

УДК 551.466.

О РЕГИСТРАЦИИ ЦУНАМИ 26 ДЕКАБРЯ 2004 Г. В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ ПО ВАРИАЦИЯМ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СЕЧЕНИЯ РАССЕЙЯНИЯ

© 2005 г. Ю. И. Троицкая, С. А. Ермаков

Представлено академиком А.В. Гапоновым-Грековым 14.04.2005 г.

Поступило 19.04.2005 г.

После катастрофического цунами в юго-восточной Азии в 2004 г. вопрос о прогнозе подобных стихийных бедствий приобрел особую актуальность. Весьма привлекательным для такого прогноза представляется использование средств и методов дистанционного зондирования океана из космоса, широко применяющихся в настоящее время для мониторинга процессов на поверхности океана и в атмосфере. Получаемая при этом информация характеризуется глобальностью, высокой оперативностью и относительной дешевизной. Один из возможных методов диагностики волн цунами может быть основан на использовании радиоальтиметров, которыми к настоящему времени зарегистрирован ряд волн цунами в открытом океане [1, 2], в том числе 26 декабря 2004 г. [3]. В последнем случае аномалия возвышения поверхности океана составила (0.6 м с характерным горизонтальным масштабом порядка 500 км. Несмотря на высокую точность определения смещения уровня поверхности (единицы сантиметров), информация, получаемая альтиметром, ограничена возможностью получения данных лишь вдоль траектории спутника. Альтернативным способом диагностики волн цунами могли бы стать наблюдения океана с использованием спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), в которых за счет вариаций интенсивности мелкомасштабных ветровых волн сантиметрового диапазона (ряби) происходит формирование панорамных изображений морской поверхности. Данные РСА-изображений поверхности океана, при условии отображения на них волн цунами, позволили бы не только подтвердить результаты альтиметрических наблюдений, но и дать важную дополнительную информацию о геометрии фронта волны цунами. Однако до последнего времени поверхностные проявления цунами в открытом океане на спутни-

ковых радиолокационных изображениях зафиксированы не были.

В настоящей работе на основе анализа данных спутниковых измерений 26 декабря 2004 г. впервые дано подтверждение возможности регистрации цунами в открытом океане за счет изменения радиолокационного сечения рассеяния на мелкомасштабных ветровых волнах и предложен физический механизм воздействия цунами на характеристики ряби.

Была проанализирована запись геофизических данных (GDR) с ИСЗ “Jason-1” от 26 декабря 2004 г., находящаяся в свободном доступе, на которой обнаружена аномалия возвышения поверхности океана, соответствующая волне цунами [3]. На рис. 1а показаны синхронные записи аномалии уровня моря и интенсивности принимаемых сигналов Ku- и C-диапазонов (2 см и 6 см) – σ_{0Ku} и σ_{0C} . Отчетливо видимый подъем уровня океана в районе экватора (около 0.5° ю.ш.) имеет величину около 0.6 м и характерный масштаб порядка 500 км, а его местоположение очень хорошо согласуется с рассчитанным положением фронта волны цунами для соответствующего момента времени (см. [3]). Данные расчетов скорости ветра, приведенные в GDR, показывают, что в приэкваториальной области, где находилась головная волна в момент пролета ИСЗ “Jason-1”, скорость ветра составляла не более 2.5–3 м/с, а направление ветра было попутным по отношению к распространению волн.

Наиболее важным выводом из рис. 1а является существование значительных (несколько дБ) вариаций σ_{0Ku} и σ_{0C} , которые согласованы с аномалиями уровня океана, соответствующими волне цунами. Это может быть обусловлено: 1) собственно вариациями шероховатости поверхности океана, которая определяется интенсивностью ветровой ряби, 2) изменением коэффициента прохождения радиоволн через атмосферу из-за поглощения водяным паром, 3) взаимодействием радиоволн и ионосферной плазмы. При этом с цунами может быть связан лишь первый механизм, а два других

