

UM MODELO NUMÉRICO DE PREVISÃO DE TEMPO A CURTO PRAZO PARA A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO

*Centro Técnico Aeroespacial – IAE
Divisão de Ciências Atmosféricas
Rua Paraibuna s/nº
12.200 – São José dos Campos, SP, Brasil*

MARIA ASSUNÇÃO FAUS DA SILVA DIAS

*Instituto Astronômico e Geofísico – USP
Departamento de Meteorologia
Cidade Universitária – São Paulo, SP, Brasil*

This paper presents the results of the application of a subsynoptic advection model to the south and southeastern parts of Brazil. The model predicts the evolution of the 500 mb (synoptic scale) and 1000 mb (subsynoptic scale) geopotential heights, including the effects of topography and latitude. Sensitivity tests with respect to model parameters are presented and discussed. Model runs with real data show fairly good agreement between observed and forecasted fields. The operational use of the model is discussed.

INTRODUÇÃO

No momento atual, em que o avanço tecnológico permite a utilização de técnicas objetivas de previsão de tempo, a sociedade requer uma informação meteorológica quantitativa e objetiva, de modo a minimizar prejuízos e catástrofes, como por exemplo as enchentes de maio a junho de 1983 no sul do Brasil.

No que se refere a lavouras, a informação meteorológica prévia se faz necessária em quase todas as etapas de uma cultura, como por exemplo: período de crescimento (proteção antecipada contra tempestades severas), pulverização de produtos químicos (contra a perda do produto pulverizado devido à precipitação), na colheita (movimento de tratores e caminhões dentro da cultura), e outros.

Dada a necessidade da previsão objetiva a curto prazo, decidiu-se começar a pesquisar a aplicação de um modelo numérico de previsão para o Estado de São Paulo, de possível aplicação em nível operacional e que estivesse dentro das possibilidades atuais. Após consulta de extensa bibliografia sobre modelos numéricos, optou-se pelo modelo advectivo de previsão da altura do nível de 1000 mb (Glahn & Lowry, 1972), por ser de fácil aplicação, não necessitar de computadores muito velozes, e os dados de entrada serem de possível obtenção. Segundo a bibliografia, o modelo apresenta ainda bons resultados e constitui um primeiro passo na previsão numérica a curto prazo.

Os primeiros trabalhos sobre esse modelo numérico foram iniciados por volta de 1950. Na época eram utilizados métodos gráficos; atualmente o procedimento é numérico. Fjortoft (1952) desenvolveu um método gráfico de integração da equação da vorticidade barotrópica. Em 1956, Estoque criou o primeiro modelo que previa o

desenvolvimento de ciclones na superfície, através de um simples modelo baroclínico no qual advectava vorticidade com o vento de superfície. Reed (1957) introduziu o mesmo modelo com advecção da vorticidade em superfície pelo vento térmico, incluindo a advecção do nível de não divergência.

Ao longo dos anos surgiram vários estudos sobre esses modelos numéricos com o objetivo de aperfeiçoá-los tais como efeito do aquecimento não adiabático (Reed, 1958), incorporação de efeitos orográficos (Estoque, 1957), e outros.

Além dos estudos relacionados com a dinâmica, surgiram dezenas de trabalhos de base climatológica como: relação climatológica entre o total de água precipitável, espessura e precipitação (Lowry, 1972); e estudos de base experimental como: efeitos da variação da estabilidade no modelo de previsão da altura de 1000 mb (Lowry & Danielsen, 1968). A importância deste trabalho é dar um primeiro passo no que se refere à previsão numérica em mesoescala aplicada operacionalmente para o Estado de São Paulo, tentando entender cada parâmetro do modelo, indicando sua importância no esquema de previsão e recomendando os tipos de pesquisa e estrutura tecnológica que visem sua aplicação.

O MODELO DE PREVISÃO

O modelo de previsão compõe-se de duas partes: previsão em escala sinótica da altura do nível de 500 mb, previsão em mesoescala da altura do nível de 1000 mb.

A previsão da altura do nível de 1000 mb depende da variação no tempo da altura do nível de 500 mb. Através dessa necessidade, introduziu-se um modelo barotró-

pico não divergente que avança o geopotencial desse nível no tempo.

Metodologia da Previsão do Geopotencial no Nível de não Divergência em Escala Sinótica.

A equação da vorticidade, com a hipótese de barotropia no nível de não divergência vem sendo usada em modelos numéricos há vários anos. Existem vários trabalhos, dos quais pode-se citar Charney et al. (1950), Charney & Phillips (1953), Staniforth & Mitchell (1977), e outros, que estudaram problemas de discretização no espaço e tempo, instabilidades e outros fatores relativos ao modelo.

O objetivo foi aplicar este modelo, levando-se em conta o pequeno número de radiossondagens e a péssima distribuição geográfica da rede. O resultado do modelo, a cada passo de integração, é utilizado para a previsão em mesoescala, como mencionado anteriormente.

O modelo barotrópico deve ser aplicado ao nível de não divergência, assumido neste trabalho como a superfície isobárica de 500 mb (nível médio de não divergência).

Além da utilização deste modelo como parte do esquema geral de previsão, ele pode ser usado exclusivamente como uma ferramenta bastante importante para a previsão de tempo, desde que simula em tempo futuro a posição de cavados e cristas.

O Modelo Barotrópico

Com a equação da vorticidade na forma barotrópica, e a suposição de que a vorticidade no nível de não divergência é geostrófica, obtém-se a equação a ser modelada (Machado, 1984):

$$\frac{\partial \nabla^2 \Psi}{\partial t} = J(\nabla^2 \Psi + f, \Psi), \quad (1)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, Ψ é a função linha de corrente e J é o operador jacobiano.

O jacobiano $J(A,B)$ aplicado a uma esfera pode ser definido como:

$$J(A,B) = \frac{\partial A}{\partial x_e} \cdot \frac{\partial B}{\partial y_e} - \frac{\partial A}{\partial y_e} \cdot \frac{\partial B}{\partial x_e} \quad (2)$$

onde:

$$\frac{\partial}{\partial x_e} \text{ e } \frac{\partial}{\partial y_e}$$

são as derivadas parciais sobre a superfície esférica da terra.

Para aplicar a equação (1), utilizando coordenadas cartesianas, necessita-se projetar a superfície, supostamente esférica, da Terra em uma superfície plana. Definindo um fator de escala 'm' como: (Williamson, 1979).

$$m = \frac{ds}{ds_e} = \frac{\text{distância infinitesimal sobre o mapa}}{\text{distância infinitesimal sobre a esfera,}}$$

pode-se expressar o jacobiano $J(A,B)$ como

$$J(A,B) = m^2 \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}, \quad (3)$$

onde:

$$\frac{\partial}{\partial x} \text{ e } \frac{\partial}{\partial y}$$

são derivadas parciais sobre uma superfície plana.

O laplaciano $\nabla^2 A$, que quando aplicado à esfera é expresso por $(\partial^2 A / \partial x_e^2) + (\partial^2 A / \partial y_e^2)$, apresentará a seguinte forma em coordenadas da projeção:

$$\nabla^2 A = m^2 \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} \quad (4)$$

Deste modo a equação a ser modelada pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \nabla^2 \Psi}{\partial t} = -J(\Psi, m^2 \nabla^2 \Psi + f) \quad (5)$$

A projeção utilizada no modelo foi a projeção Mercator, que é uma projeção conforme e apresenta bons resultados para as regiões subtropicais.

