

УДК 551.46

А. С. Запєвалов¹, К. В. Показєєв², В. В. Пустовойтенко¹

¹Морський гідрофізичний інститут НАН України, Севастополь,
sevzepter@mail.ru

²Московський державний університет ім. М. В. Ломоносова, Москва, Росія
sea@phys.msu.su

О соотношении зеркальной и береговой составляющих при рассеянии радиоволн квазигауссовой морской поверхностью

Надійшла до редакції 16.03.06

Співвідношення дзеркальної і берегівської складових у відбитому морською поверхнею радіосигналі аналізується на основі відомих моделей розсіяння і даних прямих вимірювань ухилів морської поверхні. Вимірювання проводилися з океанографічної платформи на Чорному морі за допомогою двовимірного лазерного ухиломіра. Показано, що при радіозондуванні морської поверхні відхилення розподілу ухилів від розподілу Гаусса в основному виявляється при кутах падіння радіохвиль до 15°. Врахування квазигауссового характеру розподілу ухилів приводить до зміни на 1...2° області кутів падіння, в якій дзеркальна складова переважає берегівську.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время явление рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью изучено достаточно подробно. Установлены механизмы и основные закономерности рассеяния радиоволн, разработаны их модели [1, 6, 7, 15, 18, 26 и др.], созданы эксплуатационные системы спутникового радиолокационного (РЛ) мониторинга морской поверхности. Показано, что доминирующими физическими механизмами, определяющими рассеяние радиоволн морской поверхностью, являются резонансное (береговое) рассеяние и зеркальное отражение.

Развитие спутниковых РЛ-средств мониторинга морских акваторий и приповерхностного слоя атмосферы потребовало разработки проблемно-ориентированных моделей (модуляционных передаточных функций), направленных на интерпретацию информации, получаемой конкретным классом приборов дистанционного зондирования

(ДЗ). В качестве одной из них назовем модель CMOD4 [24], предназначенную для интерпретации информации, получаемой с помощью спутниковых скаттерометров. Для описания морской поверхности авторы моделей используют как представления о полностью развитом волнении, так и интегральные данные о полях волнения и ветра практически по всей акватории Мирового океана, как в модели CMOD4. Естественно, что при этом вне поля зрения моделей оказываются другие, более тонкие характеристики морской поверхности и приповерхностного слоя атмосферы.

Анализ аэрофотоснимков солнечных бликов на морской поверхности показал, что асимметрия ориентированного вдоль ветра компонента уклонов зависит от скорости ветра, а значения эксцесса заметно отличаются от значений, соответствующих нормальному распределению [19]. Позднее данные измерений, полученные с помощью двумерного лазерного уклономера, подтвердили эти результаты [16, 20]. Лонге-Хиг-

гинсом [23] рассмотрены механизмы, приводящие к отклонению статистик уклонов от значений, соответствующих распределению Гаусса, и показано, что основным из них является амплитудная модуляция коротких волн длинной волной, которая может приводить к асимметрии уклонов, согласующейся по величине и знаку с наблюдаемой в экспериментах. В работе [5] в рамках более общей кинематической модели показано, что модуляция не только изменяет асимметрию распределения уклонов, но также изменяет значение его четвертого момента.

В настоящей работе теоретически исследуется влияние отклонения распределения уклонов морской поверхности от нормального на соотношение зеркальной и береговской составляющей при рассеянии радиоволн взволнованной морской (океанской) поверхностью. Анализ проводится на основе известных моделей рассеяния радиоволн и полученных в натуральных условиях данных прямых измерений уклонов морской поверхности.