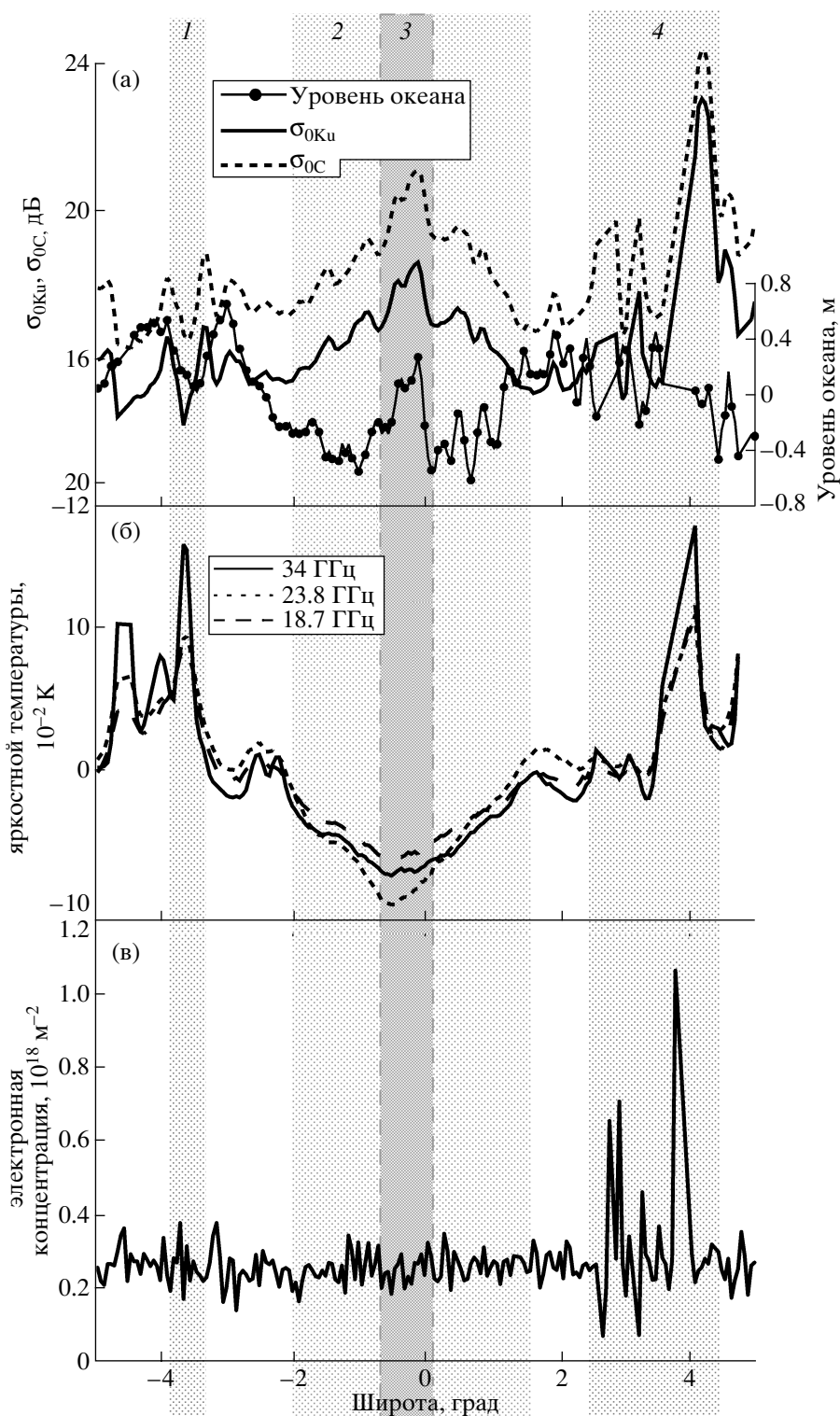


Рис. 1. Широтная зависимость некоторых геофизических параметров, полученных ИСЗ “Jason-1” 26 декабря 2004 г. (109-й цикл 129-й виток). а – аномалия уровня океана и интенсивности принимаемых сигналов в С- и Ку-диапазонах, б – отклонения яркостных температур на частотах 18.7, 23.8 и 34.0 ГГц, в – интегральная электронная концентрация в ионосфере.

