

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АСИММЕТРИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ВОЗВЫШЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ
АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 2012 г. А. С. Запевалов*, В. В. Пустовойтенко

Морской гидрофизический институт Национальной академии наук Украины, Севастополь

*E-mail: sevzepter@mail.ru

Поступила в редакцию 23.08.2011 г.

Показано, что при вертикальном зондировании морской поверхности с использованием космических аппаратов основной вклад в формирование переднего фронта отраженного радиоимпульса дают отражения от участков морской поверхности, где ее возвышения η лежат в пределах $-m\sigma_s < \eta < m\sigma_s$, при значении численного коэффициента $2.5 < m < 3$, (σ_s^2 – дисперсия возвышений поверхности). Расчет асимметрии распределения возвышений морской поверхности по данным альтиметрических измерений соответствует расчету асимметрии усеченного распределения, что приводит к значительным ошибкам. Асимметрия распределения, полученная для усеченной модели Грама–Шарлье, оказывается заниженной примерно в 2 раза.

Ключевые слова: возвышения морской поверхности, спутниковые альтиметрические измерения, асимметрия, SEASAT-1, Jason-2

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы появился ряд работ, в которых предпринимаются попытки оценить асимметрию распределения возвышений морской поверхности по данным измерений радиоальтиметров, установленных на космических аппаратах (КА) (Callahan, Rodriguez, 2004; Gómez-Enri et al., 2006, 2007). Информация об асимметрии необходима для коррекции данных измерений рельефа морской поверхности вдоль трассы КА (Haune et al., 1994; Запевалов, 2012). Погрешность, обусловленная отклонением распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса, в определении расстояния от спутника до уровня невозмущенной поверхности может достигать величин порядка 10 см (Rodríguez, 1988). Информация об асимметрии может быть использована для выделения потенциально опасных регионов, где возникают аномальные волны (волны, высота которых более чем в 2 раза превышает значимую высоту). В присутствии аномальных волн асимметрия распределения возвышений поверхности возрастает (Guedes Soares et al., 2003).

В основе альтиметрического определения асимметрии лежит модель Брауна, описывающая форму радиоимпульса, отраженного от морской поверхности при квазивертикальном зондировании (Brown, 1977). Согласно данной модели, от-

раженный радиоимпульс можно представить в виде свертки трех функций, одна из которых определяется распределением возвышений поверхности. Модель Брауна создает принципиальную возможность определения характеристик морской поверхности по данным альтиметрических измерений (Callahan, Rodriguez, 2004; Fedor, 1979).

Всю информацию о расстоянии от альтиметра до уровня невозмущенной морской поверхности и о статистических характеристиках взволнованной поверхности несет передний фронт отраженного радиоимпульса. В частности, угол наклона переднего фронта позволяет оценить дисперсию возвышений морской поверхности σ_s^2 (или значимую высоту волн $H_s = 4\sigma_s$ (Basu, Pandey, 1991; Callahan, Rodriguez, 2004)). Сопоставление данных измерений с КА и измерений с волнографических буев показывает, что достигнутая точность дистанционного определения значимой высоты приближается к точности измерений *in situ* (Queffelec, 2004).

Отклонение распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса приводит к изменениям формы переднего фронта импульса, что и позволяет определять асимметрию распределения по данным альтиметрических измерений (Gómez-Enri et al., 2007). Морское вол-

нение является слабонелинейным процессом, отклонения от распределения Гаусса невелики и, как правило, описываются с помощью моделей, построенных на основе рядов Грама–Шарлье (Запелов и др., 2011). Небольшие значения асимметрии накладывают более жесткие требования на модель формы отраженного радиосигнала, чем при определении значимой высоты волн.

В настоящей работе проводится анализ возможности и ограничений расчета асимметрии распределения возвышений морской поверхности по данным альтиметрических измерений.

МОДЕЛЬ ОТРАЖЕННОГО РАДИОИМПУЛЬСА

Средняя форма отраженного от морской поверхности радиоимпульса при квазивертикальном зондировании описывается моделью Брауна (Brown, 1977), представляющей свертку трех функций

$$V(t) = \chi(t) * s(t) * q(t),$$

где $\chi(t)$ – форма радиоимпульса, отраженного от плоской поверхности; $s(t)$ – форма зондирующего радиоимпульса; $q(t)$ – функция, связанная с плотностью вероятностей высот точек зеркального отражения; символ $*$ – означает свертку; t – время.

В случае, когда форма зондирующего радиоимпульса задана выражением

$$s(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_r}} \exp\left(-\frac{t^2}{2D_r}\right)$$

и форма отраженного от плоской поверхности радиоимпульса

$$\chi(t) = a \exp\left[-\frac{\ln 4c}{\cos^2(\theta/2)h} t\right] H(t),$$

их свертка

$$I(t) = \chi(t) * s(t) = \frac{a}{2} \exp\left[\delta^2 \frac{D_r}{2} - \delta t\right] \times \left[1 - \operatorname{erf}\left(\left(\delta - \frac{t}{D_r}\right) \sqrt{\frac{D_r}{2}}\right)\right],$$

где $\delta = \frac{\ln 4c}{\cos^2(\theta/2)h}$; $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-y^2) dy$ –

функция ошибок; a – амплитуда; параметр D_r определяет ширину зондирующего радиоимпульса; c – скорость света; θ – ширина луча антенны, определенная по уровню половинной мощности; h – высота орбиты КА; $H(t)$ – единичная функция Хевисайда. Таким образом, форму отраженного радиоимпульса можно представить как свертку двух функций

$$V(t) = I(t) * q(t), \tag{1}$$

где первая функция определяется характеристиками альтиметра, вторая – характеристиками морской поверхности.

