

Um sistema de previsão de tempo e de ondas oceânicas para o Atlântico Sul

Ernesto S. CAETANO NETO¹; Valdir INNOCENTINI² & Rosmeri Porfírio da ROCHA¹

¹Instituto de Pesquisas Meteorológicas da UNESP
(Caixa Postal 281, 17033-360, Bauru, SP, Brasil)

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
(Caixa Postal 515, São José dos Campos, SP, Brasil)

-
- **Abstract:** A coupled weather and sea waves forecast system is presented to be applied operationally on the South Atlantic region. This system is compounded by one atmospheric limited area model (LAM) and two nested wind generated surface sea wave models: the gross mesh model (SWGM) and the fine mesh model (SWFM). The SWGM covers an area of 10^9 km² roughly, and aims to generate and propagate sea waves far away from the Brazilian Coast. The SWFM is one way nested into SWGM in a domain of 10^4 km² with a fine bathymetric structure included. Both sea wave models use the time and spatial files of the 10 m height wind produced by LAM as the atmospheric forcing. An example of the event occurred during the 9-11 August 1988 is presented using the forecast system proposed.
 - **Resumo:** Um sistema de previsão numérica de tempo e de ondas oceânicas (SPTO) que possa ser operacionalizado no Atlântico Sul é proposto. O SPTO é composto por um modelo atmosférico de área limitada (MAL) e um modelo de ondas de superfície do oceano geradas pelo vento, aplicado em duas versões: uma de malha grossa (MPOMG) e outra de malha fina (MPOMF). O MPOMG abrange uma área de 10^9 km², e tem como finalidade gerar e propagar ondas em regiões remotas à costa brasileira. O MPOMF é aplicado em um domínio 10^4 km² com alta resolução, incorporando irregularidades batimétricas e com as condições iniciais e de fronteiras fornecidas pelo MPOMG. Os modelos utilizam dados de vento à 10 m acima da superfície do oceano. Os arquivos de vento, contendo a evolução espacial e temporal, são gerados pelo MAL. Um exemplo de um evento real ocorrido no período de 9 a 11 de agosto de 1988 é apresentado utilizando o acoplamento proposto.
 - **Descriptors:** Sea waves, Weather numerical prediction, Wave forecasting.
 - **Descritores:** Ondas oceânicas, Modelagem numérica de tempo, Previsão de ondas oceânicas.

Introdução

A previsão de tempo e ondas sobre áreas oceânicas é um problema de grande interesse para países com extensa faixa costeira. Entretanto, não se tem notícia de algum esforço para implantar ou desenvolver um sistema de previsão com finalidade operacional ou de pesquisa no Brasil.

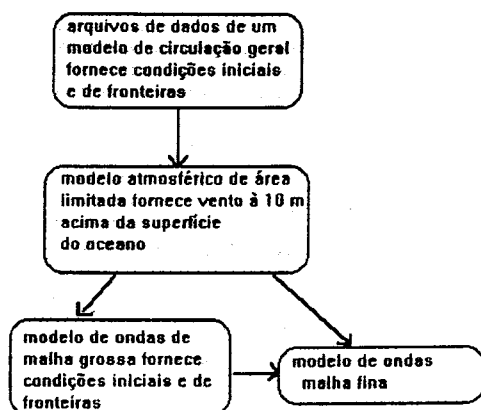
Embora a utilização de produtos de modelos numéricos de previsão de tempo venha sendo feita já há várias décadas, tanto em escala global como regional, só recentemente iniciou-se um esforço no sentido da

operacionalização de modelos de ondas geradas pelo vento forçados por modelos atmosféricos.

Atualmente vários centros internacionais operam modelos de previsão de ondas acoplados à modelos atmosféricos (como por exemplo, o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts e a Japan Meteorological Agency). A aplicação de seus produtos pode ser classificada em dois interesses principais: previsão de ondas com antecedência de 2 a 3 dias em tempo real e *hindcast*. A previsão é de fundamental importância em muitos aspectos ligados à operações navais, atividades marítimas comerciais e proteção costeira. O *hindcast* envolve a aplicação do modelo em casos passados por

períodos de 10-30 anos para uma determinada região. Estes resultados permitem a estimativa de período de retorno de vários parâmetros úteis à engenharia naval, tais como altura e direção da onda, período de pico e velocidade do vento. Comunidade e instituições envolvidas em algum tipo de atividade marítima (navegação, pesca, exploração mineral, engenharia costeira, construção civil, controle ambiental, recreação e outros interesses econômicos e militares) podem se beneficiar enormemente com informações produzidas por esse tipo de sistema. Usuários potenciais no Brasil, tais como Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha, Petrobrás, Portobrás, demonstram grande interesse na previsão em tempo real e *hindcast* que seria obtida com a implantação do sistema proposto.

A utilização do modelo de ondas necessita de dados de vento acima da superfície do oceano que são fornecidos por um modelo atmosférico regional aplicado na área de interesse. Deve-se mencionar que o campo de ondas em certa região é constituído por ondas geradas localmente e em regiões remotas (isto é, *wind-sea* e *swells* local e remoto). Existe então a necessidade de simular as ondas localmente em um modelo de malha fina (MPOMF) com batimetria e vento locais. Este modelo deve ainda permitir a entrada de energia através de suas fronteiras em forma de *swell*, e a saída de energia sem reflexão. Portanto, um modelo de malha grossa (MPOMG) com um domínio espacial contendo o MPOMF é necessário para gerar ondas e propagá-las para a região de interesse. O modelo de malha grossa também deve ter o vento acima da superfície do mar como forçante. No período de tempo em que este modelo é integrado (usualmente 48-72 horas), os eventos meteorológicos que estão ocorrendo sobre o oceano terão uma certa evolução temporal e espacial, devendo ser feita uma atualização periódica dos ventos gerados pelo modelo atmosférico que forcem tanto o MPOMG como MPOMF. Desde que o modelo atmosférico disponível é de área limitada, as condições de fronteiras deverão ser atualizadas. A interação dos dados pode ser sumarizada na seguinte forma:



A implantação de um sistema (onde os processos físicos são representados de forma complexa) em grandes áreas oceânicas com alta resolução, requer capacidade computacional considerável, mas pode ser plenamente satisfeita por estações de trabalho disponíveis atualmente no mercado.

Neste trabalho é apresentado um sistema de previsão de tempo e de ondas oceânicas (SPTO) com as características discutidas acima. A próxima seção descreve sumariamente o modelo atmosférico utilizado e com alguma extensão o modelo de ondas. Um exemplo de aplicação do sistema para um evento meteorológico/oceanográfico real é apresentado no item Simulação de um evento real.