представляют собой помеху. Оценки концентрации водяного пара проводятся по данным о яркостной температуре, измеренной радиометром

ИСЗ “Jason-1” в трех частотных диапазонах: на частоте 23.8 ГГц, соответствующей линии поглощения водяного пара, оценивается его концентра-

ция, а частоты 34.0 и 18.7 ГГц используются для коррекции оценки. При этом увеличение концентрации водяного пара сопровождается возрастанием яркостной температуры и уменьшением σ_{0Ku} и σ_{0C} (см., например, [4]). Что касается влияния ионосферной плазмы, то здесь интенсивность радиолокационного сигнала возрастает при увеличении концентрации электронов в ионосфере за счет увеличения коэффициента отражения.

Сравнение рис. 1а и 1б, где приведен ход яркостных температур, показывает, что в полосах 1 и 2 фазы вариаций интенсивности принимаемого сигнала и яркостных температур противоположны, т.е. в этих областях изменение σ_{0Ku} и σ_{0C} , по-видимому, обусловлено колебаниями концентрации водяного пара. На рис. 1в существенные флуктуации электронной концентрации видны в полосе 4, при этом на рис. 1а наблюдается синхронное увеличение интенсивности принимаемого сигнала. В отличие от этого, в полосе 3 (пунктирные границы), соответствующей локальному возвышению в волне цунами, вариации яркостных температур малы (рис. 1б), флуктуации электронной концентрации не превышают фоновых (рис. 1в), а вариации σ_{0Ku} и σ_{0C} находятся в фазе с возвышением поверхности воды (рис. 1а). Это может быть обусловлено изменением интенсивности мелкомасштабных поверхностных волн, вызванным волной цунами. Заметим, что радиолокационное сечение рассеяния в надири (режим работы альтиметра) монотонно убывает при усилении поверхностных волн [5], поэтому возрастание σ_{0Ku} и σ_{0C} , наблюдаемое на рис. 1а в области 3, соответствует уменьшению интенсивности волнения.

Предлагаемый ниже физический механизм воздействия волны цунами на короткие поверхностные волны основан на том, что ее орбитальные скорости вызывают вариации скорости воздушного потока, а это, в свою очередь, приводит к изменению инкремента роста и, соответственно, к вариациям интенсивности ряби. Этот механизм рассматривался в [6, 7] при построении теории радиоизображения длинных поверхностных волн и в [8] для объяснения возможного проявления цунами на поверхности. Заметим, что при этом, как показано в [6], для случая развитого волнения принципиально важен учет нелинейного взаимодействия коротких волн с ветром, которое приводит к модуляции параметра шероховатости морской поверхности.

Для описания возмущений, индуцированных в воздухе волной цунами, использовалась модель атмосферного пограничного слоя над взволнованной водной поверхностью [9], которая включает в себя систему уравнений Рейнольдса и градиентную аппроксимацию турбулентных напряжений, где коэффициент турбулентной вязкости

v_t считается заданной функцией координат. При этом для поля скорости ветра U , осредненного по возмущениям, индуцированным ветровыми волнами имеем

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \eta} v_t \frac{\partial U}{\partial \eta} - \frac{\partial}{\partial \eta} \tau_{wave}, \quad (1a)$$

$$U|_{\eta=0} = U_w \left(t - \frac{x}{c} \right) \quad (1б)$$

$$U|_{\eta \rightarrow \infty} = \frac{u_{*0}}{\kappa} \ln \frac{\eta}{z_0}. \quad (1в)$$

Здесь τ_{wave} – волновой поток импульса, или волновое напряжение, создаваемое ветровыми волнами, $U_w(t - x/c)$ – орбитальная скорость в волне цунами, c – скорость цунами, u_{*0} – скорость трения ветра, z_0 – параметр шероховатости. Координатная линия $\eta = 0$ совпадает с искривленной волной цунами поверхностью воды. Поскольку при слабых ветрах режим обтекания водной поверхности гидродинамически гладкий [10], то для v_t использовалось выражение, полученное в [11] на основании экспериментов с пограничным слоем на гладкой пластинке.