Функция $q(t)$ рассчитывается путем преобразования плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P(\eta)$ с помощью соотношения, связывающего возвышение поверхности η и время t (Hayne et al., 1994)

$$t = \eta/(c/2).$$

Переход от плотности вероятностей $P(\eta)$ к функции $q(t)$ осуществляется с помощью стандартной процедуры замены переменных

$$q(t) = \frac{d\eta}{dt} P(\eta(t)). \tag{2}$$

Из выражений (1) и (2) следует, что существует принципиальная возможность определения распределения возвышения поверхности по данным альтиметрических измерений.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗВЫШЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Длительное время линейная модель являлась основной моделью поля морских поверхностных волн. В рамках линейной модели поле волн представляют в виде суммы большого числа независимых синусоидальных составляющих, амплитуды которых являются случайными переменными, а фазы случайно распределены с равной вероятностью в интервале $(0, 2\pi)$. В силу центральной предельной теоремы подобная модель предполагает, что моделируемая характеристика (возвышение поверхности или ее уклон) подчиняются распределению Гаусса (Лонге-Хиггинс, 1962).

Взаимодействия между составляющими волнового поля должно приводить к отклонениям распределений его характеристик от распределения Гаусса. Поскольку взаимодействия являются слабыми, то отклонения от распределения Гаусса являются небольшими, что позволяет отнести распределения уклонов морской поверхности к классу квазигауссовых распределений. Плотность вероятностей подобных распределений принято описывать с помощью рядов Грама–Шарлье (Кендалл, Стьюарт, 1966).

При расчете асимметрии распределения возвышений взволнованной морской поверхности λ по данным альтиметрических измерений функция $q(t)$ представляется в виде (Gómez-Enri et al., 2006, 2007)

$$q(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_c}} \exp\left[-\frac{(t-t_0)^2}{2\sigma_c^2}\right] \left\{1 - \frac{\lambda}{6} H_3\left(\frac{t-t_0}{\sigma_c}\right)\right\}, \quad (3)$$

где $t_0 = 2h/c$; $\sigma_c = (2/c)\sigma_s$.

Выражение (3) получено в рамках предположения, что кумулянты возвышения поверхности четвертого и более высоких порядков равны нулю. Данной форме функции $q(t)$ соответствует модель плотности вероятностей возвышений морской поверхности, построенная на основе Эджвортской формы типа А рядов Грама–Шарлье (Huang, Long, 1980)

$$P_{GC}(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_s}} \exp\left[-\frac{\eta^2}{2\sigma_s^2}\right] \left\{1 + \frac{\lambda}{6} H_3\left(\frac{\eta}{\sigma_s}\right)\right\}, \quad (4)$$

в которой учитываются только первые четыре (считая нулевой) члена ряда. При анализе данных альтиметрических измерений, как правило, вместо параметра σ_s используется значимая высота волны $\sigma_s = H_s/4$

$$P_{GC}(\eta) = \frac{2\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}H_s} \exp\left[-\frac{8\eta^2}{H_s^2}\right] \left\{1 + \frac{\lambda}{6} H_3\left(\frac{4\eta}{H_s}\right)\right\}. \quad (5)$$

Следует отметить, что понижение уровня морской поверхности приводит к увеличению времени возврата радиоимпульса альтиметра. Следовательно, нечетные статистические моменты распределения $q(t)$, в частности асимметрия, должны иметь противоположный знак, чем моменты возвышения морской поверхности, положительно направленного вверх. В настоящей работе это учтено введением разных знаков перед λ в выражениях (3) и (5).

Как известно, моделям Грама–Шарлье, построенным при относительно малом числе членов ряда, присущи искажения на “крыльях” распределения, в том числе появление отрицательных значений $P(\eta)$. Модели Грама–Шарлье плотности вероятностей возвышений морской поверхности справедливы в ограниченной области, определяемой неравенством (Запелалов и др., 2011)

$$|\eta|/(H_s/4) < 2.5. \quad (6)$$

Таким образом, применение модели (4) приводит к некорректному описанию распределения возвышений морской поверхности в области высоких гребней и глубоких впадин волн.

Необходимо ответить на вопрос, позволяет ли модель (4), учитывая ограничение (6), определить асимметрию λ по данным альтиметрических измерений. Этот вопрос включает две составляющие. Первая – как искажения распределения возвышений поверхности влияют на форму отражен-

ного радиоимпульса? Вторая – какова величина погрешности, с которой, решая обратную задачу, можно определить асимметрию λ по распределению (4)?