Construiu-se uma grade para escalas sinótica e mesoescala centradas em Bauru (próximo ao centro de São Paulo, área de interesse do modelo) com $\Delta x = \Delta y$ (Fig. 1). Como consequência desta escolha a influência das fronteiras, através da condição do contorno.

$$\left. \frac{\partial \Psi}{\partial t} \right|_{\text{fronteira}} = 0,0 \quad (6)$$

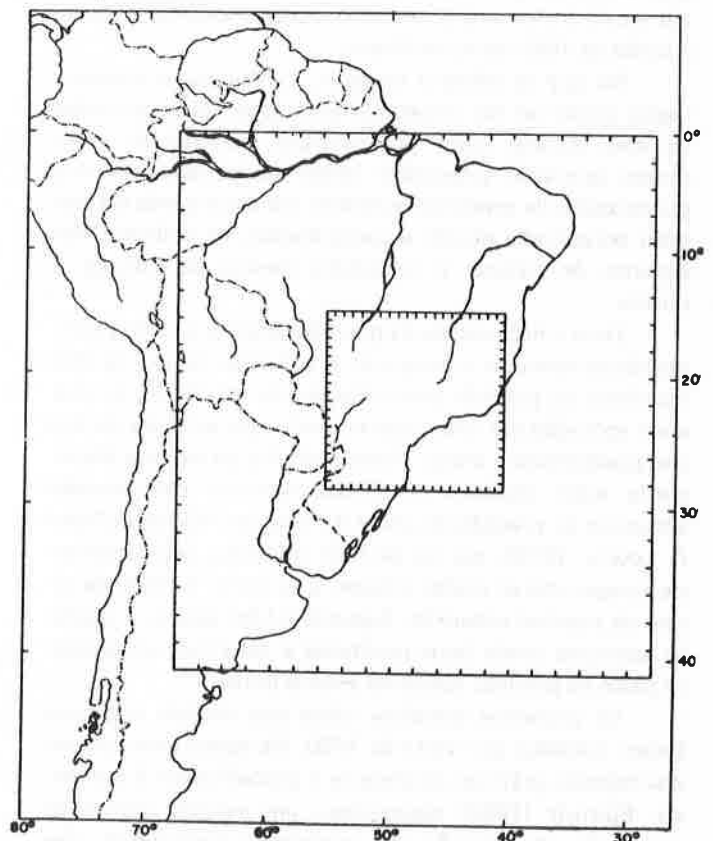


Figura 1 — Grade em escala sinótica e subsinótica.

levará um tempo relativamente longo para interferir na previsão na região central da grade. Existem vários tipos de condições de fronteiras possíveis de serem utilizadas, neste trabalho apresentam-se os resultados utilizando somente uma fronteira rígida.

A integração no tempo da equação (5) seguiu o seguinte procedimento.

- I – O primeiro passo de integração é avançado no tempo com um intervalo de tempo igual à metade do Δt (intervalo de tempo entre um passo e outro).
- II – Obtida a vorticidade no tempo $t = \Delta t/2$, o segundo passo de integração é feito centrado no tempo com intervalo de tempo igual a Δt .
- III – O terceiro passo e os passos subsequentes, são feitos centrados no tempo com intervalo de tempo $2\Delta t$.

O intervalo de tempo entre um passo e outro (Δt) foi selecionado de modo a não gerar instabilidade computacional. O espaçamento horizontal Δx está ligado com o intervalo de integração segundo critério de estabilidade apresentado, por exemplo, em Holton (1972):

$$c \frac{\Delta t}{\Delta x} < \frac{1}{\sqrt{2}} \quad (7)$$

onde c é a velocidade de advecção.

Assumido $c \cong 40$ m/s (velocidade típica do nível de 500 mb) e $\Delta x = 235$ km, conclue-se que, para o modelo não gerar instabilidade, Δt deve ser menor que cerca de 4150 segundos. O Δt escolhido foi de 3600 segundos, que satisfaz o critério de estabilidade, não gera grandes problemas de fronteira e implica num tempo computacional razoável.

Procedimento

A técnica de interpolação utilizada no modelo para obtenção dos campos iniciais nos nós da grade foi a interpolação gaussiana desenvolvida por Barnes (1964) e Doswell (1977).

Para prever a altura geopotencial do nível de não divergência, segue-se o seguinte procedimento:

– Dados os valores de latitude, longitude e número de nós da grade, computa-se a localização da cada nó da grade e o espaçamento entre os nós, utilizando a projeção Mercator. Com a grade montada, interpolam-se os dados reportados de altura do nível de 500 mb. Com o campo geopotencial e a suposição geostrófica, obtém-se a vorticidade ($\zeta = \zeta_g$) no tempo $t=0$. Com a vorticidade e o campo Ψ (obtido através da equação de balanço, em primeira aproximação: $\nabla^2 \Psi = (g/f) \nabla^2 z$) calcula-se o jacobiano (o cômputo do jacobiano, método de Arakawa (1966), garante estabilidade na solução); obtido o jacobiano, avança-se a vorticidade no tempo obtendo ζ no tempo futuro pela equação (5). Através da suposição geostrófica, $\zeta_g = \nabla^2 \Psi$, conhecido ζ_g no tempo futuro, inverte-se o laplaciano pelo método da relaxação (Bengtsson & Temperton, 1979) e obtém-se o campo de Ψ no tempo $t + \Delta t$.

Metodologia da Previsão da Altura do Nível de 1000 mb em Mesoescala

Este modelo era utilizado na década de 60 como um modelo gráfico, enquanto que atualmente utilizam-se métodos numéricos computacionais. Ambos os métodos, gráficos e computacionais, baseiam-se nas seguintes equações e suposições (maiores detalhes acerca das deduções, ver Machado, 1984).

Equação da vorticidade aplicada para latitudes médias

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \nabla (\zeta + f) + f \vec{V} \cdot \vec{V}_H = 0 \quad (8)$$

onde ζ é a vorticidade relativa, \vec{V}_H é o vetor vento horizontal.

Equação da continuidade em coordenadas isobáricas

$$\nabla_H \cdot \vec{V} = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (9)$$

onde ω é a velocidade vertical em coordenadas de pressão.

Equação da termodinâmica na forma adiabática

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial z}{\partial p} = - \vec{V} \cdot \nabla \frac{\partial z}{\partial p} - \sigma \omega \quad (10)$$

onde:

$$\sigma = - \frac{\alpha}{g\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial p}$$

é o parâmetro de estabilidade estática, Θ é a temperatura potencial e α é o volume específico.