Descrição dos modelos numéricos

O modelo atmosférico

O modelo de área limitada (MAL) é um modelo de equações primitivas escritas na forma de fluxo e incorpora os seguintes processos físicos: parametrização da convecção do tipo Kuo, condensação de grande escala, difusão horizontal, processos radiativos na atmosfera, fluxos na superfície e difusão vertical turbulenta (Rocha, 1992). O MAL utiliza a coordenada sigma σ na vertical estendendo-se de $p = p_0$ (pressão na superfície) até $p = p_{top}$. As espessuras das camadas verticais são variáveis, sendo que as camadas de menor espessura estão próximas à base. Todas as variáveis são definidas no centro de cada camada, exceto $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$, que é definida na interface das camadas. As condições de fronteira na base e no topo do modelo são: $\dot{\sigma} = 0$, em $\sigma = 0$ e $\sigma = 1$. Na horizontal o vetor vento (u, v) e as outras variáveis prognósticas (pressão, temperatura potencial e umidade específica) são alternadas seguindo a grade tipo B de Arakawa. As projeções horizontais utilizadas são a estereográfica polar e/ou cilíndrica de Mercator. Os termos de advecção horizontal da equação do momentum são calculados utilizando um esquema de quarta ordem (jacobiano de 13 pontos de Arakawa) e os outros termos são avaliados com um esquema de precisão de segunda ordem. A integração no tempo é feita com o "esquema econômico explícito - EES-A" desenvolvido por Tatsumi (1983). As fronteiras laterais são alimentadas pela análise/previsão global. Na região de fronteira com seis pontos de grade são utilizados os esquemas apresentado por Rocha (1992) para as variáveis vento, temperatura e pressão e de relaxação, proposto por Davies (1976), para a variável umidade específica.

O modelo de ondas

Várias técnicas são empregadas no desenvolvimento de um modelo de ondas. Algumas são bastante simples, tornando o modelo utilizável em microcomputadores (Earle, 1989), enquanto outras possuem tal grau de sofisticação numérica, que se torna difícil implantá-las a nível operacional, mesmo nos supercomputadores disponíveis atualmente (WAMDI, 1988).

Os modelos de ondas são classificados como de primeira, segunda e terceira geração, de acordo com as hipóteses e aproximações utilizadas. Uma descrição detalhada poderá ser encontrada em SWAMP (1985). Será fornecida apenas uma descrição sucinta destes modelos, para que o modelo proposto possa ser localizado na hierarquia dos modelos atualmente existentes. Nos modelos de primeira geração o espectro bidimensional (frequência versus direção) em um ponto do espaço, evolui pela ação do vento até atingir um nível de saturação. Cada componente do espectro atinge seu nível, definido por uma distribuição universal de equilíbrio, independente das outras componentes e propaga-se com sua própria velocidade de grupo. Tais modelos também são chamados de desacoplados, desde que não levam em consideração interações não lineares entre as frequências distintas.

Nos modelos de segunda geração as interações não lineares são parametrizadas de modo que a distribuição espectral de JOSWAP (Joint North Sea Wave Project), conforme Hasselman *et al.* (1983), é produzida. Este espectro pode ser representado apenas por um parâmetro - frequência de pico ou energia (Hasselmann *et al.*, 1976).

Modelos que utilizam esta propriedade, isto é, representam o espectro apenas por parâmetros, são chamados de modelos paramétricos. Entretanto, quando ocorre mudança de direção ou intensidade do vento, a energia é composta por *swell* e *wind-sea*. *Wind-sea* deve ser entendido como a parte do espectro bidimensional cuja distribuição de energia é modulada pela ação do vento, enquanto que *swell* refere-se ao resto do espectro, onde a interferência do vento é desprezada. *Swell* não pode ser representado por parâmetros. Modelos em que os componentes espectrais do *swell* são explicitamente representadas e o *wind-sea* é parametrizado são chamados de modelos híbridos.

Nos modelos de terceira geração as interações não-lineares são exatamente calculadas, embora utilizem alguns parâmetros ajustados para reproduzirem resultados experimentais. Este cálculo envolve a computação de integrais de Boltzmann (não-linear e tridimensional), que demandam enorme tempo de computação. Isto torna modelos de terceira geração operacionalmente inviáveis em domínios representados por muitos pontos de grade.

O modelo de ondas (MPO) proposto neste trabalho, é um modelo de segunda geração, não-paramétrico e desacoplado. Todo espectro é discretizado em frequências e direções. Cada componente espectral propaga-se com sua própria velocidade de grupo e está sujeita aos efeitos de refração que pode migrar parte de sua energia para a outra direção. Também efeitos de *shoaling* devido batimetria são considerados. O espectro *wind-sea* é afetado por geração, dissipação e interações não-lineares de forma a reproduzir uma distribuição espectral universal. O modelo é baseado na equação do balanço de energia. A taxa de variação do componente espectral da variância da onda $E(x, \theta, t)$, onde f é a frequência, θ a direção, \underline{x} a posição no espaço, t o tempo, é dada por:

$$\frac{dE}{dt} \equiv \frac{\partial E}{\partial t} + \underline{c}_g \cdot \nabla E = -E \nabla \cdot \underline{c}_g - \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\left(\underline{c}_g \cdot \nabla \theta \right) E \right] + S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (1)$$

onde os termos do lado direito representam *shoaling*, refração, *input* de energia, dissipação devido a quebra de ondas e interações não-lineares, respectivamente. \underline{c}_g é a velocidade de grupo, $\nabla = m(\partial/\partial x, \partial/\partial y)$, onde m é o fator de mapa. A equação (1) é integrada numericamente em sua forma discretizada no domínio $(\underline{x}, \theta, t)$. Foram utilizadas 36 direções, $n = 1, 2, \dots, 36$ com $\Delta\theta = 10^\circ$, e frequências correspondentes aos períodos de oscilação 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 13, 16, 20 e 25 s. O incremento de tempo Δt é de 30 minutos. O incremento espacial $\Delta x = \Delta y$ é especificado nos experimentos numéricos (valores entre 10 e 120 km). A forma numérica e computação de cada termo em (1) é apresentada a seguir.

Advecção e shoaling

A taxa de variação de E devido a este termo é dada por:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\nabla \cdot \left(\underline{c}_g E \right) = -\underline{c}_g \cdot \nabla E + E \nabla \cdot \underline{c}_g \quad (2)$$

onde o terceiro e quarto termos representam a advecção e o *shoaling*, respectivamente. Embora os dois termos possam ser computados simultaneamente usando o segundo termo, neste modelo será empregado o esquema semi-lagrangiano. A utilização deste esquema implica no tratamento numérico dos dois efeitos separadamente.

A advecção é dada por

$$E^{n+1}(\underline{x}) = E^n \left(\underline{x} - \underline{x}_d \right) \quad (3)$$

$$\underline{x}_d = \int_{n\Delta t}^{(n+1)\Delta t} \underline{c}_g dt \approx \underline{c}_g(\underline{x}) \Delta t$$

onde n e $(n+1)$ representam os níveis de tempo. Depois de calculado \underline{x}_d , o valor de $E(\underline{x} - \underline{x}_d)$ é obtido pela interpolação de nove pontos dada por Carnahan *et al.* (1969).