КОМБИНИРОВАННАЯ МОДЕЛЬ РАССЕЯНИЯ

При анализе зависимости нормированного сечения обратного рассеяния (удельной эффективной поверхности рассеяния — УЭПР) σ^0 от угла падения РЛ-сигнал может быть представлен в виде суммы резонансной (береговской) и зеркальной составляющих

$$\sigma_{\Sigma}^0 = \sigma_{br}^0 + \sigma_{sp}^0. \quad (1)$$

Представление (1) является приближенным, поскольку в реальных условиях на морской поверхности есть не только резонансные и зеркальные, но и другие, «нерезонансные» и «незеркальные» рассеиватели: обостренные перед обрушением гребни энергонесущих и более мелких волн [8, 9, 13, 21], брызги и пена, образующиеся при обрушении морских волн [9], выглаженные участки морской поверхности и т. д. В последнее время в соотношение (1) предложено вводить слагаемое, интегрально учитывающее вклад в формирование РЛ-сигнала перечисленных «нерезонансных» элементов морской поверхности [22].

Поскольку детальный анализ «нерезонансных» механизмов формирования РЛ-сигнала взволнованной морской поверхностью выходит за рамки

работы, отметим только, что вклад тех или иных механизмов в формирование РЛ-сигнала изменяется в зависимости от условий наблюдения морской поверхности и ее состояния. Так, например, для береговых и корабельных РЛ-станций (РЛС), работающих в сантиметровом диапазоне, доминирует резонансное рассеяние при заметной роли «нерезонансных» механизмов. В то же время для береговых и корабельных РЛС, работающих в дециметровом — дециметровом диапазонах, РЛ-сигнал формируется за счет резонансного рассеяния радиоволн. Для спутниковых РЛС БО («Космос-1500», «Океан-01», «Сич») теряет смысл учет эффектов рассеяния радиоволн непосредственно на заостренных гребнях морских волн перед их обрушением (при использовании вертикальной поляризации эти эффекты не наблюдаются [21]), но необходим интегральный учет выглаживания морской поверхности и ее покрытия пеной. Квазизеркальное отражение доминирует при малых углах падения, а при использовании многопозиционных РЛ-систем — и в области «прямого» сигнала.

Условием береговского резонанса, связывающим волновые числа электромагнитных K и морских поверхностных k волн, является соотношение $k = K \sin \theta$. Базовая модель береговского рассеяния имеет вид [1, 18, 25]

$$\sigma_{br}^0(K, \theta, \alpha) = 16\pi K^4 |G_p(\theta)|^2 S(k, \alpha), \quad (2)$$

где θ — угол падения, α — азимутальный угол, $G_p(\theta)$ — геометрический коэффициент, зависящий как от геометрии наблюдения поверхности, так и от поляризации излучаемого и принимаемого РЛС сигнала и от электрофизических (диэлектрическая проницаемость) параметров морской воды, $S(k, \alpha)$ — спектр волновых чисел и направлений на масштабе резонансных поверхностных волн. При наличии длинных волн выражение (2) несколько видоизменяется [22]:

$$\hat{\sigma}_{br}^0 = \sigma_{br}^0 (1 + g \overline{\xi_{\uparrow}^2}), \quad (3)$$

где g — поляризационный коэффициент, $\overline{\xi_{\uparrow}^2}$ — дисперсия уклонов доминантных волн в направлении радиозондирования.

Зеркальное рассеяние описывается выражением [25]

$$\hat{\sigma}_{sp}^0 = \pi \cdot |R|^2 \cdot \sec^4 \theta \cdot P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}), \quad (4)$$

где R — коэффициент отражения для нулевого угла падения, $P(\xi_{\parallel}, \xi_{\perp})$ — двумерная плотность вероятностей уклонов морской поверхности в плоскости падения радиоволн ξ_{\parallel} и в перпендикулярном направлении ξ_{\perp} .