Для оценок будем полагать $U_w(t - x/c) = U_{w0} e^{-i\omega(t - x/c)}$. Тогда масштаб нестационарного пограничного слоя в воздушном потоке с учетом асимптотики v_t (при $z \rightarrow \infty v_t = \kappa u_{*0} z$) равен $\delta_{is} = \kappa u_{*0} / \omega$. Если масштаб δ_{is} много больше масштаба вязкого подслоя, $\delta_{wave} = (20-30) \nu_d / u_{*0}$ ($\nu_d = 0.15 \text{ см}^2/\text{с}$ – кинематическая вязкость воздуха), который для волн сантиметрового диапазона является характерным масштабом функции τ_{wave} [12], то вблизи поверхности профиль скорости будет логарифмическим:

$$U(\eta) = \frac{u_{*0}}{\kappa} \ln \frac{\eta}{z_*} + U_{w0} e^{-i\omega(t - x/c)} \Delta u,$$

а параметр шероховатости $z_* = 0.11 \nu_d / u_{*0} \exp(-\kappa \Delta u / u_{*0})$ и скорость трения u_{*0} модулированы с периодом

волны цунами. Здесь $\Delta u = \int_0^{\infty} \tau_{wave} / n_t d\eta_1 < 0$ – нелинейная добавка к скорости ветра, обусловленная потоком импульса от ветра к волнам.

Если возмущение скорости трения u_{*1} , вызванное волной цунами, мало ($|u_{*1}| \ll u_{*0}$), то

$$u_{*1} = \frac{\kappa U_{w0}}{\ln \left(\frac{3.178 \omega \nu_d 0.11}{\kappa u_{*0}^2} \right) - 1 - \left. \frac{\partial \Delta u}{\partial u_*} \right|_{u_* = u_{*0}} + \frac{\pi i}{2}} \quad (2)$$

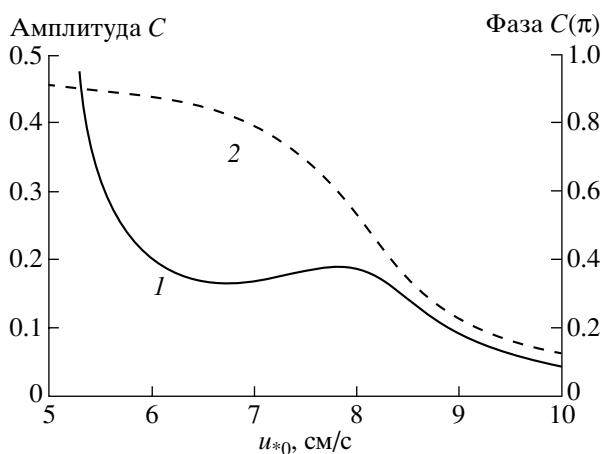


Рис. 2. Теоретическая оценка амплитуды (1) и фазы (2) спектрального контраста интенсивности коротких ветровых волн, вызванного волной цунами для амплитуды орбитальной скорости в волне цунами 2.25 см/с и частоты 0.007 с^{-1} .

Для слабонадкритического режима генерации ветровых волн величина Δu вычислялась в рамках асимптотической модели, развитой в [9]. При этом наибольший инкремент имеет волна с волновым числом $k = k_c \approx 1 \text{ см}^{-1}$, а ее уклон s может быть описан уравнением Гинзбурга–Ландау:

$$\frac{ds}{dt} = r(u_* - u_{*c})s - s|s|^2\gamma. \quad (3)$$

Здесь $u_{*c} = 4.95 \text{ см/с}$ – критическое значение скорости трения ветра. При этом нелинейная добавка к скорости $\Delta u = -u_*\delta|s|^2$. Поскольку характерное время изменчивости течения в волне цунами 10^3 с много больше инкремента коротких ветровых волн, то уклон может быть определен как стационарное решение уравнения (3): $|s|^2 = r(u_* - u_{*c})/\gamma$, а $\Delta u = -r(u_* - u_{*c})u_*\delta/\gamma$.