O efeito shoaling em uma certa direção é,

$$-E(\underline{\nabla} \cdot \underline{c}_g) = -mE \left(\frac{\partial c_g}{\partial x} \cos\theta + \frac{\partial c_g}{\partial y} \sin\theta \right) \quad (4)$$

onde as derivadas espaciais são aproximadas pela sua forma de diferenças finitas de segunda ordem, isto é,

$$\frac{\partial c_g}{\partial x} \approx \frac{c_g^{(i+1)} - c_g^{(i-1)}}{2 \Delta x} \quad (5)$$

onde $(i+1)$ e $(i-1)$ representam os pontos de grade. A velocidade de grupo depende da profundidade $H(x,y)$ do oceano e da frequência. E é dada por

$$c_g = \left[1 + \frac{2\kappa H}{\sinh(2\kappa H)} \right] \left[\frac{g}{\kappa} \operatorname{tgh}(\kappa H) \right]^{0.5} \quad (6)$$

onde k é o número de onda, dado pela equação transcendental,

$$(2\pi f)^2 = g\kappa \operatorname{tgh}(\kappa H) \quad (7)$$

Nas fronteiras, dois tipos de condições são utilizados, dependendo do experimento. Se $(\underline{x} - \underline{x}_d)$ corresponde a uma posição espacial fora do domínio de integração, então 1) $E^{n+1} = 0$ ou 2) E^{n+1} é obtido repetindo-se os valores de E nas fronteiras para fora do domínio de integração.

Refração

O esquema de refração adotado neste modelo é o mesmo proposto por Golding (1983), dado por

$$-\frac{\partial}{\partial \theta} \left[(c_g \cdot \underline{\nabla} \theta) E \right] = \left\{ \underbrace{-\min \left[E(c_g \cdot \underline{\nabla} \theta) \right]_{\theta+\Delta\theta}}_{(1)} + \underbrace{\max \left[E(c_g \cdot \underline{\nabla} \theta) \right]_{\theta-\Delta\theta}}_{(2)} - \underbrace{\left[c_g \cdot \underline{\nabla} \theta \right] E}_{(3)} \right\} \frac{1}{\Delta\theta} \quad (8)$$

onde

$$c_g \cdot \underline{\nabla} \theta = \frac{c_g}{\kappa} \left[\frac{\partial H}{\partial x} \sin\theta - \frac{\partial H}{\partial y} \cos\theta \right] A(\kappa H),$$

$$A(\kappa H) = \frac{\kappa^2 \operatorname{sech}^2(\kappa H)}{\operatorname{tgh}(\kappa H) + \kappa H \operatorname{sech}^2(\kappa H)}$$

Deve-se observar que:

- termo (I) é zero se $0 < \theta + \Delta\theta < \pi$ (contribuição de $\theta + \Delta\theta$),
- termo (II) é zero se $\pi < \theta - \Delta\theta < 2\pi$ (contribuição de $\theta - \Delta\theta$),
- termos (I), (II) e (III) são zero quando θ é ao longo de $\underline{\nabla} H$,
- termo (III) é zero quando θ é ao longo de $-\underline{\nabla} H$.

Interações não-lineares

As interações não-lineares consistem em simular a migração de energia para a frequência de pico e direção do vento, de forma a conservar a energia total. Seja θ_w a direção do vento em um certo ponto. Define-se

$$\begin{aligned} \bar{E}_w^0 &= \int_{\theta-\pi/2}^{\theta+\pi/2} E d\theta && \text{energia wind-sea na frequência } f \\ \bar{E}_w &= \int_{f_{min}}^{\infty} \bar{E}_w^0 df && \text{energia wind-sea total } \theta \\ \bar{E}_w' &= \int_{f_{min}}^{\infty} E df && \text{energia wind-sea na direção } \theta \end{aligned} \quad (9)$$

A distribuição espectral em função da frequência utilizada neste modelo é a do espectro de Kruseman (Janssen *et al.*, 1984):

$$\bar{E}_w^0 = \begin{cases} 0 & \text{se } f < f_{min} \\ \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} \times \frac{1}{f_p^5} \times \frac{f - f_{min}}{f_p - f_{min}} & \text{se } f_{min} < f < f_p \\ \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} \times \frac{1}{f^3} & \text{se } f_p < f \end{cases} \quad (10)$$

onde f_{\min} , é a frequência mínima que define o domínio *wind-sea*, f_p a frequência de pico, $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$. O parâmetro α depende do estágio de desenvolvimento do espectro:

$$\alpha = 4.93 \times 10^{-3} \xi^{-1.944} \quad \xi = \left(\frac{\bar{E}_w}{\bar{E}_{wmax}} \right)^{0.25} \quad (11)$$

Sanders *et al.* (1981) obtiveram utilizando observações que a energia *wind-sea* total no estágio do espectro totalmente desenvolvido é dada por:

$$\bar{E}_{wmax} = \left(U_{10}^2 \frac{\beta}{(4g)} \right)^2, \quad \beta = 0.22 \quad (12)$$

onde U_{10} é a velocidade do vento 10 m acima da superfície do oceano. Obtiveram, também empiricamente, que a frequência de pico dependendo do estágio de desenvolvimento é

$$f_p = g \times 6.89 \times 10^{-2} \beta^{-0.5} \xi^{-1.376} U_{10}^{-1} \quad (13)$$

Determinação do domínio *wind-sea*

A computação de E_w necessita de f_{\min} . Neste modelo, um método iterativo similar ao de Golding (1983) é utilizado. Supondo-se θ_w a direção do vento em um determinado ponto, o método consiste em:

i) compute \bar{E}_{wmax} e considere $\bar{E}_w = \bar{E}_{wmax}$ como *first-guess*,

ii) compute ξ, α e f_p ,

iii) compute f_{\min} utilizando a relação,

$$\bar{E}_w = \int_{f_{\min}}^f \bar{E}_w df = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} \times \frac{1}{4f_p^4} \times (3 - 2\mu),$$

$$\mu = \frac{f_{\min}}{f_p} \quad (14)$$

iv) compute \bar{E}_w no domínio $\theta_w - \pi/2 < \theta < \theta_w + \pi/2$, $f_{\min} < f$,

v) retorne a ii) e repita o processo.

Verificou-se que 2-3 interações são suficientes para convergir para uma solução estável.

Espalhamento angular da energia *wind-sea*

Muitos modelos fazem o espalhamento angular da energia através de

$$E_{spr} = G(\theta) \bar{E}_w \text{ para } \theta_w - \pi/2 < \theta < \theta_w + \pi/2, \quad (15)$$

onde

$$G(\theta) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta - \theta_w) & \text{para } |\theta - \theta_w| < \pi/2 \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

Entretanto, no caso de uma brusca variação de direção do vento, este procedimento pode não ser correto, desde que relaxa instantaneamente a energia máxima na direção do vento θ_w . O correto seria uma relaxação angular onde a energia migrasse gradativamente para esta direção. Janssen *et al.* (1984) centraliza a função G em uma direção média. Entretanto esta direção é computada com a energia em forma de *swell* e *wind-sea*. Neste trabalho é utilizado um esquema alternativo que satisfaz qualitativamente algumas propriedades básicas (Innocentini & Pellegatti, 1992)*.

Input e dissipação de energia

Neste estágio do desenvolvimento do modelo, nenhuma dissipação devido a efeito de fundo do oceano, ou devido ao vento soprando em direção oposta à propagação das ondas é considerado. Apenas o *input* de energia devido a ação do vento e a dissipação devido a quebra de ondas são incluídos.