Вид зависимостей параметров $\hat{\sigma}_{br}^0$ и $\hat{\sigma}_{sp}^0$ от угла падения θ , как это следует из выражений (2) — (4), в основном определяется характером распределений компонентов уклонов и спектром $S(k, \alpha)$.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УКЛОНОВ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для анализа воспользуемся результатами натуральных исследований изменчивости уклонов морской поверхности, проведенных на океанографической платформе Морского гидрофизического института НАН Украины. Подробное описание методики исследований, измерительной аппаратуры и полученных результатов представлено в работах [3, 4, 16, 17]. Здесь же укажем, что исследования осуществлялись с помощью двумерного лазерного уклономера, проведено 276 сеансов измерений при скоростях ветра от 0.6 до 14.3 м/с. Глубина моря в месте расположения океанографической платформы составляет 30 м, что для Черного моря соответствует условию «глубокой воды».

Уклоны морской поверхности имеют квазинормальное распределение. Для моделирования плотности вероятностей подобных процессов обычно используются аппроксимации, построенные на основе рядов Грама — Шарлье [12]. Коэффициенты ряда Грама — Шарлье рассчи-

тываются по эмпирическим значениям статистических моментов. Поскольку в натуральных экспериментах, как правило, определяются статистические моменты не старше четвертого порядка, то аппроксимация плотности вероятностей ограничена первыми пятью членами ряда.

Для нормированных на собственную среднюю квадратичную величину компонентов уклонов, учитывая, что их среднее значение равно нулю, одномерную плотность вероятностей уклона ξ_x вдоль оси OX можно представить в виде [3]

$$P(x) = P_N(x) \left[1 + \frac{1}{6} A_x H_3(x) + \frac{1}{24} E_x H_4(x) \right], \quad (5)$$

где $x = \xi_x / \sqrt{\xi_x^2}$, P_N — одномерная плотность вероятностей распределения Гаусса, A_x и E_x — асимметрия и эксцесс уклона ξ_x , H_3 и H_4 — ортогональные полиномы Чебышева — Эрмита третьего и четвертого порядка.

Рассмотрим две предельные ситуации, когда зондирование проводится в направлениях вдоль и поперек направления распространения волн. Значение асимметрии и эксцесса компонентов уклонов, ориентированных вдоль (индекс u) и поперек (индекс c) основного направления распространения волн представлены на рис. 1.

Поскольку компоненты уклонов ξ_u и ξ_c между собой не коррелируют [3, 19], то их двумерная плотность вероятностей равна $P(\xi_u, \xi_c) = P(\xi_u)P(\xi_c)$. Учитывая (5), для нормированных компонентов уклонов

$$\begin{aligned} \tilde{\xi}_u &= \xi_u / \sqrt{\xi_u^2}, \\ \tilde{\xi}_c &= \xi_c / \sqrt{\xi_c^2} \end{aligned} \quad (6)$$

получаем

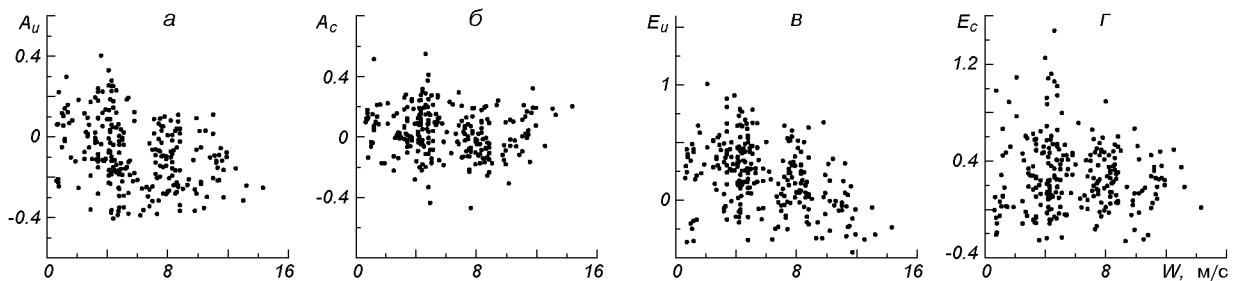


Рис. 1. Зависимости статистических моментов продольной и поперечной составляющих уклонов морской поверхности от скорости ветра

$$P(\tilde{\xi}_u, \tilde{\xi}_c) = P_{2N}(\tilde{\xi}_u, \tilde{\xi}_c) \times \\ \times \left[1 + \frac{1}{6} A_u H_3(\tilde{\xi}_u) + \frac{1}{24} E_u H_4(\tilde{\xi}_u) \right] \times \\ \times \left[1 + \frac{1}{6} A_c H_3(\tilde{\xi}_c) + \frac{1}{24} E_c H_4(\tilde{\xi}_c) \right],$$