ВЛИЯНИЕ ИСКАЖЕНИЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗВЫШЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ФОРМУ ОТРАЖЕННОГО РАДИОИМПУЛЬСА

В ситуации, когда модель плотности вероятностей корректно описывает только некоторую ограниченную область возвышений морской поверхности, необходимо использовать усеченную модель. В общем виде ее можно представить следующим образом

$$P^{(b)}(\eta) = \begin{cases} 0 & \text{при } \eta \leq b_1\sigma_s \\ N_b P(\eta) & \text{при } b_1\sigma_s < \eta < b_2\sigma_s, \\ 0 & \text{при } \eta \geq b_2\sigma_s \end{cases}, \quad (7)$$

где параметры b_1 и b_2 определяют область, в которой справедлива модель $P(\eta)$; N_b – множитель, который определяется из условия нормировки $\int_{-\infty}^{\infty} P^{(b)}(\eta) d\eta = 1$.

Анализ начнем с ситуации, в которой распределение возвышений морской поверхности является гауссовым. При расчетах здесь и далее предполагается, что значения параметров θ , $\sqrt{D_r}$ и h соответствуют параметрам альтиметра, установленного на КА SEASAT-1: $\theta = 1.6^\circ$, $\sqrt{D_r} = 1.327$ нс и $h = 8 \times 10^5$ м (Mac-Arthur, 1978). Принято, что амплитудный множитель в выражении (4) $a = 100$.

На рис. 1 представлена форма отраженных радиоимпульсов, рассчитанных для трех ситуаций: когда поверхность описывается распределением Гаусса $P_G(\eta)$; распределением Гаусса $P_G^{(b)}(\eta, b_1 = -\infty, b_2 = 2)$, усеченным в области положительных значений возвышений (в области гребней волн); распределением Гаусса $P_G^{(b)}(\eta, b_1 = -2, b_2 = \infty)$, усеченным в области отрицательных значений. Расчеты проведены для значимой высоты волн $H_s = 5$ м. Видно, что искажение распределения возвышений поверхности в области гребней волн приводит к изменению формы отраженного радиоимпульса у его подошвы. Искажение распределения возвышений в области впадин волн приводит к изменению формы отраженного радиоимпульса у его вершины.

Оценим, как изменение параметров b_1 и b_2 в модели (7) влияет на форму отраженного радиоимпульса. Для этого рассмотрим отраженный радиоимпульс в ситуации, когда распределение воз-

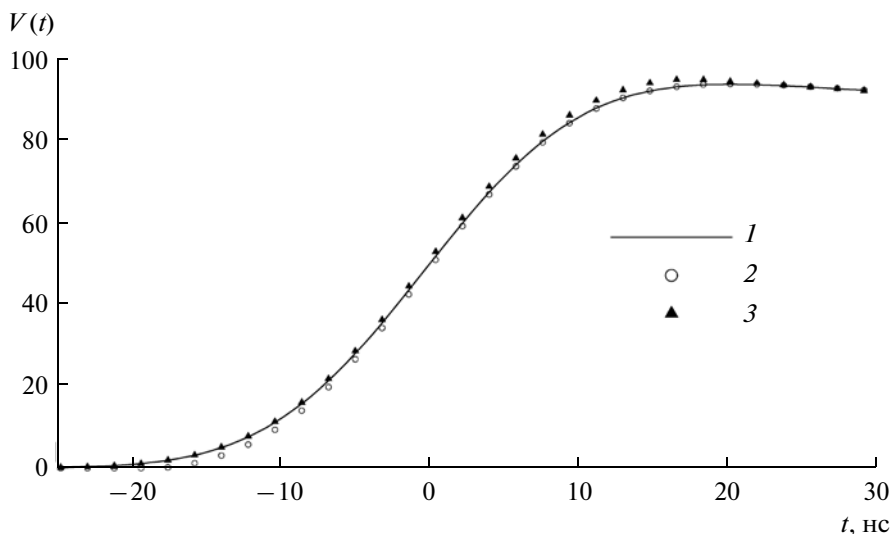


Рис. 1. Изменение формы отраженного радиоимпульса $V(t)$ при использовании полного и усеченных распределений возвышений морской поверхности: 1 – $V_G(t)$; 2 – $V_G^{(b)}(t, b_1 = -\infty, b_2 = 2)$; 3 – $V_G^{(b)}(t, b_1 = -2, b_2 = \infty)$. Расчет для КА SEASAT-1.

вышений описывается симметрично усеченным распределением Гаусса. Будем полагать $b_2 = -b_1 = b$. Форма радиоимпульса, отраженного от морской поверхности, и ее относительное изменение $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$, рассчитанное при разных значениях параметра b , представлены на рис. 2. Здесь и далее индексы функции, описывающей форму отраженного радиоимпульса, соответствуют индексам модели распределения возвышений поверхности, по которой рассчитывался отраженный радиоимпульс.

В верхней части рисунка представлена форма отраженного радиоимпульса, построенная при $H_s = 5$ м для возвышений морской поверхности, подчиняющихся распределению Гаусса. Горизонтальными штриховыми линиями показаны уровни, рассчитанные относительно максимального значения отраженного радиоимпульса, $M = \max(V(t))$.

В области малых значений отраженного радиоимпульса ($0.1M - 0.2M$) отношение $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$ при $b = 2.5$ находится в пределах $0.96-0.98$, при $b = 2$ – в пределах $0.85-0.94$. В окрестности пика отраженного радиоимпульса искажения формы имеют место в случае $b < 2.5$, при $b = 2$ максимум отношения $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$ равен 1.022, при $b = 1.5$ – равен 1.062. При $b = 2.5$ в этой области отношение $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$ не превышает уровня 1.007. С ростом

параметра b отношение $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$ стремится к единице.