O *input* de energia segue Phillips (1957) e Miles (1960)

$$-S_m = \gamma + \beta E \quad (16)$$

onde

$$\gamma = \begin{cases} \frac{6 \times 10^{-8}}{2\pi f_{max}} U_{10}^2 \cos(\theta - \theta_w) & \text{para } f = f_{max} \text{ e } |\theta - \theta_w| < \pi/2 \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

$$\beta = \begin{cases} Cf \left(\frac{U \cos(\theta - \theta_w)}{C} - 1 \right) & \text{se } U \cos(\theta - \theta_w) > \pi/2 \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

(*) Innocentini, V. & Pellegatti, D. M. F. 1992. Numerical experiments of an ocean wave model for the South Atlantic. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON WAVE HINDCASTING AND FORECASTING, 3. Abstract. Montreal, 1992. p. 20.

e a dissipação segue Golding (1983)

$$S_{ds} = -Df^2 E(f\theta) \times \bar{E}^{0.25} \quad (17)$$

Os parâmetros C e D são obtidos de forma que o modelo reproduza a altura de onda em função do tempo dada pela relação empírica de Sanders (1976):

$$h_s = \frac{U_{10}^2}{g} \tanh \left[6.1 \times 10^{-4} \left(\frac{g t}{U_{10}} \right)^{0.75} \right] \quad (18)$$

Simulação de um evento real

O evento meteorológico escolhido para ilustrar o sistema de previsão, ocorreu no período de 9 a 11 de agosto de 1988. A intensificação de um ciclone sobre o Atlântico Sul provocou fortes ventos próximos à superfície, causando uma intensa ressaca na costa sudeste do Brasil atingindo principalmente a região do Rio de Janeiro. Ondas de rebentação foram observadas nas praias da região, causando perdas de vidas humanas e danos materiais, conforme amplamente noticiado pela imprensa na ocasião. As edições dos jornais do Rio de Janeiro noticiaram uma intensa ressaca no Leblon ocorrida no dia 11. Cerca de 10 barracões no calçadão da Avenida Delfim Moreira foram arrastados. A tubulação do emissário do Leblon rompeu-se; oito tubos foram deslocados e um nono, simplesmente, desapareceu arrastado para alto mar (cada tubo pesa em torno de 8 toneladas). Para deslocar as barracas aos seus pontos originais, onde estavam amarradas com ganchos fixos no chão, foram necessários seis homens. De acordo com o Jornal do Brasil, os estragos foram provocados por ondas de mais de 3 metros de altura. Algumas pessoas que passeavam pela calçada foram forçadas a buscar proteção em pontos mais altos, pois algumas ondas alcançaram a portaria dos edifícios. As edições dos jornais dos dias 12, 13 e 14 apresentaram várias notícias sobre mortes e prejuízos materiais.

Os dados utilizados para inicializar o modelo atmosférico são da análise do European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) para o período de 9 a 11 de agosto, às 00:00 e 12:00 GMT, e interpolados para a grade do MAL. O espaçamento horizontal de grade utilizado foi de 104 km. A Figura 1a mostra o campo de pressão ao nível do mar para 12:00 GMT do dia 9 (condição inicial da simulação). Um sistema de baixa pressão de 1006 mb formou-se na costa leste do Rio Grande do Sul próximo à 50W, 34S. A simulação de 48 horas deste sistema para o mesmo campo é mostrado na Figura 1b. O centro de baixa pressão deslocou-se para leste

com significativa intensificação da ordem de -9 mb/24h. Um comportamento similar é também observado no campo do geopotencial em 500 mb (não mostrado).

Os campos de vento do primeiro nível do MAL foram armazenados a cada 3 horas de previsão. Estes valores foram utilizados para obter o vento a 10 m acima da superfície através da relação,

$$u(z) = \frac{u'}{0.41} \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \quad (19)$$

onde $z_0 = 0,05$ m, e u^* é obtido com os valores de u e z do primeiro nível do modelo. As Figuras 2a e 2b apresentam estes campos para $t = T + 0$, $t = T + 48$ h. Intensos ventos são simulados na região onde o centro de baixa está atuando, principalmente, no seu flanco sudoeste, onde o gradiente de pressão é maior, principalmente, para $t = T + 48$ h (Fig. 1b).

O MOPMG é iniciado partindo de um estado de mar com ondas de energia zero (repouso) com a forçante (ventos a 10 m) mostrada na Figura 2a que é mantida constante por 12 horas de integração. Após este período, a forçante atmosférica é atualizada a cada 3 horas. Este procedimento de inicialização é usualmente utilizado nos modelos de previsão de ondas oceânicas operacionais quando dados de altura e direção de ondas obtidos por satélites oceanográficos não estão disponíveis. Recentes experimentos com um modelo de terceira geração de previsão de ondas (Lionelli *et al.*, 1992) avaliaram o efeito da assimilação de dados de altímetro de satélite neste tipo de modelo.

As Figuras 3a,b e c mostram a simulação de $T + 24$, $T + 36$ e $T + 48$ h, respectivamente, da direção e altura significativa de ondas produzidos pelo MPOMG. Em $t = T + 24$ h a Figura 3a mostra uma vasta região com ondas maiores que 2 m de altura com um máximo de 6 m próximo à 35°S, 45°W. Note que esta região de máximo coincide com aquela onde os ventos simulados pelo MAL são mais intensos. Ondas maiores que 2 m são também observadas próximo à costa, na região compreendida entre as latitudes de 20°S e 35°S. Para $t = T + 36$ h, a Figura 3b mostra que o sistema de ondas intensificou-se e o centro de máximo deslocou-se para leste acompanhando o centro de baixa pressão com ondas mais altas, onde os ventos em superfície são mais intensos. Entre $t = T + 36$ h e $t = T + 48$ h observa-se ainda a tendência de deslocamento do centro de máxima intensificação das ondas para leste. A direção predominante das ondas na região próximo à costa é de sul, onde ondas de 4 a 6 m de altura foram simuladas no período. A Figura 4 mostra a razão entre a energia em forma de vagas (*wind sea*) e energia total para $t = T + 48$ h. A região litorânea compreendida entre as