Utilizando-se as três equações acima e a metodologia descrita por Glahn & Lowry (1972), chega-se à equação de previsão.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (A \bar{z}_0 - z_0 + B z_5 + S - Ter) = \\ = \frac{g}{f} J(A \bar{z}_0 + B z_5 + S - Ter, A \bar{z}_0 - z_0 + B z_5 + S - Ter) \end{aligned} \quad (11)$$

Descrição dos Parâmetros inseridos no modelo

A) O termo \bar{z}_0 e z_0

Os termos \bar{z}_0 e z_0 , altura média do nível de 1000 mb e altura do nível de 1000 mb respectivamente, são computados através dos seguintes passos:

– primeiramente são interpolados à grade de mesoescala os seguintes parâmetros: pressão reduzida ao nível do mar (P_R), temperatura do ar em superfície (T) e do ponto de orvalho (T_d). Com esses parâmetros interpolados à grade, calcula-se a altura do nível de 1000 mb através das seguintes expressões.

$$z_0 = \frac{R_d T_v}{g} \ln(P_R/1000) \quad (12)$$

onde R_d é a constante do ar seco, $T_v = T(1 + 0.61q)$ é a temperatura virtual e q é a umidade específica obtida usando T e T_d (Betts & Miller, 1972).

— Calculado z_0 , obtem-se \bar{z}_0 através de uma simples média espacial

$$\bar{z}_{0,i,j} = \frac{1}{4}(z_{0,i+1,j} + z_{0,i-1,j} + z_{0,i,j-1} + z_{0,i,j+1}) \quad (13)$$

para i e j variando de 2 a $n-1$, onde n é o número de nós da grade (nos exemplos apresentados neste trabalho utilizou-se uma grade quadrada de 20×20 nós)

B) O termo z_s

O termo z_s , altura do nível de 500 mb, é calculado através do modelo barotrópico, e para cada passo de integração, z_s , que é obtida em outra escala de movimento (sinótica), é interpolada na grade de mesoescala pelo mesmo processo de interpolação já descrito anteriormente. Na Fig. 1 pode-se ver as duas diferentes escalas do movimento e a região de interação.

C) O termo S

O termo S , relativo à vorticidade planetária (f) é função somente da latitude e do espaçamento entre os nós da grade ($\Delta Y M$) em mesoescala. Como $\Delta Y M$ é fixo, o termo S no cômputo do modelo varia somente de latitude para latitude e pode ser obtido pela seguinte expressão.

$$S = - \frac{2\Omega \cdot \sin(\phi_i) (\Delta Y M)^2}{4gm^2_i} \quad (14)$$

onde Ω é a velocidade angular da Terra, ϕ_i é a latitude de i -ésimo nó da grade e m_i é o fator de escala no i -ésimo nó da grade

D) O termo Ter

O termo Ter , relativo à pressão na superfície, está intimamente ligado ao relevo compreendido pela região da grade. Descreve-se a seguir como foi inserido o relevo no modelo, sua ligação com o termo Ter e como este último foi obtido.

Com a localização geográfica da grade, um mapa Cartográfico e a Enciclopédia dos Municípios (IBGE), listou-se altitude, latitude e longitude de pontos representativos do relevo da região coberta pela grade. Desta forma, através de 280 pontos e uma interpolação com um raio de influência bastante pequeno (fator de peso na interpolação), obteve-se a altitude de cada ponto de grade. Pode-se ver na Fig. 2 a representação do relevo na região da grade. Através desse procedimento pode-se variar as posições dos nós da grade (dentro da região de descrição do relevo) sem necessitar alterar o modelo de previsão.

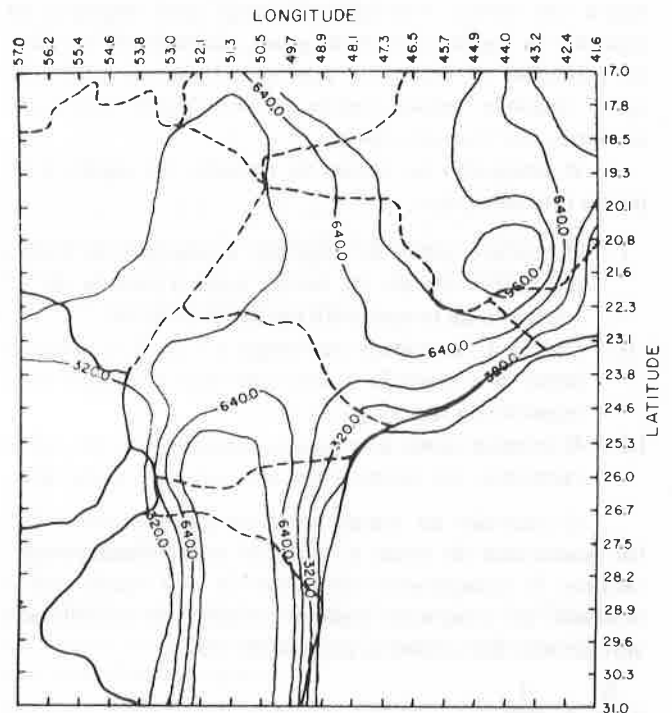


Figura 2 — Orografia da região da grade em escala subsinótica.

O termo Ter é definido como

$$Ter = \frac{A3f^2 (\Delta Y M)^2 P_s}{4gm^2 (P_0 - P_s)} \quad (15)$$

pode ser computado através da seguinte expressão utilizando-se a equação hidrostática:

$$Ter = \frac{A3f^2 (\Delta Y M)^2}{4gm^2 (500)} \cdot 1000 \exp\left(\frac{g(z_{0,i,j} - ALTITUDE_{i,j})}{R_d T \frac{M}{V_{i,j}}}\right) \quad (16)$$

para i e j variando de 1 a n , onde $T \frac{M}{V_{i,j}}$ é a temperatura virtual média na coluna no ponto i,j (utiliza-se a taxa de variação vertical da temperatura = $6^\circ/\text{Km}$)

E) As constantes A e B

As constantes A e B são calculadas através das seguintes relações:

$$A = \frac{1}{1+K}, \quad B = \frac{K}{1+K} \quad (17)$$

onde K , segundo Glahn & Lowry (1972), é obtido através da seguinte expressão

$$K = \frac{3 f^2 (\Delta Y M)^2}{4 gm^2 \sigma(500)^2} \quad (18)$$

Para se calcular σ , entra-se com os dados de T e q de uma sondagem na região da grade (σ é assumido constante para toda grade) na seguinte expressão.

$$\sigma = \frac{\ln \Theta_{900} - \ln \Theta_{500}}{900 - 500} \cdot \frac{287 T_{vM}}{g \bar{p}} \quad (19)$$

onde

$$T_{vM} = \frac{T_{v900} + T_{v500}}{2} \quad \bar{p} = 700 \text{ mb}$$

No item que trata sobre a descrição dos resultados, será mostrado a importância deste termo no modelo de previsão.

Procedimentos

Obtidos os parâmetros descritos na seção anterior calcula-se o jacobiano e avança-se no tempo com o mesmo procedimento aplicado à equação barotrópica (equação 5). Depois de avançar no tempo a equação (11), obtém-se como resultado a seguinte expressão no tempo futuro.

$$A \bar{z}_0 - z_0 + B z_5 - T_{er} = C \quad (20)$$

onde C depende do cômuto do jacobiano.

Utilizando o modelo barotrópico, obtém-se z_5 no tempo futuro, assim resta uma expressão que depende somente z_0 .

$$A \bar{z}_0 - z_0 - T_{er}(z_0) = C'$$

Neste ponto, aplica-se o método de relaxação (Bengtsson & Temperton, 1979) e obtém-se z_0 no tempo futuro. Lembrando que a condição da fronteira desta parte do modelo em mesoescala é a mesma utilizada no modelo barotrópico, isto é

$$\left. \frac{\partial z_0}{\partial t} \right|_{\text{fronteira}} = 0,0$$

Para mesoescala será utilizado $\Delta x = \Delta y = 90 \text{ Km}$.