Таким образом, передний фронт отраженного радиоимпульса, несущий информацию об уровне морской поверхности и ее характеристиках, в основном формируют отражения от участков морской поверхности, где возвышения удовлетворяют условию

$$|\eta| < m\sigma_s, \tag{8}$$

где значения коэффициента m лежат в пределах от 2.5 до 3. Учитывая, что при анализе альтиметрических измерений, как правило, вместо параметра σ_s используется значимая высота волн, выражение (8) можно переписать в виде $|\eta| < mH_s/4$.

Перейдем к рассмотрению ситуаций, когда распределение возвышений морской поверхности описывается выражением (5). В натуральных условиях асимметрия λ меняется в широких пределах. По данным прямых измерений возвышений морской поверхности, значения λ обычно лежат в пределах от -0.05 до 0.4 (Guedes Soares et al., 2003; Jha, Winterstein, 2000).

Распределение (5), рассчитанное при $\lambda = 0.4$, представлено на рис. 3. Там же для сравнения приводится распределение Гаусса. Чтобы исключить зависимость плотности вероятностей от значимой высоты волн, введена нормировка $\tilde{\eta} = \eta/(H_s/4)$. Искажения, связанные с использованием в модели (5) небольшого числа членов ряда Грама–Шарлье, на-

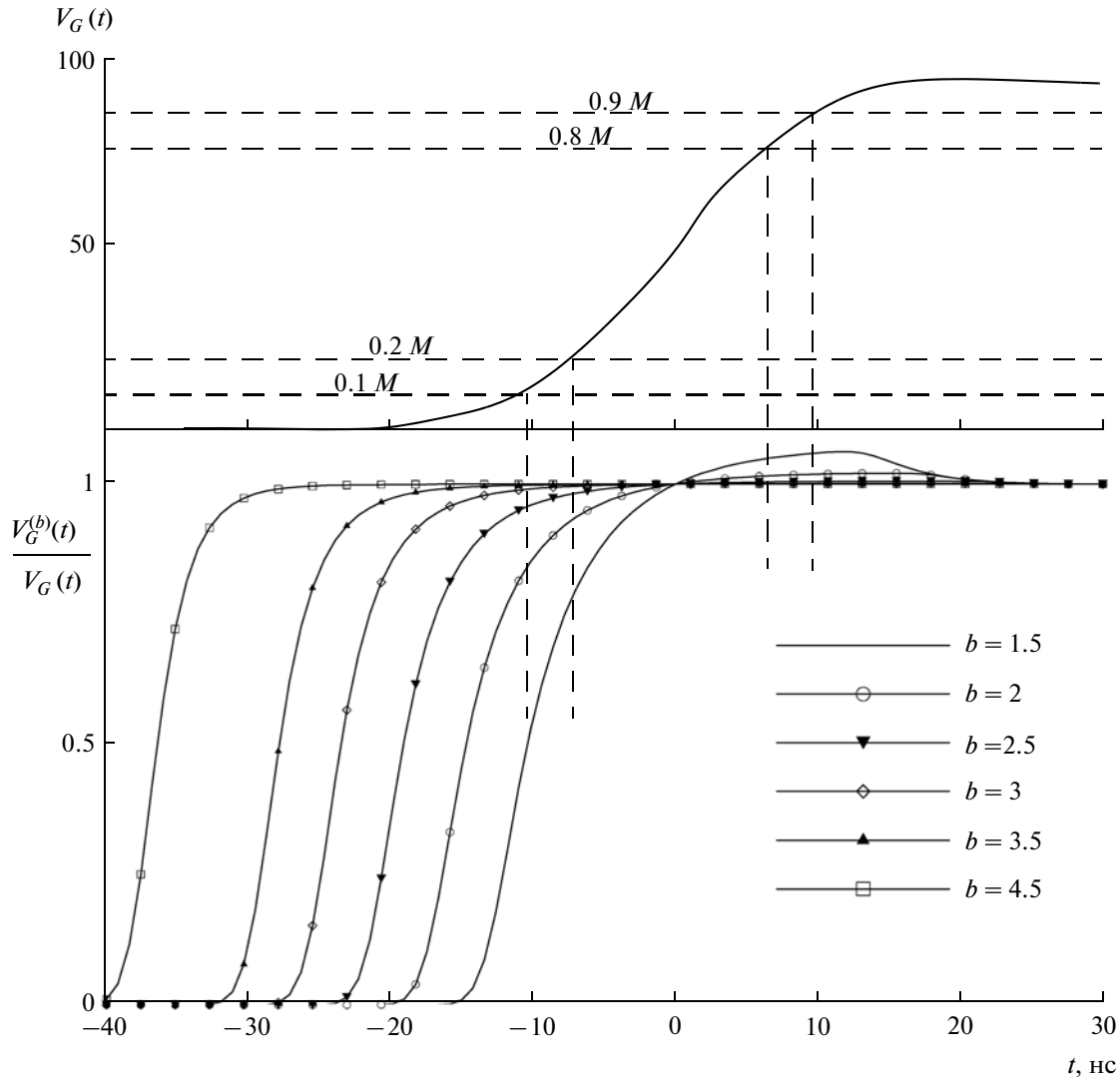


Рис. 2. Влияние границ задания усеченной модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P_G^{(b)}(\eta)$ на форму отраженного радиоимпульса $V_G^{(b)}(t)$. Расчет для космического аппарата SEASAT-1.