где $P_{2N}(\tilde{\xi}_u, \tilde{\xi}_c)$ — двумерная плотность вероятностей нормального распределения.

Следует добавить, что асимметрия и эксцесс продольного и поперечного компонента уклонов между собой некоррелированы [3].

ЭФФЕКТ КВАЗИГАУССОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УКЛОНОВ

Из выражений (4) и (6) следует, что при квази-зеркальном отражении влияние на УЭПР отклонений асимметрии и эксцесса компонентов уклонов от значений, соответствующих нормальному распределению, определяется выражением

$$\varepsilon = \hat{\sigma}_{sp}^{0R} / \hat{\sigma}_{sp}^{0G} = \\ = \left[1 + \frac{1}{6} A_u H_3(\tilde{\xi}_u) + \frac{1}{24} E_u H_4(\tilde{\xi}_u) \right] \times \\ \times \left[1 + \frac{1}{6} A_c H_3(\tilde{\xi}_c) + \frac{1}{24} E_c H_4(\tilde{\xi}_c) \right],$$

где $\hat{\sigma}_{sp}^{0R}$ и $\hat{\sigma}_{sp}^{0G}$ — нормированное сечение обратного рассеяния, рассчитанное для реальной и гауссовой поверхности. Полученные при фиксированных углах и разных скоростях ветра значения параметра ε представлены на рис. 2.

Происходящее с увеличением скорости ветра увеличение асимметрии продольного компонента уклона практически не оказывает влияния на вероятность бликов при зондировании под углами, близкими к надиру. Это относится и к ненулевым значениям асимметрии поперечного уклона, имеющим место в ситуациях, когда направления ветра, течения и зыби не совпадают. Объясняется это тем, что полином Чебышева — Эрмита третьего порядка, определяющий вклад асимметрии распределения в ε , является нечетной функцией:

$$H_3(\tilde{x}) = \tilde{x}^3 - 3\tilde{x},$$

и при малых углах зондирования близок к нулю. Ненулевые значения эксцесса приводят в сред-