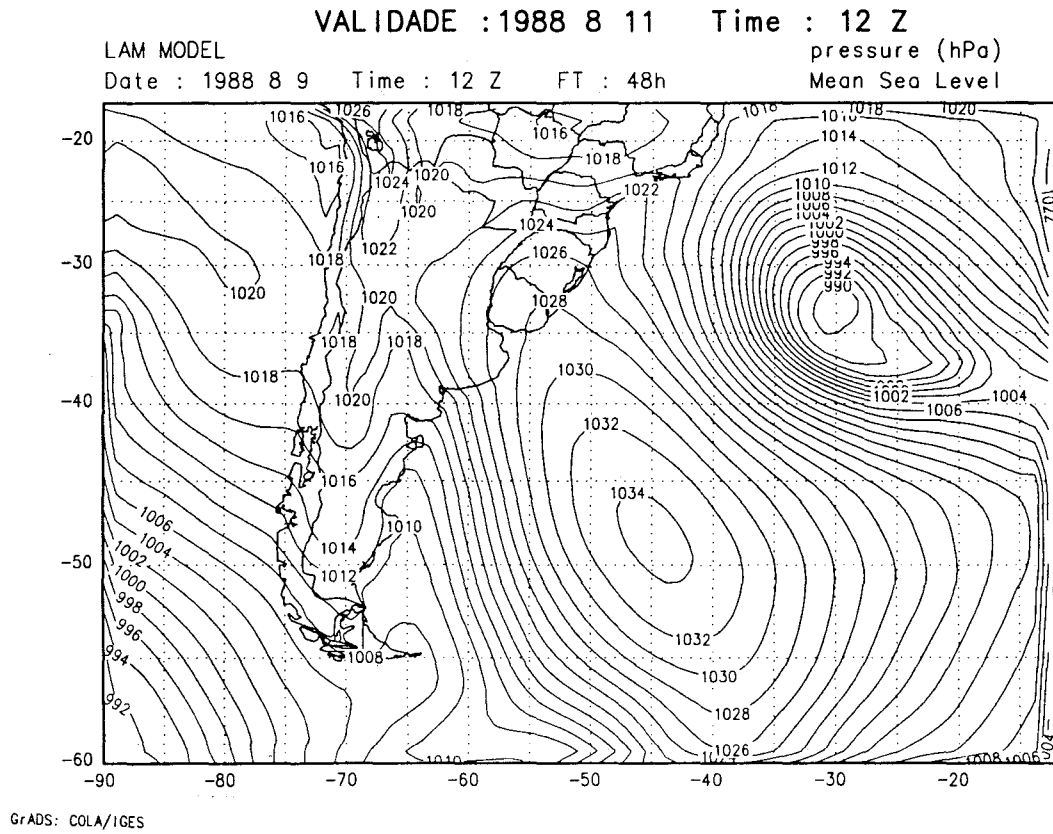
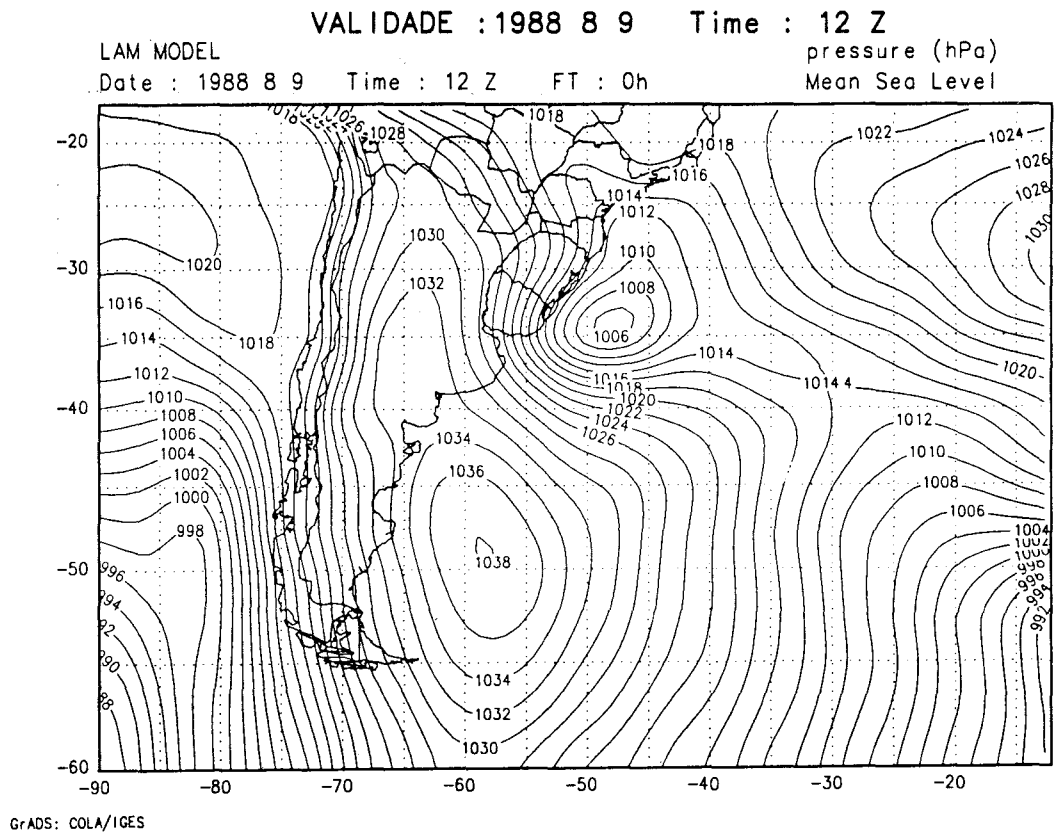
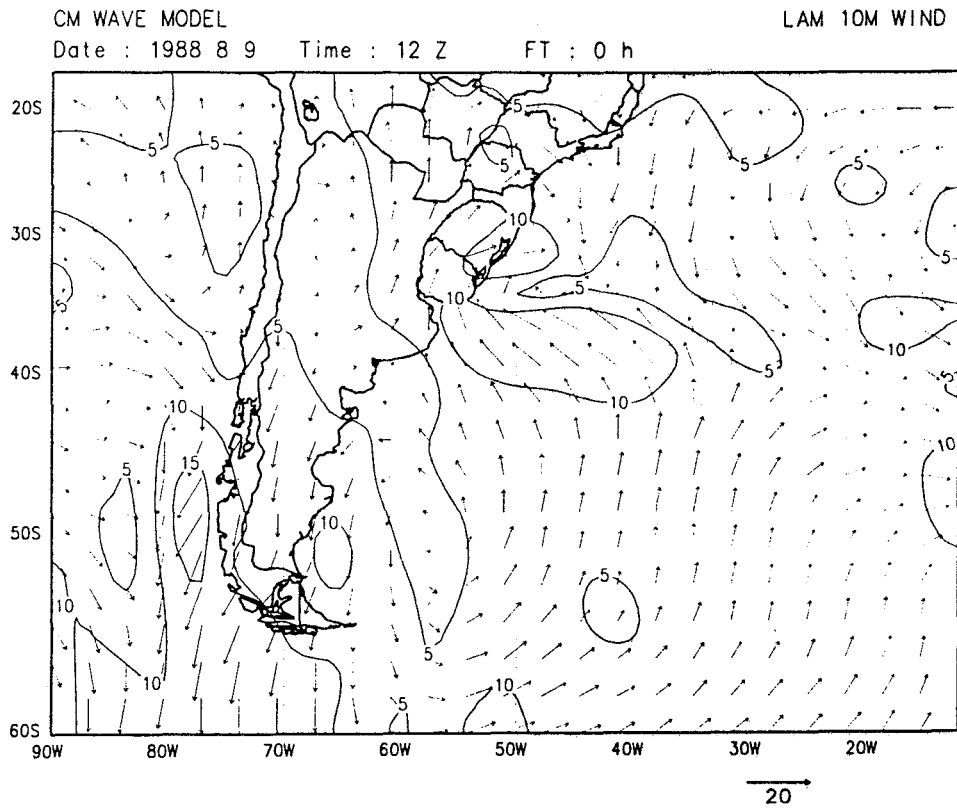
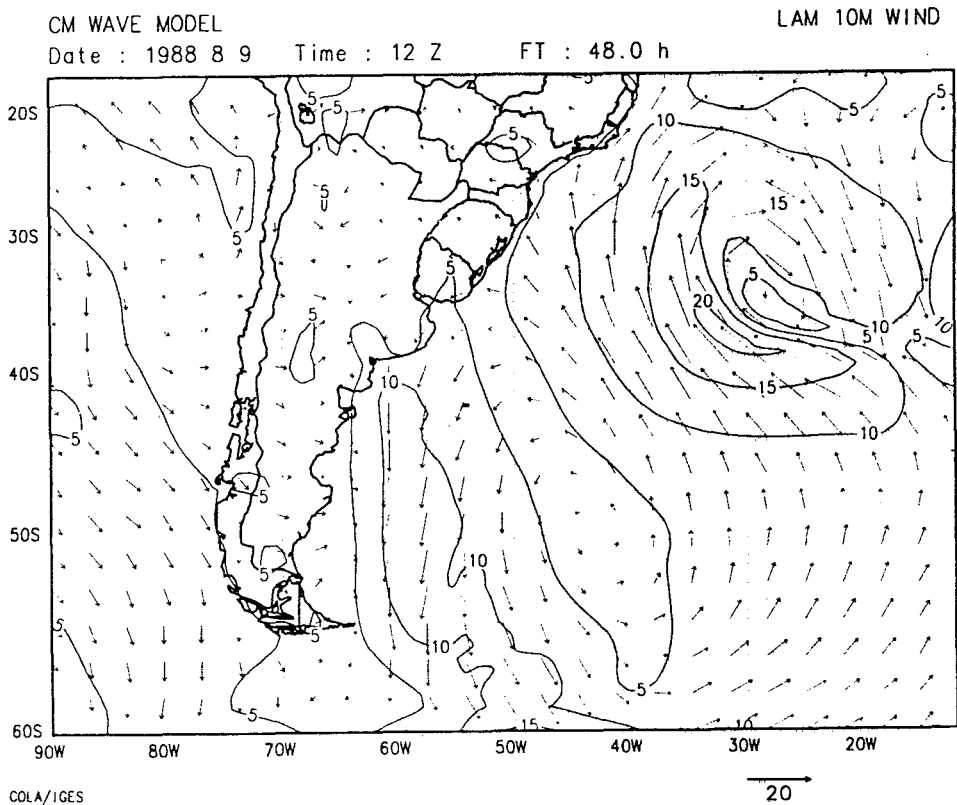