глядно проявляются в появлении отрицательных значений. Граница появления отрицательных значений равна -2.9 .

Форма отраженного радиоимпульса, рассчитанная для поверхности, описываемой моделью (5), показана на рис. 4. Влияние асимметрии λ , в частности, проявляется в запаздывании переднего фронта радиоимпульса относительно переднего фронта радиоимпульса, отраженного от гауссовой поверхности. Запаздывание составляет около 0.5 нс, что соответствует ошибке в определении уровня поверхности, равной 7.5 см.

Поведение функции $V_{GC}^{(b)}(t)/V_{GC}(t)$ в целом подобно поведению представленной на рис. 2 функции $V_G^{(b)}(t)/V_G(t)$. Это подтверждает вывод о том,

что передний фронт отраженного радиоимпульса в основном формируют отражения от участков морской поверхности, где возвышения удовлетворяют условию (8).

Следует отметить, что хотя при численных расчетах в настоящей работе использовались параметры альтиметра, установленного на КА SEASAT-1, данный результат остается справедливым и для других КА. Для сравнения на рис. 5 приведены отраженные импульсы, рассчитанные для альтиметров КА Jason-2 с высотой орбиты 1336 км. На борту Jason-2 установлены два альтиметра, работающие в Ku- и в C-диапазонах длин радиоволн, с шириной диаграммы направленности 1.26° и 3.38° соответственно (Vignudelli et al., 2011). Длительность импульсов 3.125 нс. Видно, что и при

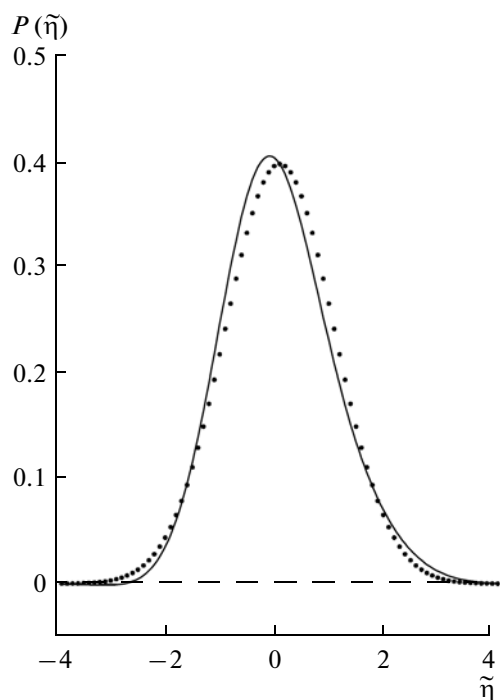


Рис. 3. Модели плотности вероятностей: сплошная линия – распределение (10) $\lambda = 0.4$; пунктир – распределение Гаусса.

существенно отличных параметрах альтиметра подтверждается вывод о том, что основной вклад в отраженный импульс дают участки, удовлетворяющие условию (8).

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОМЕНТЫ УСЕЧЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАМА–ШАРЛЬЕ

Выше было показано, что, оценивая асимметрию распределения возвышений морской поверхности по переднему фронту отраженного радиоимпульса, мы фактически оцениваем асимметрию усеченного распределения. Проанализируем ошибку, с какой, решая обратную задачу, можно определить асимметрию распределения (4)

$$\lambda_{GC}(b) = \int_{-b}^b \tilde{\eta}^3 P_{GC}(\tilde{\eta}) d\tilde{\eta}. \quad (9)$$

В данном случае значение λ является истинным, поскольку именно его мы используем при описании моделируемого волнового поля.

Зависимости $\lambda_{GC}(b)$ от λ , полученные при разных значениях параметра b , представлены на рис. 6а. При $b = 2.5$ связь расчетной и истинной асимметрии можно аппроксимировать линейной зависимостью $\lambda_{GC}(b) \approx 0.4\lambda$, при $b = 3$ – зависимостью

$\lambda_{GC}(b) \approx 0.65\lambda$. В модели (4) не учитывается, что эксцесс и кумулянты возвышений взволнованной поверхности более высоких порядков отличны от нуля (Huang, Long, 1980). При фиксированном значении параметра b расчеты по моделям, включающим разное число членов ряда Грама–Шарлье, могут приводить к несколько различающимся значениям коэффициентов в зависимостях $\lambda_{GC}(b)$ от λ .

Учитывая, что основной вклад в формирование переднего фронта отраженного радиоимпульса дают возвышения морской поверхности, удовлетворяющие условию (6), данное обстоятельство накладывает ограничения на возможность определения третьего статистического момента с помощью модели (4).