DADOS DE ENTRADA NO MODELO

Se este modelo estivesse computacionalmente adequado para ser utilizado operacionalmente, os centros de previsão atualmente não poderiam absorvê-lo. Isto ocorre devido ao curto tempo de integração do modelo (6 a 12 horas) necessitando, portanto, de um sistema mais sofisticado de obtenção de dados, sistema esse onde as informações meteorológicas veiculadas diariamente via Telex fossem simultaneamente processadas e os dados de altitude tivessem algumas informações de satélite tais como: ventos (disponíveis quando existem nuvens) e de temperatura (que permite o cálculo do geopotencial), as quais melhorariam as condições iniciais.

Descreve-se a seguir quais e como os dados estão inseridos no modelo.

Dados de Escala Sinótica

Os dados de escala sinótica, necessários para a iniciação do modelo, são aqueles da rede de radiossondagens (TEMP), habitualmente transmitidos por Telex em dois horários diários (00:00 e 12:00 TMG — Tempo do Meridiano de Greenwich). O modelo em altitude é iniciado com os dados de altura geopotencial do nível de 500 mb.

Devido a rede de radiossondagem da América do Sul ser espacialmente mal distribuída, principalmente no Brasil, além de apresentar uma baixa densidade de estações, o resultado da interpolação com esses dados apresenta campos bastante deformados, principalmente no horário das 00:00 TMG (às 00:00 TMG são poucas as estações que fazem sondagens). De modo a sanar (ou minimizar) esses problemas, plotaram-se os valores de geopotencial em uma carta sinótica além das informações de vento e temperatura. Com essa carta foram traçados os campos de geopotencial através de uma análise subjetiva. Com a carta de geopotencial traçada, foram interpolados visualmente os valores das isolinhas a uma grade com espaçamento de 5° , e esses valores foram novamente interpolados, pelo método descrito anteriormente, nos nós da grade do modelo. Essa foi uma maneira de sanar os problemas atualmente encontrados, mas que, em se tratando de um modelo operacional, não é viável; espera-se, no entanto, que na continuidade desta pesquisa desenvolvam-se metodologias mais objetivas, como a utilização de dados de satélite.

Dados de Mesoescala

A rede de estações de superfície trabalha com uma constância bem maior que a rede de radiossondagem; o número de estações reportadas às 00:00 TMG é somente um pouco menor que o número de estações reportadas às 12:00 TMG. O número de estações de superfície também é razoável, apresentando deficiência para o modelo apenas nas regiões de divisa de São Paulo com Minas Gerais e Mato Grosso do Sul, e no Oceano, onde o problema pode ser sanado com um maior número de informações de navios.

O número médio de estações utilizadas foi de 70. Os centros que reportam esses dados necessários à iniciação do modelo (aplicado para a região de São Paulo) são: INEMET, CESP, DAEE. Os dados de entrada no modelo são: pressão reduzida ao nível do mar, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho.

RESULTADO COM CAMPOS SIMULADOS

Sensibilidade do Modelo na Previsão da Altura Geopotencial de 500 mb.

Com o intuito de interpretar o modelo barotrópico, simulou-se as condições iniciais. Um primeiro teste consistiu em definir um campo zonal e deixá-lo evoluir por doze horas. Como era de se esperar, o campo previsto não se

modificou, mantendo a mesma condição (zonal) do campo inicial. Como o campo é zonal, a advecção de altura geopotencial é nula, portanto, nesta simulação barotrópica, o campo não se alterou.

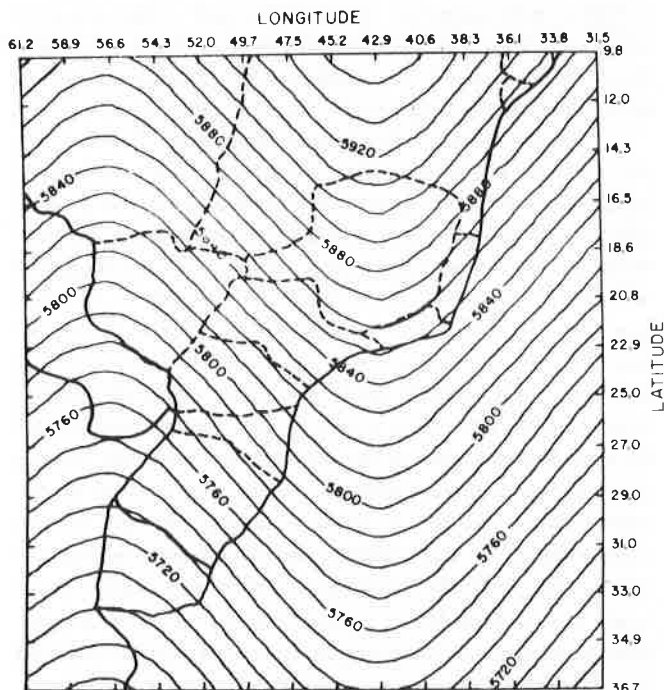


Figura 3 — Campo Inicial (simulação de cavado) da altura do nível de 500 mb. (metros)

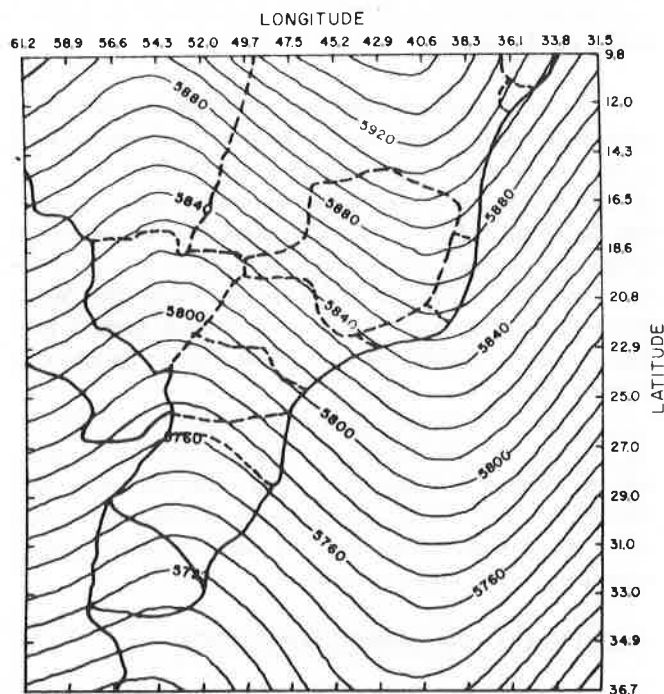


Figura 4 — Campo previsto (12 horas) da altura do nível de 500 mb. (metros)

Um segundo teste consistiu em simular um cavado (Fig. 3) e integrá-lo por doze horas. Após a integração no tempo, o eixo do cavado se deslocou de aproximadamente

te $2\Delta X$ para Leste, como pode-se constatar pela Fig. 4, pois o gradiente de altura geopotencial apontado para o Norte, implica numa componente advectiva de Oeste para Leste. Outro fator a observar, é que a simulação reduziu ligeiramente a amplitude da onda e apresentou um deslocamento maior no centro da grade. Este fator é devido ao efeito da fronteira rígida que reduziu a velocidade de deslocamento da onda nas partes mais ao norte e mais ao sul da grade. A velocidade de deslocamento do cavado (11 m/s) correspondeu ao vento advectivo médio, devido ao gradiente de altura do nível de 500 mb.

