 13. – P. 61 – 85.
2. *Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I. et al.* Very high frequency radio wave scattering by a disturbed sea surface. Part I: Scattering from a slightly disturbed boundary. Part II: Scattering from an actual sea surface // *IEEE Trans. Antenn. Propagat.* – 1968. – 16, № 5. – P. 554 – 568.

3. *Plant W.J.* A two-scale model of short wind-generated waves and scatterometry // *J. Geophys. Res. (Oceans)*. – 1986. – 91, issue C9. – P. 10735 – 10749.
4. *Donelan M.A., Pierson W.* Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // *Ibid.* – 1987. – 92, issue C5. – P. 4971 – 5029.
5. *Kalmykov A.I., Pustovoytenko V.V.* On polarization features of radio signals scattered from the sea surface at small grazing angles // *J. Geophys. Res. (Oceans and Atmospheres)*. – 1976. – 81. – P. 1960 – 1964.
6. *Phillips O.M.* Radar returns from the sea surface – Bragg scattering and breaking waves // *J. Phys. Oceanogr.* – 1988. – 18. – P. 1063 – 1074.
7. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G. et al.* A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // *J. Geophys. Res. (Oceans)*. – 2003. – 108, issue C3. – P. FET2-1 – FET2-24.
8. *Masuko H., Okamoto K., Shimada M. et al.* Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // *Ibid.* – 1986. – 91, issue C11. – P. 13065 – 13084.
9. *Nekrasov A., Hoogeboom P.* A Ka-Band Backscatter Model Function and an Algorithm for Measurement of the Wind Vector Over the Sea Surface // *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.* – 2005. – 2, issue 1. – P. 23 – 27.
10. *Tanelli S., Durden S.L., Im E.* Simultaneous Measurements of Ku- and Ka-Band Sea Surface Cross Sections by an Airborne Radar // *Ibid.* – 2006. – 3, issue 3. – P. 359 – 363.
11. *Ermakov S.A., Kapustin I.A., Sergievskaya I.A.* Tank study of radar backscattering from strongly nonlinear water waves // *Bull. Russ. Acad. Sci. Phys.* – 2010. – 74, № 12. – P. 1695 – 1698.
12. *Hasselmann K., Raney R.K., Plant W.J. et al.* Theory of synthetic aperture radar ocean imaging: A MARSEN view // *J. Geophys. Res. (Oceans)*. – 1985. – 90, issue C3. – P. 4659 – 4686.
13. *Plant W.J.* The Modulation Transfer Function: Concept and Applications // *Radar Scattering from Modulated Wind Waves* / Edd. G.J. Komen, W.A. Oost. – Netherlands, Springer, 1989. – P. 155 – 172.
14. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G. et al.* A semiempirical model of the normalized radar cross section of the sea surface. 2. Radar modulation transfer function // *J. Geophys. Res. (Oceans)*. – 2003. – 108, issue C3. – P. FET3-1 – FET3-16.
15. *Monahan E.C., Wolf D.K.* Comments on “Variations of Whitecap Coverage with Wind stress and Water Temperature” // *J. Phys. Oceanogr.* – 1989. – 19. – P. 706 – 709.
16. *Миронов А.С., Дулов В.А.* Статистические характеристики событий и диссипация энергии волн при обрушении // *Экологическая безопасность природных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – Вып. 16. – С. 97 – 115.
17. *Dulov V.A., Kudryavtsev V.N., Bolshakov A.N.* A Field Study of White Caps Coverage and its Modulations by Energy Containing Waves // *Gas Transfer at Water Surface, Geophysical Monograph Series* / Edd. M.A. Donelan, W.M. Drennan, E.S. Saltzman et al. – AGU, 2002. – 127. – P. 187 – 192.
18. *Babanin A.V.* Breaking of ocean surface waves // *Acta Phys. Slov.* – 2009. – 59, № 4. – P. 305 – 535.
19. *Ermakov S.A., Sergievskaya I.A., Schegolkov Y.B.* Laboratory study of strong modulation of radar signals due to long waves on the water surface covered with a surfactant film // *Radiophys. Quant. Electron.* – 2002. – 45, № 12. – P. 942 – 957.

Influence of breaking wind waves on a millimeter-wave radar backscattering by the sea surface

Yu.Yu. Yurovsky¹, **I.A. Sergievskaya**², **S.A. Ermakov**^{2,3,4},
B. Chapron⁵, **I.A. Kapustin**^{2,3,4}, **O.V. Shomina**²

¹ *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*
e-mail: yyyurovsky@gmail.com

² *Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhni Novgorod, Russia*

³ *N.I. Lobachevsky State University of Nizhni Novgorod, Russia*

⁴ *Volga State University of Water Transport, Nizhni Novgorod, Russia*

⁵ *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia*

Results of field studies of radar backscattering from the sea surface on 8 mm radio wave length are represented. Radar observations are accompanied by synchronous video registration of the illuminated area with the purpose to define parameters of breaking of wind waves influencing backscattering intensity and to measure velocity of surface current producing the signal frequency Doppler shift. It is shown that contribution of breaking waves to NRCS depends on the wind speed and polarization and does not exceed 20 – 30%. Average values of an instantaneous Doppler shift (not related to a surface current) are 1.5 – 2 times as much as the expected Doppler shift resulted from free Bragg waves. Analysis of video data shows that the obtained discrepancy cannot be attributed to influence of visible wave breakings only. Possible reasons of the observed effect can consist in the following: spatial modulation within the radar footprint, influence of bound parasitic capillary ripples and micro-scale breaking undetectable on the sea surface.

Keywords: radar backscattering, millimeter waves, Doppler shift, surface current, wind wave breaking, parasitic ripples.