Можно добавить, что на дисперсию усеченного распределения Грама–Шарлье

$$D_{GC}(b) = \int_{-b}^b \tilde{\eta}^2 P_{GC}(\tilde{\eta}) d\tilde{\eta} \quad (10)$$

изменение пределов интегрирования при $b \geq 2.5$ оказывает относительно небольшое влияние (см. рис. 6б). При этом изменения асимметрии λ в пределах от -0.05 до 0.4 , практически не влияют на величину $D_{GC}(b)$. Оценки $D_{GC}(b)$, полученные при разных значениях асимметрии λ , отличаются

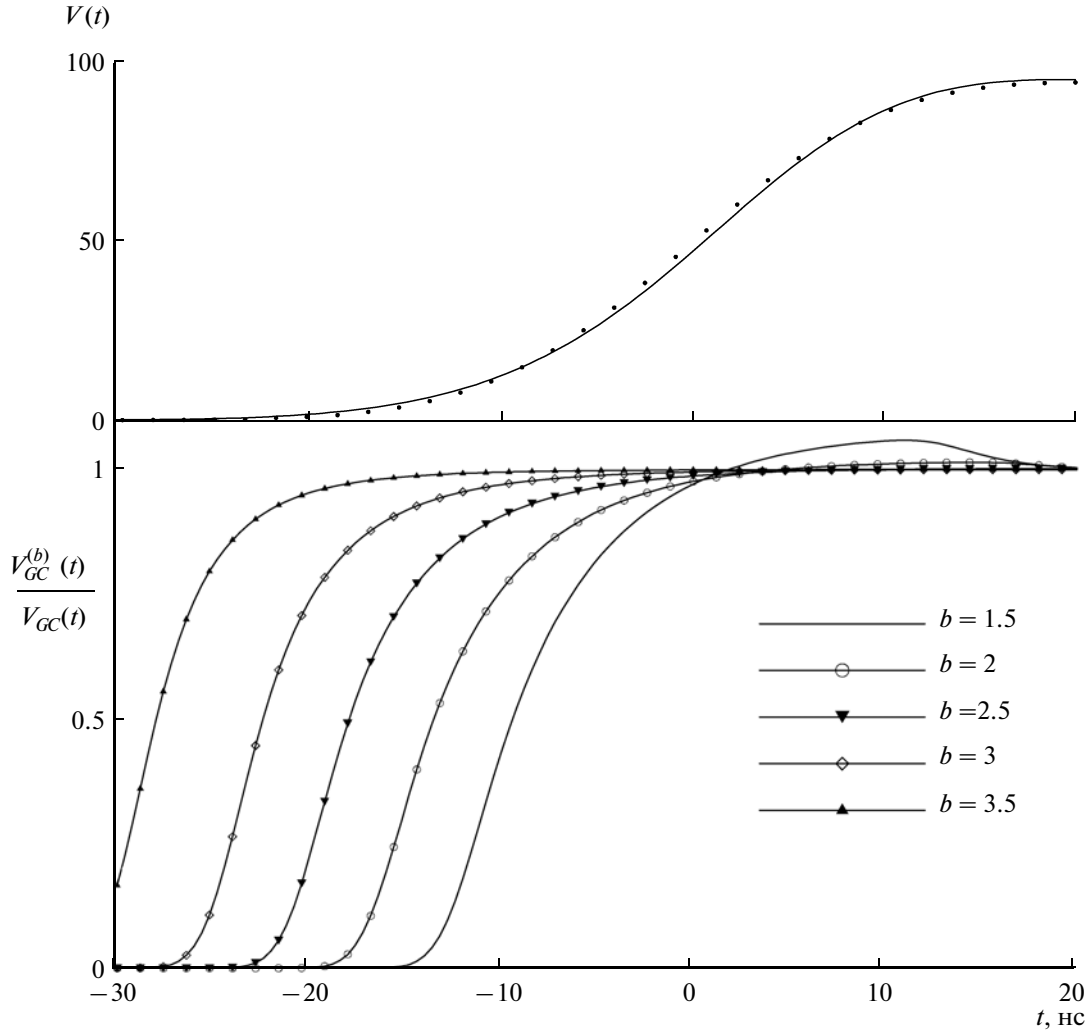


Рис. 4. Влияние границ задания усеченной модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P_{GC}^{(b)}(\eta)$ на форму отраженного радиоимпульса $V_{GC}^{(b)}(t)$. В верхней части рисунка: сплошная линия – $V_{GC}(t)$; пунктир – $V_G(t)$. Расчет для КА SEASAT-1.

менее чем на 0.2%. Выбранные пределы изменения λ соответствуют наблюдаемым изменениям асимметрии распределения возвышений морской поверхности, в том числе наблюдаемым при штормовых условиях (Guedes Soares et al., 2003; Jha, Winterstein, 2000).