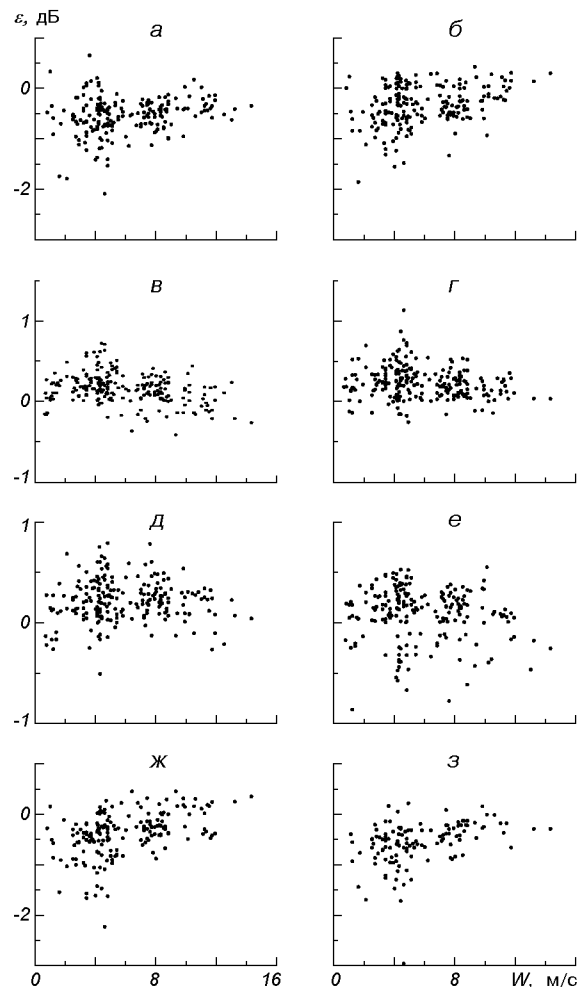


Рис. 2. Зависимости параметра ε от скорости ветра W : а, б — $\theta = -9^\circ$, в, в — $\theta = -3^\circ$, д, е — $\theta = 3^\circ$, ж, з — $\theta = 9^\circ$ (а, в, д, ж — зондирование вдоль направления распространения волн; б, в, е, з — поперек)

нем к 10 % увеличению зеркальной составляющей в отраженном радиосигнале.

Значительно заметнее проявления ненулевых значений асимметрии и эксцесса уклонов при наклонном зондировании. При углах зондирования $\theta = 3...4^\circ$ значения ε в среднем выше, чем рассчитанные для гауссовой поверхности. В отдельных случаях превышение может достигать 29 %, что соответствует увеличению $\hat{\sigma}_{sp}^{0R}$ на 1.1 дБ. Отклонения значений параметра ε от единицы при малых углах в основном определяются разбросом величин эксцесса.

Полином Чебышева — Эрмита четвертого порядка является четной функцией:

$$H_4(\tilde{x}) = \tilde{x}^4 - 6\tilde{x}^2 + 3.$$

Поскольку средние значения E_u , и E_c являются положительными и равны соответственно 0.22 и 0.28, то в области малых уклонов в большинстве случаев справедливо неравенство

$$P(\tilde{\xi}_u, \tilde{\xi}_c) > P_{2N}(\tilde{\xi}_u, \tilde{\xi}_c).$$

При зондировании под углами от 10 до 15° вероятность в среднем ниже, и расхождение может превышать 40 % или 1.46 дБ. Отличительной особенностью оценок параметра ε является их большой разброс, что является следствием разброса значений статистических моментов компонентов уклонов.

СООТНОШЕНИЕ ЗЕРКАЛЬНОЙ И БРЕГГОВСКОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ

Анализ соотношения между квазизеркальной и резонансной составляющими при формировании РЛ-сигнала весьма важен как с точки зрения углубления понимания физики рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью и интерпретации информации, получаемой при ДЗ морской поверхности, так и с точки зрения выбора наиболее оптимальных условий наблюдения морской поверхности при проектировании систем ДЗ космического базирования.

Отметим, что граница между «резонансной» и «квазизеркальной» областями в зависимости $\sigma^0(\theta)$ весьма размыта и зависит от состояния морской поверхности и условий ее наблюдения (падения) [2]. При этом существует достаточно широкая область углов наблюдения, в которой характеристики РЛ-сигнала могут быть рассчитаны как в рамках двухмасштабной модели, так и методами геометрической оптики. Так, результаты теоретических и экспериментальных исследований рассеяния волн на взволнованной поверхности [10, 11] показали, что расчеты величины УЭПР морской поверхности в рамках двухмасштабной модели могут выполняться вплоть до углов падения $\theta \approx 5...10^\circ$. В последующем эти выводы были подтверждены и результатами экспериментов, выполненных в кольцевом шторм-бассейне МГИ НАН Украины [2]:

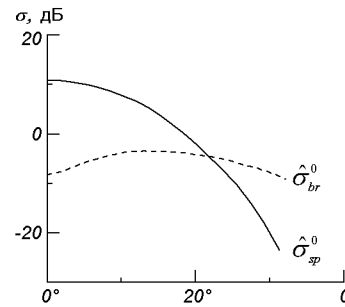


Рис. 3. Зависимость резонансной и зеркальной составляющей РЛ-сигнала от угла наблюдения морской поверхности [14]

экспериментально было показано, что граница перехода от «резонансного» к «квазизеркальному» механизмам формирования РЛ-сигнала при скоростях ветра $W = 5...7$ м/с находится в интервале углов падения $\theta \approx 10...15^\circ$.