Спектральный контраст $C(k)$ вариаций интенсивности поверхностных волн при $k = k_c$ оценим как $C(k_c) = \Delta|s|^2/|s|_0^2 = u_{*1}/(u_{*0} - u_{*c})$ где $\Delta|s|^2$ – вариации уклонов, вызванные вариациями скорости трения ветра. Из выражений для u_{*1} и Δu имеем

$$C(k_c) = \frac{\kappa U_{w0}}{u_{*0} - u_{*c}} \times \frac{1}{\ln\left(\frac{3.178\omega v_a 0.11}{\kappa u_{*0}^2}\right) - 1 + Q \frac{2u_{*0} - u_{*c}}{u_{*c}} + \frac{\pi i}{2}}, \quad (4)$$

где $Q = \kappa u_{*c} \delta r/\gamma$. Численные расчеты в рамках модели [9] дают $Q = 5.38$.

На рис. 2 показаны зависимости амплитуды и фазы гидродинамического контраста от скорости трения ветра, оцененные по формуле (4) для амплитуды орбитальной скорости в волне цунами 2.25 см/с и частоты 0.007 с^{-1} , что соответствует локальному возвышению поверхности в области 3 на рис. 1. При скорости ветра на стандартной высоте $U_{10} = 2\text{--}3 \text{ м/с}$ u_* равна примерно $6\text{--}8 \text{ см/с}$ [11]. При этом величина C составляет примерно 0.2, а фаза контраста близка к π . Это означает, что при попутном ветре подъем поверхности воды в волне цунами должен сопровождаться ослаблением ветровой ряби и ростом сечения рассеяния, что согласуется с рис. 1а (фрагмент 3).

В заключение отметим, что обнаруженный выше эффект вариаций интенсивности радиолокационного сигнала, обусловленных волной цунами, зарегистрирован радиоальтиметром – прибором, не предназначенным, вообще говоря, для измерения мелкомасштабных ветровых волн. Для выделения интересующего нас эффекта были учтены такие факторы, как вариации влагосодержания в атмосфере и флуктуации электронной концентрации в ионосфере, также влияющие на сечение рассеяния сигнала радиоальтиметра и представляющие собой помеху при оценке радиолокационного контраста, связанного с волной цунами. Результат, полученный неспециализированным прибором, без применения должной обработки указывает на возможность диагностики волн цунами в открытом океане по их проявлению на радиолокационных панорамах морской поверхности. Применение же алгоритмов, использующих когерентную обработку и фильтрацию помех, должно повысить контрастность радиоизображений волн цунами.

Авторы благодарны Г.Н. Баландиной за помощь при проведении численных расчетов.

Выполнение этой работы поддержано РФФИ (гранты 05–05–64137, 04–05–64264) и НШ–2104.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайченко М.Ю., Куликов Е.А., Левин Б.В., Медведев П.П. Примеры регистрации цунами в открытом океане в 1993–2001 гг. по данным спутникового альтиметра М.: Янус-К, 2004. 30 с.
2. Okal E.A., Piatanesi A., Heinrich P. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B1. P. 599–615.
3. <http://www.aviso.oceanobs.com/html/applications/geophysique/tsunami-uk.html>
4. Picot N., Case K., Desai S., Vincent P. AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products. 2003, SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D-21352 (PODAAC).

5. *Басс Ф.Г., Фукс И.М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
6. *Kudryavtsev V.N., Mastenbrock C., Makin V.K.* // *Boundary Layer Meteorol.* 1997. V. 83. P. 99–116.
7. *Troitskaya Yu.I.* // *J. Fluid Mech.* 1994. V. 273. P. 169–187.
8. *Годин О.А.* // *ДАН.* 2003. Т. 391. № 3. С. 388–392.
9. *Реутов В.П., Троицкая Ю.И.* // *Изв. РАН. ФАО.* 1995. Т. 31. № 5. С. 825–834.
10. *Miles J.W.* // *J. Fluid Mech.* 1962. V. 13. P. 433–448.
11. *Смоляков А.В.* // *Акуст. журн.* 1973. Т. 19. Вып. 3. С. 420–425.
12. *Троицкая Ю.И.* // *Изв. РАН. ФАО.* 1997. Т. 33. № 4. С. 525–535.