Таким образом, использование модели Грама–Шарлье, ограниченной условием (6), слабо влияет на расчет значимой высоты волн по данным альтиметрических измерений. При $b = 2.5$ относительная ошибка определения H_s равна 5%, при $b = 3$ равна 1.5%. В то же время при использовании усеченной модели Грама–Шарлье нельзя точно определить асимметрию распределения возвышений морской поверхности. Выводы об ограничении возможностей решения обратной

задачи (восстановление характеристик морской поверхности по данным вертикального зондирования) справедливы для всех альтиметров, установленных на действующих в настоящее время и закончивших свои миссии КА.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При вертикальном зондировании морской поверхности с КА информацию об уровне морской поверхности и ее состоянии несет передний фронт отраженного радиоимпульса. Проведенный анализ показал, что основной вклад в формирование переднего фронта отраженного радиоимпульса вносят отражения от участков морской поверхности, где возвышения лежат в

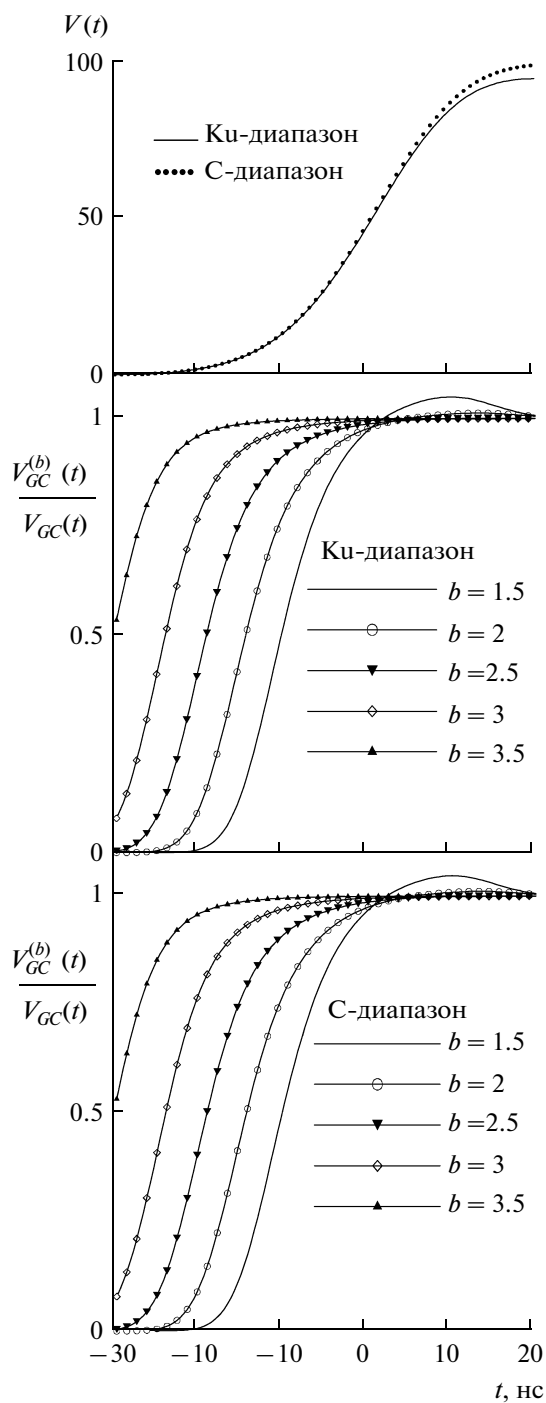


Рис. 5. Влияние границ задания усеченной модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P_{GC}^{(b)}(\eta)$ на форму отраженного радиоимпульса $V_{GC}^{(b)}(t)$ для альтиметров КА Jason-2.

пределах $-m\sigma_s < \eta < m\sigma_s$, при значении численно-го коэффициента $2.5 \leq m \leq 3$.

Решение обратной задачи – восстановление по данным альтиметрических измерений дисперсии и асимметрии распределения возвышений морской

поверхности – соответствует расчету по усеченной модели плотности вероятностей. Асимметрия распределения, полученная для усеченной модели Грама–Шарлье в форме (9), значительно отличается от истинной асимметрии. Она оказывается