Соотношение зеркальной и резонансной составляющих в отраженном от гауссовой поверхности РЛ-сигнале анализировалось в работе [14]. Предполагалось, что азимутальное распределение энергии коротких поверхностных волн (ряби) является изотропным, а спектр поверхностных волн $S(k, \alpha)$ в (2) можно описать моделью, построенной на основе кинетического уравнения, которая учитывает диссипацию энергии за счет вязкости и нелинейных механизмов (обрушения волн) [22].

Согласно работе [14] равенство $\hat{\sigma}_{sp}^0(\theta) = \hat{\sigma}_{br}^0(\theta)$ имеет место при углах падения, на которых $\hat{\sigma}_{sp}^0$ снижается более чем на 13 дБ (см. рис. 3). Эти углы падения соответствуют уклонам морской поверхности, более чем в два раза превышающим их среднюю квадратичную величину. Аппроксимации квазигауссовых процессов в форме (5), построенные на основе конечного числа членов ряда Грама — Шарлье, хорошо описывают плотность вероятностей при относительно небольших значениях аргумента, но могут приводить к отрицательным значениям на «крыльях» распределения [12]. Для компонентов уклонов аппроксимацию (5) можно применять при $|\tilde{\xi}_u| < 3$ и $|\tilde{\xi}_c| < 3$ [5].

Учитывая указанные ограничения в возможности использования аппроксимации (5), дальнейший анализ будем проводить на основе эмпирической плотности вероятностей компонен-

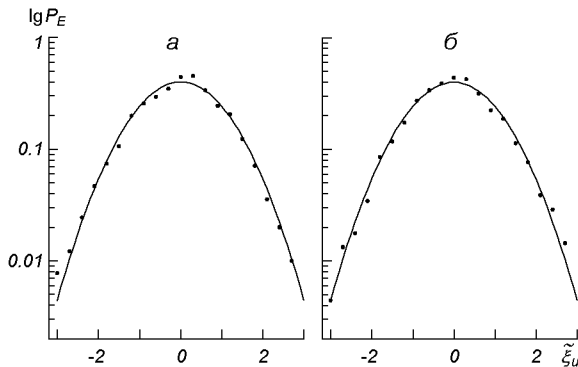


Рис. 4. Эмпирические плотности вероятностей уклонов при слабых (*а*) и сильных ветрах (*б*): точки — результаты наблюдений, сплошные линии — аппроксимирующие их функции

тов уклонов. Эмпирическую плотность вероятности определим как гистограмму, нормированную на длину выборки и на ширину разряда, и обозначим как P_E .

Эмпирические плотности вероятностей уклонов, построенные для слабых и сильных ветров представлены на рис. 4, *а* и 4, *б* соответственно. При расчете гистограмм компонентов уклонов ширина разряда была принята равной 0.3. Изменчивость P_E при сильных ветрах относительно невелика. Для продольного компонента уклонов характерно смещение максимума P_E в сторону значений, соответствующих переднему склону длинной доминантной волны. При слабых ветрах наблюдается более сильная изменчивость P_E , что можно было ожидать, учитывая большой разброс значений асимметрии и эксцесса компонентов уклонов (см. рис. 1). Она вызвана тем, что в подобных гидрометеорологических ситуациях ветер перестает быть доминирующим фактором, определяющим характеристики коротких волн, которые дают основной вклад в статистические моменты уклонов.