Sensibilidade do Modelo na Previsão da Altura da Superfície de Pressão de 1000 mb.

Para o estudo da sensibilidade do modelo na previsão do campo de superfície, simulou-se uma baixa pressão, representada por um mínimo na altura geopotencial da superfície de 1000 mb, no centro da grade, como pode-se ver na Fig. 5. O campo de geopotencial, dado como condição inicial, foi obtido através da introdução de valores de altura de 1000 mb e posteriormente interpolados à grade. Para avançar o modelo no tempo, supõe-se ainda que, o terreno é liso, com altura de 5 metros e um parâmetro de estabilidade estática ($\sigma = 50 \times 10^{-6} \text{ ms}^4/\text{kg}^2$) representando uma atmosfera estaticamente estável. O parâmetro de estabilidade estática da atmosfera foi utilizado no cômputo dos valores de A e B. O relevo foi tomado como constante para toda a grade, de modo a não incluir a variação do termo de terreno nestas primeiras simulações. O fluxo em 500 mb foi definido zonal, corresponde a um vento geostrófico de 9,0 m/s.

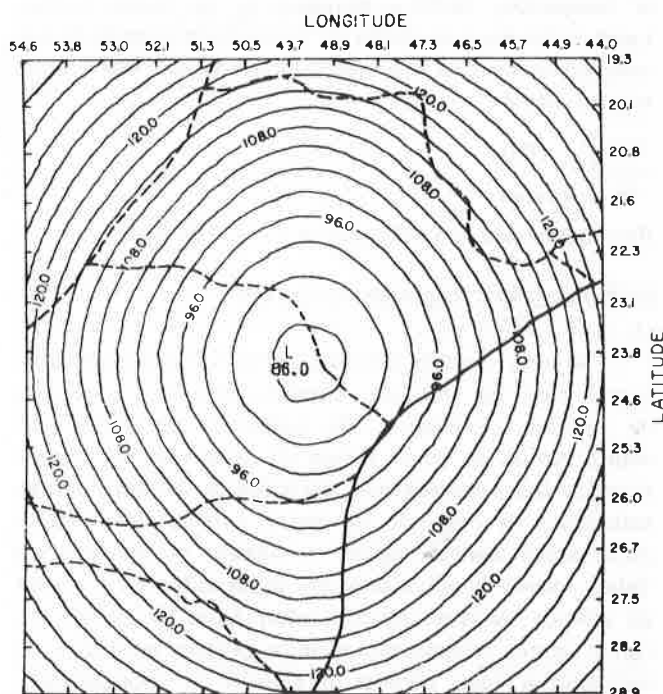


Figura 5 — Campo Inicial (simulação de um centro de baixa pressão) da altura do nível de 1000 mb. (metros)

Após seis horas de integração do modelo, houve um ligeiro deslocamento do centro de baixa pressão para Leste, como era de se esperar (direção e sentido de deslocamento), pois o movimento deste campo depende principalmente do fluxo zonal em 500 mb. Quase não houve modificação no campo de pressão e a velocidade de deslocamento do centro de baixa pressão foi de 3,0 m/s, quando a velocidade do campo em altitude era de 9,0 m/s e os valores de A e B (equação 17) iguais a 0,9972 e 0,0028 respectivamente. Esta velocidade de deslocamento do centro do ciclone é menor do que a velocidade em 500 mb, desde que o valor de B é o que pondera a influência do campo de altitude.

Se o campo de altura de 1000 mb fosse perfeitamente circular e simétrico, este conservaria a vorticidade absoluta (Godske et al., 1957) e estaria sujeito somente a um movimento de translação para Leste, em virtude do vento em 500 mb.

Avançou-se o modelo no tempo para vários pares de A e B e concluiu-se que os valores de A = 0,90 e B = 0,10, apresentavam resultados coerentes com os de Godske et al. (1957). Na Fig. 6, tem-se o resultado da simulação, nestas condições, após seis horas de integração do modelo.

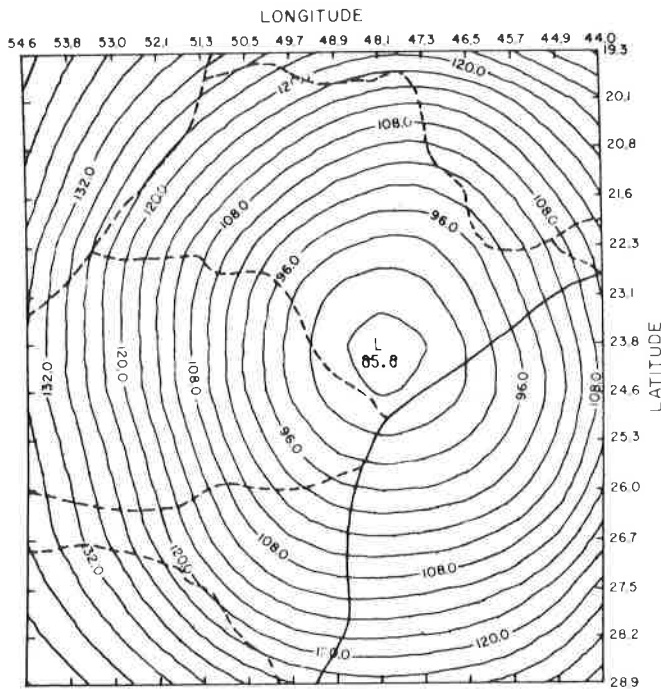


Figura 6 — Campo Previsto (6 horas) da altura do nível de 1000 mb, utilizando A = 0,9 e B = 0,1. (metros)

Um outro teste, foi dar como condição inicial um campo homogêneo de altura da superfície de 1000 mb (88,7 m) e um relevo representando uma superfície lisa e um cavado em altitude. Após seis horas de integração, o modelo gerou uma baixa (86,2 m) na região à frente do cavado. Como houve uma diminuição da altura de 500 mb nesta região (devido ao deslocamento do cavado), o modelo, de modo a manter constante a espessura (não haviam outras influências), diminui a altura da superfície de 1000

mb, gerando uma baixa pressão, de acordo com o previsto na teoria.