Fig. 1. Pressão ao nível do mar em hPa. a) análise 12:00 GMT do dia 9 de agosto de 1988 correspondente a $t = T + 0$ h na simulação e b) simulação do MAL para $t = T + 48$ h.



GRADS: COLA/IGES



GRADS: COLA/IGES

Fig. 2. Campo de vento (ms^{-1}) a 10 m de altura. a) $t = T + 0$ h e b) $t = T + 48$ h.
As linhas de isotacas são representadas a cada intervalo de 5 ms^{-1} .

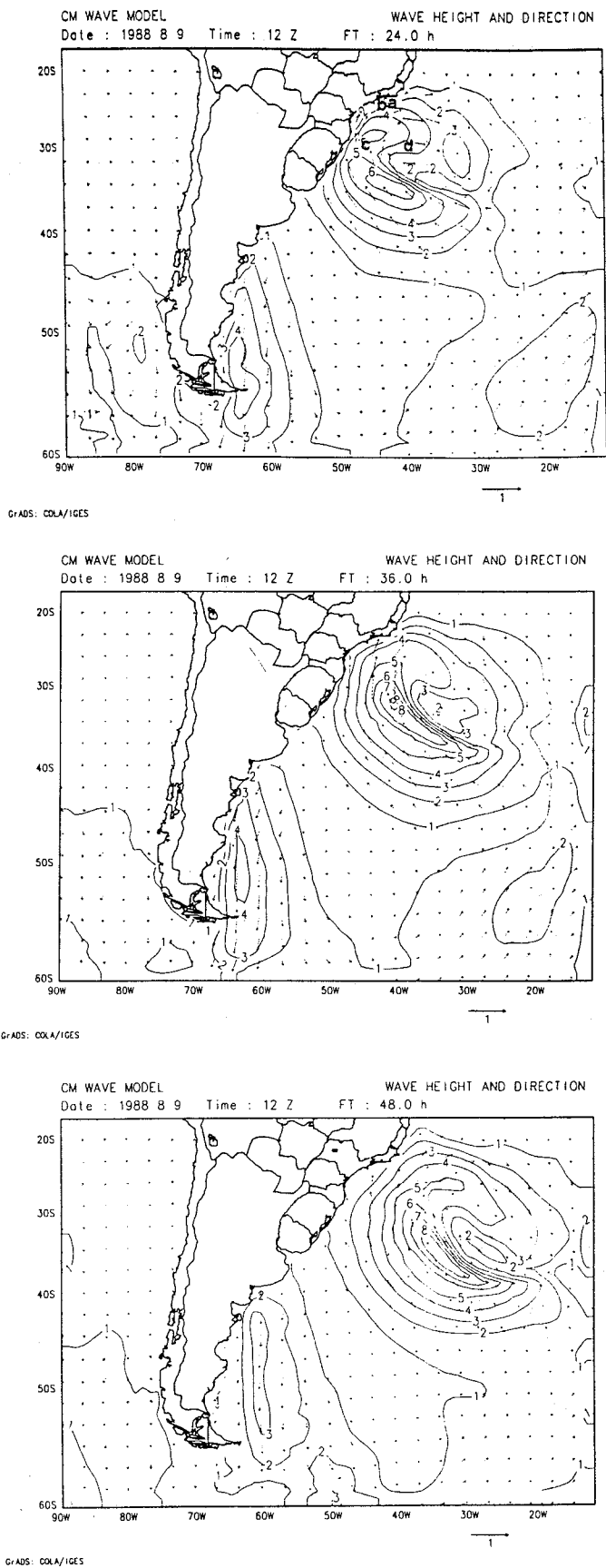


Fig. 3. Campos de direção e altura de ondas produzidos pelo MPOMG para a) $t = T + 24$ h, b) $t = T + 36$ h e c) $t = T + 48$ h. Os contornos representam altura de onda com intervalo de 1 m.