Отклонения от распределения Гаусса у компонентов уклонов в основном проявляются при относительно небольших значениях безразмерных параметров $\tilde{\xi}_u$ и $\tilde{\xi}_c$. В областях $|\tilde{\xi}_u| > 2$ и $|\tilde{\xi}_c| > 2$ разброс значений $\tilde{\xi}_u$ и $\tilde{\xi}_c$, при которых достигаются одинаковые значения P_E и распределения Гаусса, не превышает 0.2. Используя эмпирические зависимости дисперсии компонентов уклонов от скорости ветра W [16], получаем

$$\overline{\xi_c^2} = 0.0014 + 0.00162 W,$$

$$\overline{\xi_u^2} = 0.0041 + 0.0205 W.$$

Нетрудно показать, что учет указанного разброса приводит к изменению ширины области углов падения, где справедливо неравенство

$$\hat{\sigma}_{sp}^0(\theta) > \hat{\sigma}_{br}^0(\theta), \quad (7)$$

на $1...2^\circ$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учет реальных значений статистических моментов уклонов при зондировании взволнованной морской поверхности в надир приводит в среднем к 10 % увеличению зеркальной составляющей в отраженном радиосигнале. Значительно заметнее проявления ненулевых значений асимметрии и эксцесса уклонов при наклонном зондировании. При углах зондирования $\theta = 3...4^\circ$ значения ε в среднем выше, чем рассчитанные для гауссовой поверхности. В отдельных случаях превышение может достигать 29 %, что соответствует увеличению $\hat{\sigma}_{sp}^{0R}$ на 1.1 дБ. При зондировании под углами от 10 до 15° расхождение может превышать 40 % или 1.46 дБ.

Отклонения от распределения Гаусса у компонентов уклонов проявляются в основном при относительно небольших углах падения. В областях $|\tilde{\xi}_u| > 2$ и $|\tilde{\xi}_c| > 2$ эти отклонения, как правило, невелики. Их учет приводит к изменению на $1...2^\circ$ ширины области углов падения, где справедливо неравенство (7).

Работа выполнена при поддержке проекта ФЦП «Мировой океан» 43.634.11.0001-7.9 и проекта УНТЦ Р-2241.

1. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. — М.: Наука, 1972.—424 с.
2. Галаев Ю. М., Большаков А. Н., Ефимов В. Б. и др. Некоторые характеристики радиолокационных отражений поверхностью моря при углах падения, близких к вертикальным. — Севастополь, 1978.—24 с.—(Препринт / АН УССР, МГИ; № 1).
3. Запевалов А. С. Изменчивость характеристик локальных уклонов морской поверхности // Прикладная гидромеханика.—2005.—7(79), № 1.—С. 17—21.
4. Запевалов А. С., Показеев К. В. Контроль состояния морской поверхности средствами лазерного зондирования // Четвертая Всероссийская конф. «Физические