Como mostram Godske et al. (1957), o ar ao ascender à montanha está sujeito a um aumento de pressão reduzida, por resfriamento adiabático, ocorrendo o inverso ao descer a montanha. Para testar a influência do termo de terreno (Ter), comparou-se os resultados das previsões entre as simulações com superfície lisa (Fig. 6) e com o relevo real da grade, utilizando A = 0,90 e B = 0,10. A Fig. 7 mostra a diferença entre as duas simulações (lisa-relevo), fazendo-nos notar, através desta diferença, que o resultado é bastante coerente com Godske et al. (1957). Devido a circulação de baixa pressão em superfície, tem-se um aumento de pressão na região onde o ar ascende as serras da Mantiqueiras e Geral, e uma diminuição na região onde o ar desce em ambas as serras. Um fator digno de observação é a forte influência da Serra Geral (região do Paraná e Santa Catarina) na variação da pressão. Deve ser lembrado que o termo Ter está diretamente ligado ao movimento vertical e que depende do gradiente de altitude desde que

$$P_s = 1000 \exp g(z_0 - \text{ALTITUDE}) / (RdTv).$$

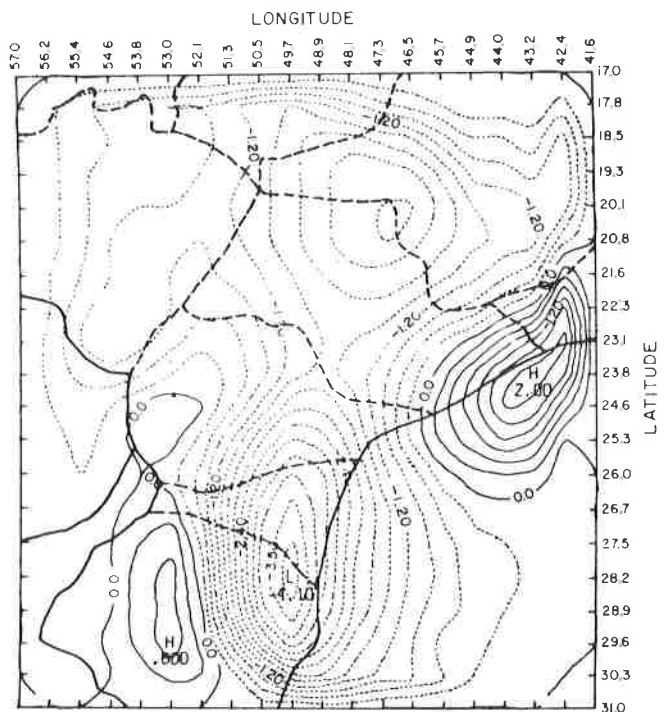


Figura 7 — Diferença entre as previsões do nível de 1000 mb sem utilizar o relevo e com o relevo da região. (metros)

Crítica do Modelo

Um dos pontos supostamente falhos do modelo é a suposição adiabática, incluída na equação da energia termodinâmica. Num modelo de previsão em escala subsinótica, compreendendo a região subtropical, a inclusão dos processos diabáticos, que são mantenedores de vá-

rios sistemas convectivos, melhoraria razoavelmente a previsão. É evidente que os processos adiabáticos são importantes, resultado, por exemplo, da penetração de uma massa polar aquecendo-se por subsidência. Pode ocorrer, contudo, a penetração dessa massa polar por advecção, onde irá trocar calor com a massa de ar subtropical. Os processos radiativos, segundo Sutcliffe & Forsdyke (1950), apresentam em média uma taxa de variação de 1 a 3°C por dia. Um resfriamento desta ordem, pode representar vários metros na variação da espessura da camada 1000-500 mb.

Com relação à condição de fronteira, tem-se um outro ponto falho. Em virtude do valor na fronteira ser invariável, pode-se gerar instabilidade e ou advectar continuamente da fronteira para o interior da grade os valores da borda.

Uma sugestão para futuros trabalhos é a introdução de processos diabáticos e a inclusão de uma condição de fronteira com uma informação mais real.

RESULTADOS COM CAMPOS REAIS

Para testar o modelo com dados observacionais, escolheu-se os dias 27 e 28 de janeiro de 1982. A situação deste dia apresentava uma frente semi-estacionária na região do Nordeste, oscilando como frente quente.

Este dia não caracteriza um exemplo típico para a comprovação do modelo, pois no nível de 500 mb, havia uma convergência razoável e o campo em superfície modificava-se lentamente, com um centro de alta pressão ora penetrando ora recuando na região da grade. O teste foi aplicado a este dia, de modo a verificar o comportamen-

to do modelo neste padrão sinótico, que é adverso a algumas premissas do modelo.

Nas Figs. 8 e 9, tem-se: campo observado em altitude (altura do nível de 500 mb) e em superfície (altura do nível de 1000 mb), respectivamente às 12:00 TMG do dia 27 de janeiro. Nestas figuras pode-se notar que em altitude, haviam centros de alta pressão indicados por altos valores de altura a Noroeste e a Leste e um cavado bastante desenvolvido na região central da grade. Em superfície havia um centro de alta pressão a Nordeste e um centro ciclônico (Baixa pressão) a Sudoeste.

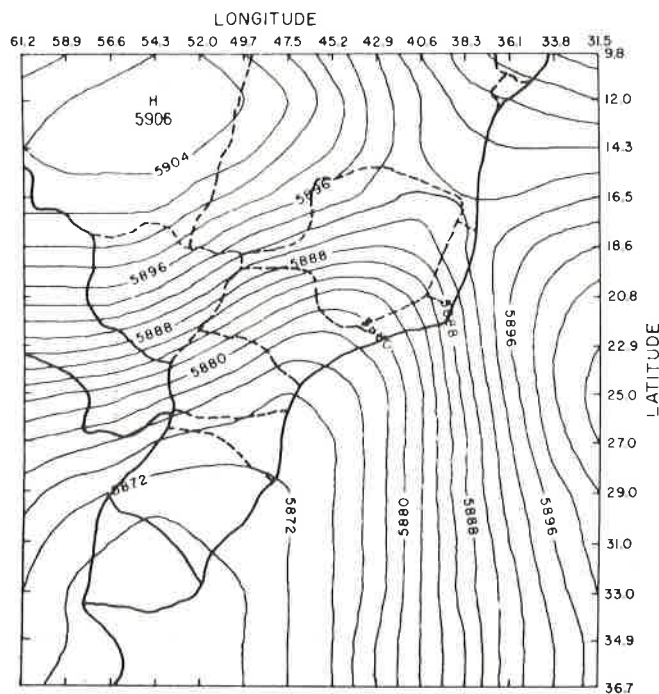


Figura 8 — Campo observado da altura do nível de 500 mb à 12:00 GMT do dia 27 de janeiro de 1982. (metros)

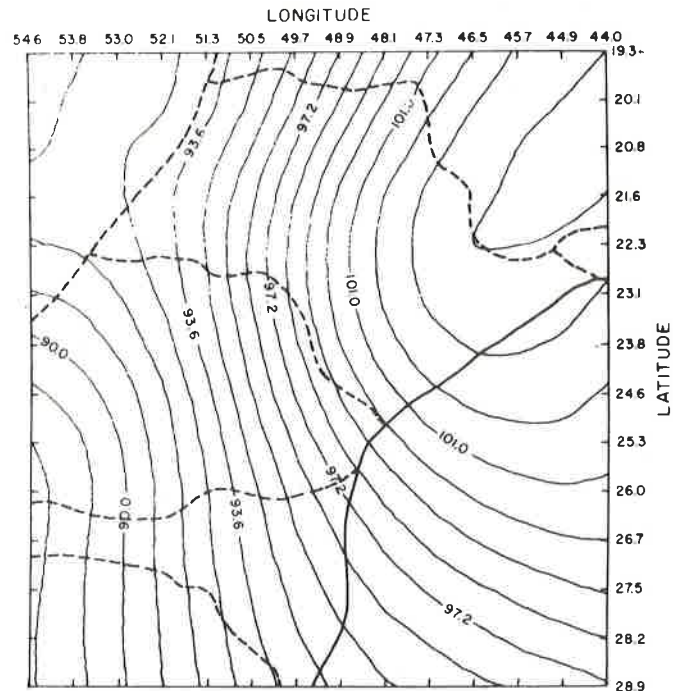


Figura 9 — Campo observado da altura do nível de 1000 mb às 12:00 GMT do dia 27 de janeiro de 1982. (metros)

Nas Figs. 10 e 11, campos previstos em altitude e superfície para às 00:00 TMG do dia 28 de janeiro, pode-se observar que o modelo em altitude, intensificou a alta pressão a Leste e recuou ligeiramente o cavado para sudoeste. Em superfície o modelo deslocou o centro de alta pressão de Nordeste para Leste intensificando-o e o centro ciclônico foi deslocado de Sudeste para Oeste-Sudoeste.