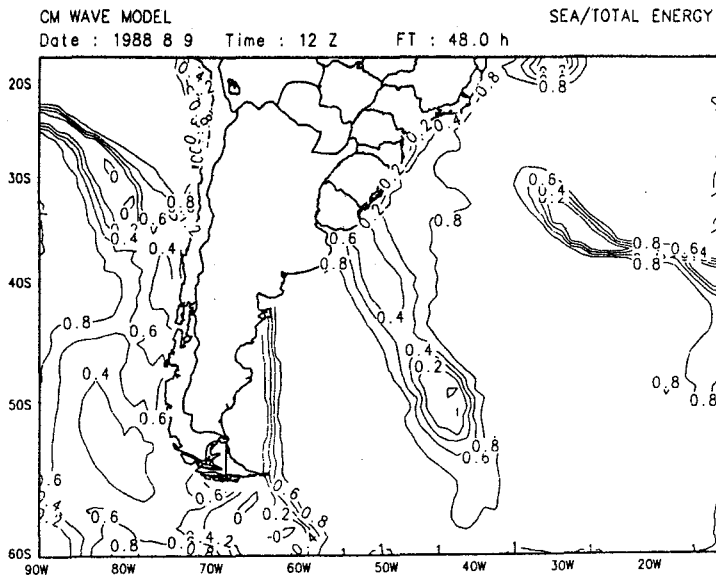
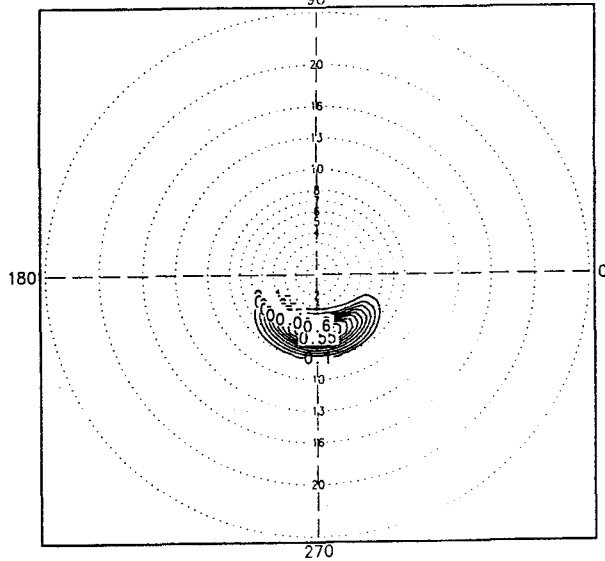


Fig. 4. Razão entre a energia em forma de wind-sea e energia total para $t = T + 48$ h. Contornos de 0,2.

GrADS: COLA/IGES

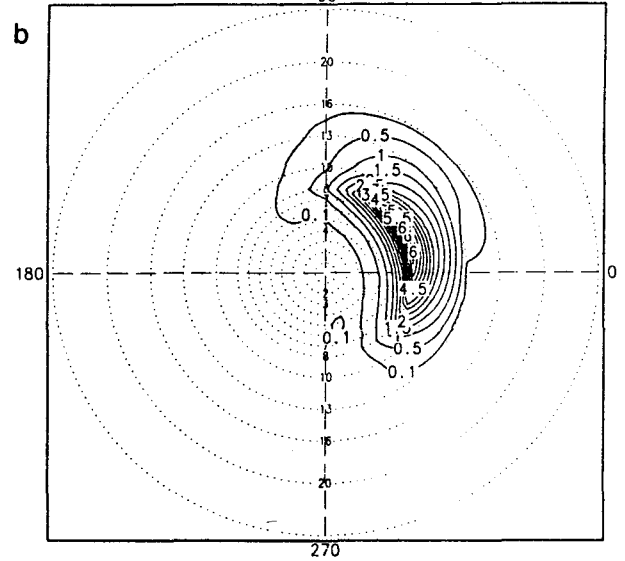
Spectrum (m^2s/rad) CM WAVE MODEL
Time = 0.0 h

a



Spectrum (m^2s/rad) CM WAVE MODEL
Time = 24.0 h

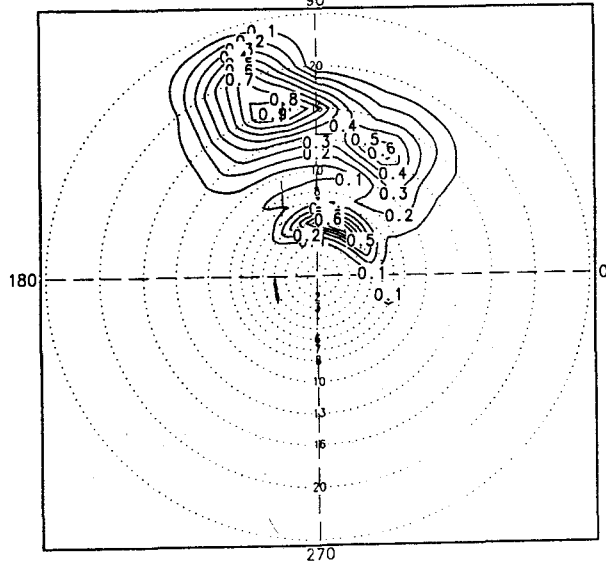
b



GrADS: COLA/IGES

Spectrum (m^2s/rad) CM WAVE MODEL
Time = 48.0 h

c



GrADS: COLA/IGES

GrADS: COLA/IGES

Fig. 5. Espectro bidimensional no ponto 44,6W, 24,9S (indicado por b na Figura 3a), para a) $t = T + 0$ h, b) $t = T + 24$ h e c) $t = T + 48$ h. Os círculos referem-se aos períodos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 13, 16, 20 e 25 s. As direções são definidas no sentido anti-horário, iniciando na posição leste. O intervalo dos contornos é de $0.5 m^2s(rad)^{-1}$.

latitudes 20° e 35°S é dominada por ondas tipo marulho (*swell*). A Figura 5 mostra a evolução temporal do espectro de energia no ponto 44,6W, 24,9S (indicado por *b* na Figura 3a), próximo à costa do Rio de Janeiro. Pode-se notar que inicialmente o *swell* está sendo gerado ao longo da direção sul, no mesmo sentido do vento local. Para $t = T + 24$ h (Fig. 5b) a energia está concentrada no quadrante nordeste, correspondendo a *swells* que se propagaram da região

sudeste, em relação ao ponto examinado, onde se observa ventos bastante intensos. Ao fim de $t = T + 48$ h (Fig. 5c) o espectro bidimensional no ponto examinado apresenta, dois picos em direções e frequências distintas revelando a presença simultânea de *swell* e *wind-sea* na região.

A Figura 6 apresenta a altura significativa de onda para quatro pontos (indicados por *a*, *b*, *c* e *d* na Figura 3a) próximos aos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Rio