- проблемы экологии (Экологическая физика)». — М., 2004.—№ 12.—С. 200—212.
5. Запевалов А. С., Ратнер Ю. Б. Аналитическая модель плотности вероятностей уклонов морской поверхности // Морской гидрофиз. журн.—2003.—№ 2.—С. 3—17.
 6. Зубкович С. Г. Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. — М.: Сов. радио, 1968.—224 с.
 7. Исакович Е. М. Рассеяние волн от статистически шероховатой поверхности // Журн. эксперим. и теорет. физики.—1952.—23, № 3.—С. 305—314.
 8. Калмыков А. И., Курекин А. С., Лементя Ю. А. и др. Некоторые особенности обратного рассеяния радиоволн СВЧ диапазона поверхностью моря при малых углах скольжения. — Харьков, 1974.—40 с.—(Препринт / АН УССР, ИРЭ; № 40).
 9. Калмыков А. И., Курекин А. С., Лементя Ю. А. и др. Особенности рассеяния СВЧ-излучения на обрушивающихся морских волнах // Изв. вузов. Радиофизика.—1976.—19, № 9.—С. 1315—1321.
 10. Калмыков А. И., Лементя Ю. А., Островский И. Е. и др. Энергетические характеристики рассеяния радиоволн УКВ диапазона взволнованной поверхностью моря. — Харьков, 1976.—60 с.—(Препринт / АН УССР, ИРЭ; № 71).
 11. Калмыков А. И., Розенберг А. Д., Зельдис В. И. Обратное рассеяние звуковых и радиоволн нерегулярной рябью // Изв. вузов. Радиофизика.—1967.—10, № 6.—С. 797—802.
 12. Кендалл М. Дж., Стьюарт А. Теория распределений. — М.: Наука, 1966.—587 с.
 13. Кравцов Ю. А., Митягин М. И., Чурюмов Л. Н. Резонансный механизм рассеяния электромагнитных волн на морской поверхности: рассеяние на крутых заостренных волнах // Изв. вузов. Радиофизика.—1999.—42, № 3.—С. 240—254.
 14. Кудрявцев В. Н., Малиновский В. В. Вклад зеркальных отражений в радиолокационных изображениях морской поверхности // Исследования Земли из космоса.—2004.—№ 3.—С. 3—11.
 15. Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. — М.: АН СССР, 1961.—545 с.
 16. Христофоров Г. Н., Запевалов А. С., Бабий М. В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология.—1992.—32, вып. 3.—С. 452—459.
 17. Христофоров Г. Н., Запевалов А. С., Бабий М. В. Измерения параметров шероховатости морской поверхности при переходе от штиля к ветровому волнению // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1992.—28, № 4.—С. 424—431.
 18. Bass F. G., Fuks I. M., Kalmykov A. I., et al. Very High Frequency Radiowave Scattering by a Disturbed Sea Surface, Parts I and II // IEEE Trans. Antennas and Propag.—1968.—AP-16.—P. 554—568.
 19. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Opt. Soc. Amer.—1954.—44, N 11.—P. 838—850.
 20. Hughes B. A., Grant H. L., Chappell R. W. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-waves components // Deep-Sea Res.—1977.—24, N 12.—P. 1211—1223.
 21. Kalmykov A. I., Pustovoytenko V. V. On polarization features of radiosignals scattered from the sea surface at small grazing angles // J. Geophys. Res.—1976.—81, N 11.—P. 1961—1964.
 22. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., et al. A semi-empirical model of the normalized cross-section of the sea surface. 1. Background model // J. Geophys. Res.—2003.—108C, N 3.—FET2 1-24.
 23. Longuet-Higgins M. S. On the skewness of sea-surface slopes // J. Phys. Oceanogr.—1982.—12.—P. 1283—1291.
 24. Stoffelen A., Anderson D. Scatterometer data interpretation: Derivation of the transfer function CMOD4 // J. Geophys. Res.—1997.—102C, N 3.—P. 5767—5780.
 25. Valenzuela G. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves. A Review // Boundary Layer Meteorology.—1978.—13, N 1-4.—P. 61—85.
 26. Wright J. W. A new model for sea clutter // IEEE Trans. Antennas and Propag.—1968.—AP-16.—P. 217—223.

ON RATIO BETWEEN THE SPECULAR AND BRAGG COMPONENTS SCATTERED BY THE QUASI-GAUSSIAN SEA SURFACE

A. S. Zapevalov, K. V. Pokazeev, V. V. Pustovoytenko

The ratio between the specular and Bragg components in the reflected radio signal is analysed on the basis of well-known models for scattering and measurement data of sea surface slopes. The measurements were carried out from the Black Sea oceanographic platform with the use of a 2D-slope meter. It is shown that when radiosounding the sea surface, sea surface slope distribution deviation from the Gaussian distribution appear mainly at radio-wave incidence of up to 15°. Taking into account the quasi-Gaussian character of slope distribution leads to a change in the incidence domain, in which the specular component dominates the Bragg component by 1...2°.