Na Fig. 12, observado em altitude para às 00:00 TMG do dia 28 de janeiro, nota-se que tanto o cavado como o centro de alta pressão, se deslocaram com a mesma direção e sentido que o modelo, mas com intensidades e gradientes distintos. O atraso em reproduzir os movimentos atmosféricos e a não reprodução dos gradientes são devidos à condição da fronteira rígida, utilizada nesta simulações, e à falta de um termo de divergência, que pudesse reproduzir melhor os campos previstos. Deve-se também considerar o pequeno número de dados iniciais disponíveis, o que torna bastante difícil a reprodução fiel do campo de alturas geopotenciais observadas.

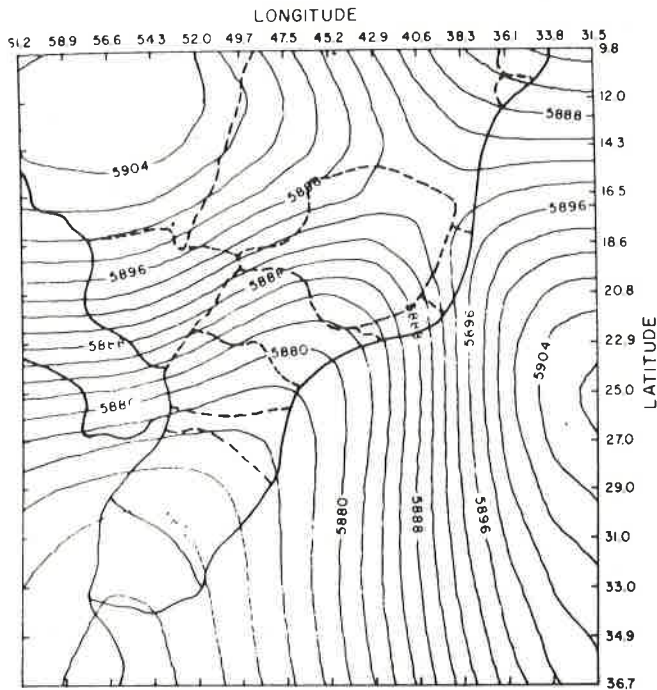


Figura 10 — Campo Previsto, pelo modelo, da altura do nível de 500 mb para às 00:00 GMT do dia 28 de janeiro de 1982. (metros)

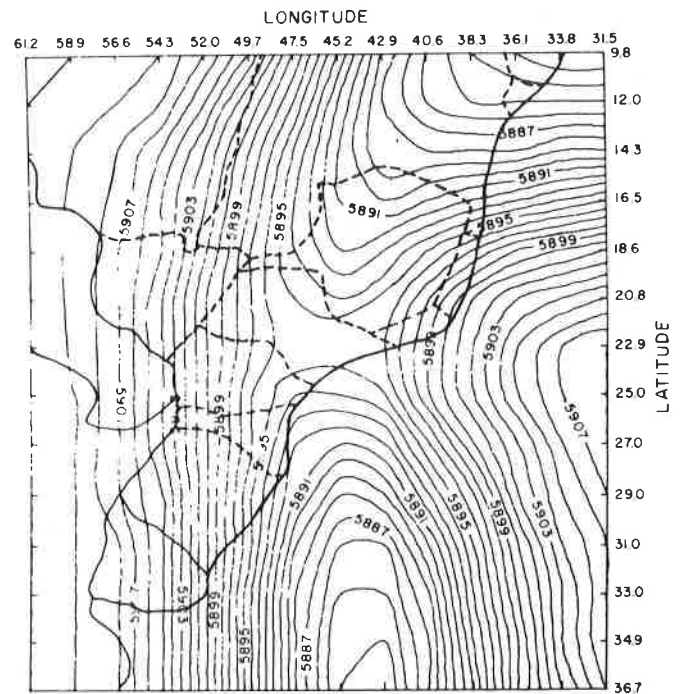


Figura 12 — Campo observado da altura do nível de 500 mb à 00:00 GMT do dia 28 de janeiro de 1982. (metros)

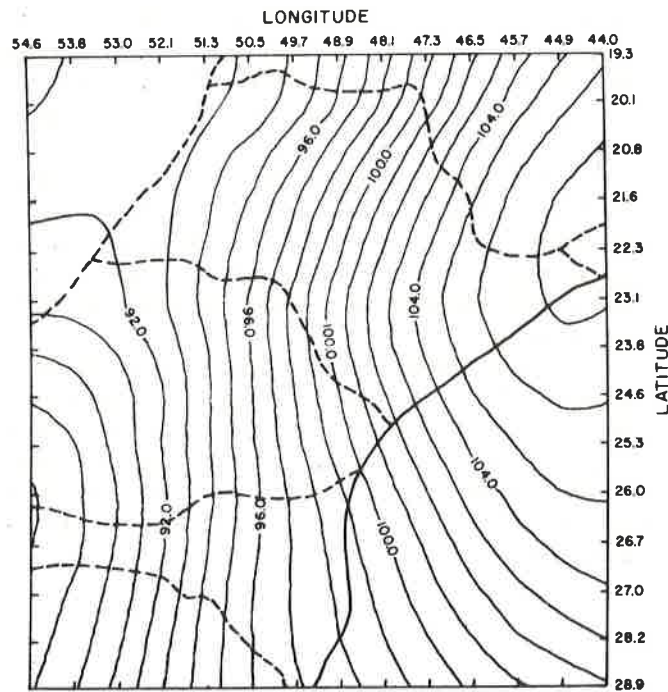


Figura 11 — Campo Previsto, pelo modelo, da altura do nível de 1000 mb para às 00:00 GMT do dia 28 de janeiro de 1982. (metros)