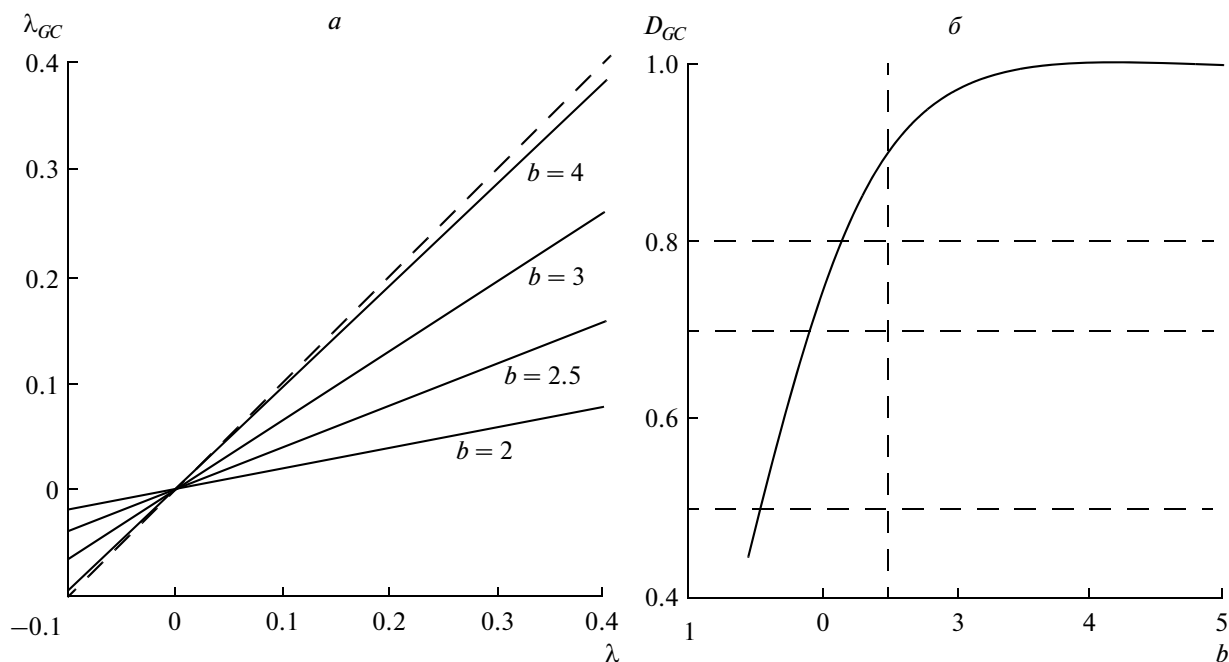


Рис. 6. Статистические моменты возвышений морской поверхности при разных границах задания усеченной модели Грама–Шарлье: а – зависимости $\lambda_{GC}(b)$ от λ (сплошные линии) и $\lambda_{GC} = \lambda$ (пунктир); б – зависимость D_{GC} от b .

заниженной примерно в 2 раза. На расчет значимой высоты волн использование усеченной модели плотности вероятностей практически не влияет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Запелов А.С. Влияние асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской поверхности на точность альтиметрических измерений ее уровня // Изв. РАН Сер. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 2. С. 224–231.
- Запелов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Моделирование плотности вероятностей возвышений морской поверхности с помощью рядов Грама–Шарлье // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 432–439.
- Кендалл М.Дж., Стьюарт А. Теория распределений. М.: Наука, 1966. 587 с.
- Лонге-Хиггинс М.С. Статистический анализ случайной движущейся поверхности / Ветровые волны. М.: Иностранная литература, 1962. С. 125–218.
- Basu S., Pandey P.C. Numerical experiment with modelled return echo of a satellite altimeter from a rough ocean surface and a simple iterative algorithm for the estimation of significant wave height // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 1991. V. 100. № 2. P. 155–163.
- Brown G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications // IEEE Trans. Antennas Propagat. 1977. V. AP-25. P. 67–74.
- Callahan P.S., Rodriguez E. Retracking of Jason-1 Data // Marine Geodesy. 2004. V. 27. P. 391–407. doi: 10.1080/01490410490902098.
- Fedor L.S., Godbey T.W., Gower J.F.R., Guptill R., Hayne G.S., Rufenach C.L., Walsh E.J. Satellite altimeter measurements of sea state – An algorithm comparison // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B8. P. 3991–4001.
- Gómez-Enri J., Gommenginger C.P., Challenor P.G., Srokosz M.A., Drinkwater M.R. ENVISAT radar altimeter tracker bias // Marine Geodesy. 2006. V. 29. P. 19–38. doi: 10.1080/01490410600582296.
- Gómez-Enri J., Gommenginger C.P., Srokosz M.A., Challenor P.G. Measuring global ocean wave skewness by retracking RA-2 Envisat waveforms // J. Atm. Ocean. Tech. 2007. V. 24. P. 1102–1116.
- Guedes Soares C., Cherneva Z., Antão E.M. Characteristics of abnormal waves in North Sea storm sea states // Appl. Ocean Res. 2003. V. 25. P. 337–344.
- Hayne G.S., Hancock D.W., Purdy C.L. The corrections for significant wave height and attitude effects in the TOPEX radar altimeter // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № C12. P. 24941–24955.
- Huang N.E., Long S. R. An experimental investigation of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves // J. Fluid Mech. 1980. V. 101. № 1. P. 179–200.
- Jha A.K., Winterstein S.R. Nonlinear random ocean waves: prediction and comparison with data // Proc., 19th Intl. Offshore Mech. Arctic Eng. Symp. ASME. February 2000. New Orleans, Louisiana, USA. Paper №. OMAE 00–6125. 2000.
- Mac-Arthur J.L. SEASAT-A radar altimeter design description // Applied Physics Lab. Laurel, MD. SDO-5232. Nov. 1978.
- Queffeuol P. Long-term validation of wave height measurements from altimeters // Marine Geodesy. 2004. V. 27. P. 495–510. doi: 10.1080/01490410490883478.
- Rodriguez E. Altimetry for non-Gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № C11. P. 14107–14120.
- Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. Coastal altimetry. 1st Edition. Springer, 2011. XII. 566 p.

About Estimation of Skewness of Sea Surface Elevations from Altimeter Measurements

A. S. Zapevalov, V. V. Pustovoytenko

Marine Hydrophysical Institute, National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

It is shown that at the vertical sounding of sea surface from satellites a basic contribution to forming of leading edge of return impulse is given reflection from the areas of sea surface, where its elevations η lie scope $-m\sigma_s < \eta < m\sigma_s$, at the value of numeral coefficient $2.5 < m < 3$, (σ_s it is RMS of surface elevations). The calculation of skewness of sea surface elevations from the altimetry data corresponds the calculation of skewness of the truncated distribution that results in considerable errors. Skewness got for the truncated Gram–Charlier model of appears understated approximately in two times.

Keywords: sea surface elevations, satellite altimeter measurements, skewness, SEASAT-1, Jason-2