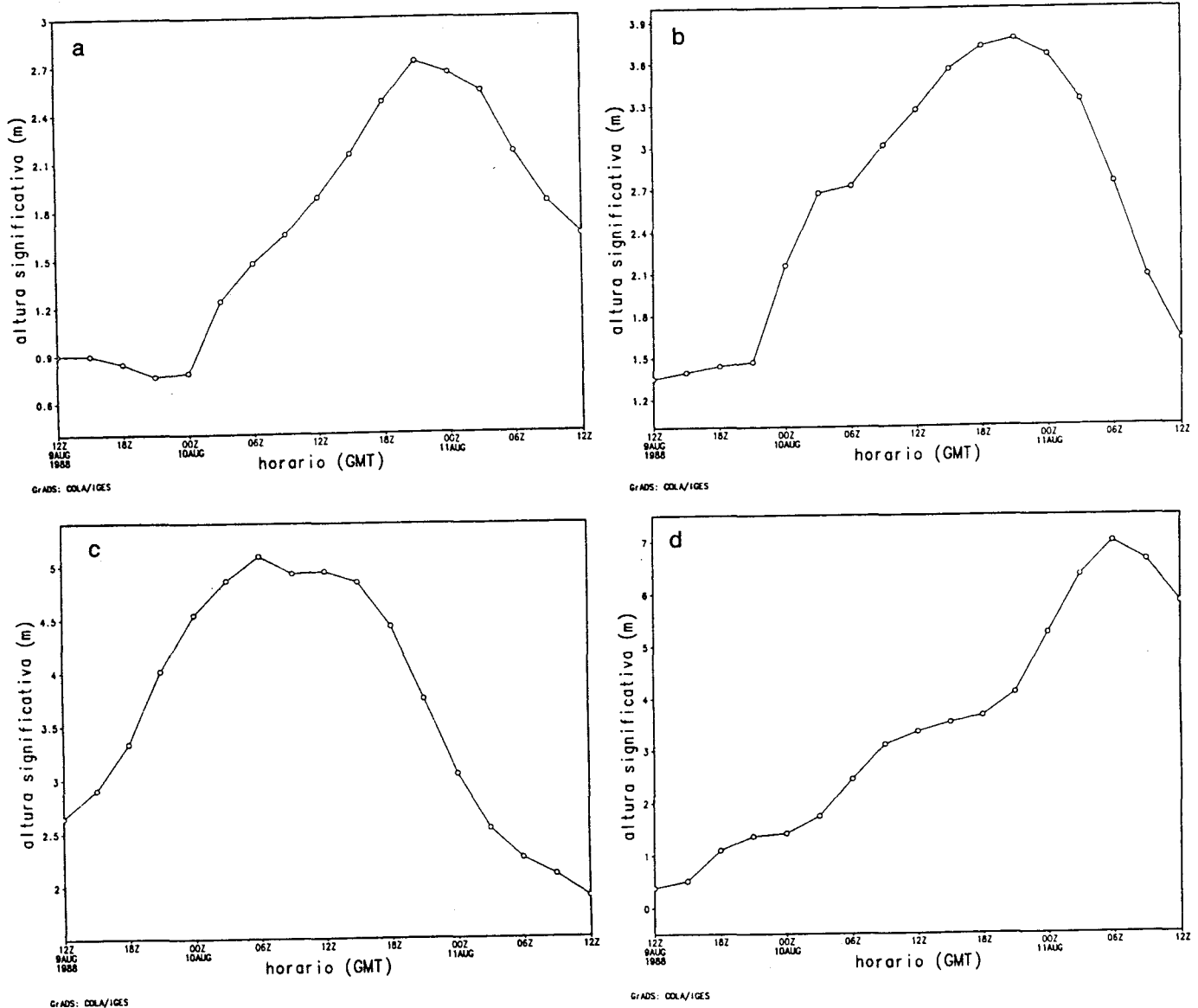


Fig. 6. Altura significativa de onda (m) nos pontos (43,5W, 24S), (44,6W, 25S), (47,8W, 29,7S) e (40,3W, 29,7S) indicado pelas letras *a*, *b*, *c* e *d* na Figura 3a.

Grande do Sul. Enquanto as alturas significativas máximas obtidas na simulação nas costas do Rio de Janeiro (Figura 6a) e São Paulo (Fig. 6b), respectivamente 2,7 e 3,8 m, ocorre praticamente no mesmo horário (~ 21:00 GMT do dia 10), mais ao sul os máximos com valores muito maiores, ocorrem em horários diferentes: 5 m às 06:00 GMT do dia 10 em (47,8W, 29,7S), Figura 6c, e 7m às 06:00 GMT do dia 11 em (40,3W, 29,7S), Figura 6d. Estes dois pontos escolhidos refletem basicamente a direção do deslocamento para leste do centro do ciclone sobre o oceano, onde os ventos e alturas de ondas apresentam valores altos. Embora não existam dados observacionais de onda e ventos para o período de simulação, os resultados mostram grande concordância com as análises meteorológicas do ECMWF e notícias veiculadas pela imprensa e observações individuais durante o período (Innocentini & Caetano Neto, 1995).

Referências bibliográficas

- Carnahan, B.; Luther, H. A. & Wilkes, J. O. 1969. Applied Numerical Methods. New York, Plenum Press. 604 p.
- Davies, H. C. 1976. A lateral boundary formulation for a multi-level prediction model. Quart. J. R. meteorol. Soc., 117:765-783.
- Earle, M. D. 1989. Microcomputer numerical ocean surface wave model. J. atmos. oceanic. Technol., 6:151-168.
- Golding, B. 1983. A wave prediction system for the real-time sea state forecasting. Quart. J. R. meteorol. Soc., 109:393-416.
- Hasselmann, K.; Barnett, T. P.; Bouws, E.; Carlson, H.; Cartwright, D. E.; Enke, K.; Ewing, J. A.; Gienapp, H.; Hasselmann, D. E.; Kruseman, P.; Meerburg, A.; Muller, P.; Olkers, D. J.; Richter, K.; Sell, W. & Walden, H. 1983. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Project (JONSWAP). Dt. hydrogr. Z., 8(12), Suppl. A. 96p.
- Hasselmann, K.; Ross, D. B.; Muller, P. & Sell, W. 1976. A parametric wave prediction model. J. phys. Oceanogr., 6(2):201-228.
- Innocentini, V. & Caetano Neto, E. S. 1995. A case study of the 09 August 1988 South Atlantic Storm: numerical simulations of the wave activity. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON WAVE HINDCASTING AND FORECASTING, 4. Montreal, 1995. Banff, Canadá. p.119-129.
- Janssen, P. A. E. M. & Komen, G. J. 1984. An operational coupled hybrid wave prediction model. J. geophys. Res., 89(3):3635-3654.
- Lionelli, P.; Günther, H. & Janssen, P. 1992. Assimilation of altimeter data in a global third generation wave model. ECMWF Tech. Rep., 67:87p.
- Miles, J. W. 1960. On the generation of surface waves by shear flows. J. Fluid Mech., 3:185-204.
- Phillips, O. M. 1957. On the generation of waves by turbulent wind. J. Fluid Mech., 2:417-445.
- Rocha, R. P. 1992. Simulação numérica de sistema convectivo de mesoescala na América do Sul. Tese de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico. 132 p.
- Sanders, J. W. 1976. A growth-state scaling model for the wind-drive sea. Dt. hydrogr., 29:136-161.
- Sanders, J. W.; Voogt, J. W. de & Bruinsma, J. 1981. Fysisch golfonderzoek noordzee. Scientific Report MLTP-2. Royal Netherlands Meteorological Institute. The Netherlands, The Bilt. 26p.
- SWAMP Group. 1985. Ocean wave modeling. New York. Plenum Press. 256 p.
- Tatsumi, Y. 1983. An economical explicit time integration scheme for a primitive model. J. met. Soc. Japan, 61:269-288.
- WAMDI Group. 1988. The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. J. phys. Oceanogr., 18(12):1775-1810.

(Manuscrito recebido 12 junho 1995; reviso
19 abril 1996; aceito 20 junho 1996)