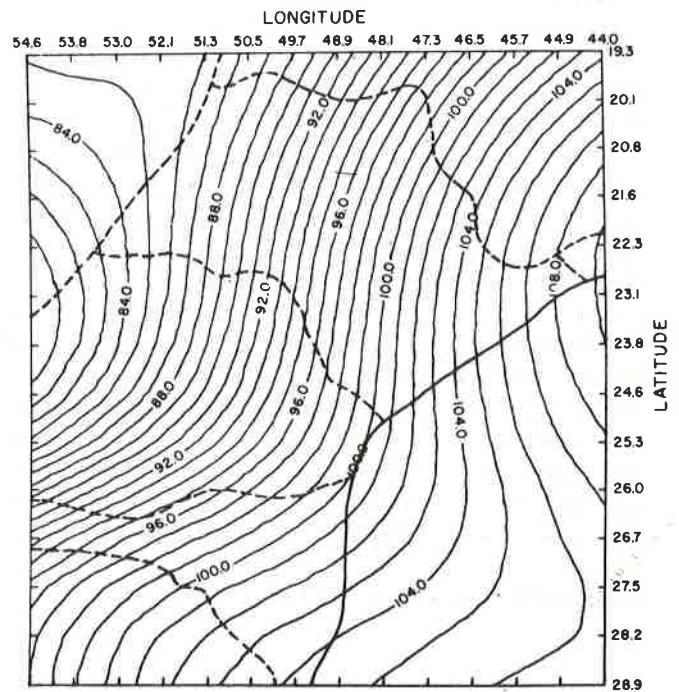


Figura 13 — Campo observado da altura do nível de 1000 mb à 00:00 GMT do dia 28 de janeiro de 1982. (metros)

Na Fig. 13, observado em superfície para às 00:00 TMG do dia 28 de janeiro, nota-se que tanto o centro ciclônico como o centro de alta pressão se intensificaram, e deslocaram-se para Oeste e Leste, respectivamente. No modelo, houve um deslocamento dos sistemas na mesma

direção e sentido do campo observado, mas com uma velocidade menor e não se intensificou o centro ciclônico como no campo observado. Esta não intensificação deve-se à falta de informações na fronteira Oeste, que mantém fixas as alturas do campo inicial. Quanto a velocidade menor de deslocamento dos sistemas em superfície, deve-se ao campo previsto em altitude, comprome-

tendo, conseqüentemente, a previsão em superfície. Este fato mostra a dependência da previsão do campo em superfície com a previsão em altitude.

Neste modelo tem-se vários parâmetros que devem ser calibrados, tais como: espaçamento entre os nós da grade de superfície ΔY_M , as constantes A e B que ponderam as influências dos campos de altitude e superfície e o peso da interpolação do campo inicial (D). Nestas simulações, trabalhou-se com $A = 0,9$, $B = 0,1$, $\Delta Y_M = 90 \text{ Km}$ e $D = 0,8$.

CONCLUSÃO

Para a previsão do tempo a aplicação de modelos numéricos é sumamente útil, tendo em vista o seu caráter operacional, mesmo considerando-se que, no momento, ainda sejam insuficientes os sistemas de obtenção de dados.

Para que um modelo numérico de previsão do tempo se torne operacional é necessário passar por várias implementações e estudos, até que se torne viável. O modelo (SAM) por exemplo foi experimentado pela primeira vez por Reed em 1957 e, posteriormente, foi desenvolvido mediante complementação e adaptação, para tornar-se operacional no NMC (NATIONAL METEOROLOGICAL CENTER), em 1968.

Pode-se observar através dos testes com campos reais que o modelo prevê razoavelmente a parte qualitativa, deixando a desejar quanto à quantitativa, o que significa que ainda necessita de uma melhor calibração. Essa calibração poderá ser alcançada mediante a utilização sistemática do modelo nas previsões diárias. Existe um número razoável de variáveis nestas calibrações tais como: o espaçamento entre os nós da grade é um dos parâmetros que deve ser testado para vários casos, de modo a encontrar o Δx ideal para o modelo, outra variável é o parâmetro de interpolação ou seja, o ponto ideal de suavização do campo inicial para obtenção de uma melhor previsão; sabe-se, também, que existe um compromisso entre o espaçamento (Δx), o parâmetro de peso da interpolação, a densidade de dados e o passo de tempo; outro fator de calibração está nas constantes A e B, que ponderam a influência do vento em superfície e o de altitude, valores que devem também ser obtidos, através da aplicação contínua do modelo.

Com relação às deficiências do modelo de previsão, deve-se considerar que, na previsão em altitude, as hipóteses de barotropia e do nível de 500 mb como o nível de não-divergência, não representam fielmente, em muitos casos, os padrões de circulação destas latitudes. Sobre este aspecto, existem duas alternativas: calcular o nível de não-divergência com os dados de entrada do modelo, ou utilizar um modelo barotrópico divergente, sendo necessário, neste caso, a aplicação de um filtro de ondas de gravidade, geradas pelo termo divergente. Ainda com relação à previsão em altitude, é necessária uma densidade de dados maior que a disponível atualmente. A sugestão é a inclusão de dados de satélite (vento) para a iniciação do modelo.

Com referência à previsão em superfície, deve-se tentar introduzir o termo de calor diabático, sumamente importante na manutenção dos sistemas subtropicais. A interpolação, por ser dependente do fator peso, inclui mais uma variável no sistema. Utilizando-se uma interpolação com informação física (interpolação multivariada), tanto em altitude como em superfície ter-se-ia uma melhor representação do campo inicial.

Outro fator importante para melhorar o modelo está na inclusão de uma condição de fronteira com maior informação física que a utilização de uma fronteira rígida.

Com relação à posição das grades, inicialmente escolheu-se Bauru como o centro, de modo que o Estado de São Paulo estivesse na região central da malha. Esta condição não se mostrou muito eficiente, pois uma grande parte da grade ficou sobre o Oceano onde é difícil a obtenção de dados para a iniciação do modelo. Atualmente transferiu-se a grade para a região Sudoeste do Brasil, cobrindo os Estados do Sul do Brasil e parte do Paraguai, mantendo o Estado de São Paulo na borda superior direita da grade. Alguns testes com esta nova grade mostram um resultado bastante superior ao encontrado anteriormente, principalmente nas previsões de penetração de sistemas frontais.

A nível operacional, está sendo desenvolvido atualmente no CTA/IAE e INPE, um esquema de obtenção e decodificação automática dos dados via computador, o que permitirá futuramente testar o modelo diariamente, podendo deste modo, calibrá-lo e aperfeiçoá-lo através da inclusão de alguns parâmetros físicos, já descritos anteriormente.

REFERÊNCIAS

- ARAKAWA, A. — 1966 — Computational design for long-term numerical integration of the equation of fluid motions: two dimensional incompressible flow. Part 1. *Journal of Computational Physics*, 119-143.
- BARNES, S.L. — 1964 — A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3: 396-400.
- BENGTSSON, L. & TEMPERTON, C. — 1979 — Difference approximation to Quasi-Geostrophic Models. *Numerical Methods used in Atmospheric Models, Volume II. Garp Publications Series: 340-372.*
- BETTS, A.K. & MILLER, R.D. — 1972: VIMHEX — 1972. Rawinsond data. Department of Atmospheric Science. CSU. Fort Collins, Co, 42 pp.
- CHARNEY, J.G., FJORTOFT, R. & VON NEUMANN, J. — 1950 — Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2: 237-254.

- CHARNEY, J.G. & PHILLIPS, N.A. — 1953 — Numerical Integration of the Quasi-Geostrophic Equations for Barotropic and Simple Baroclinic Flows. *J. Meteor.*, **10**: 71-99.
- DOSWELL III, C.A. — 1977 — Obtaining Meteorologically Significant Surface Divergence Fields Through the Filtering Property of Objective Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **10**: 885-892.
- ESTOQUE, M.A. — 1956 — Prediction model for ciclone development integrated by Fjortoft's method. *J. Meteor.*, **13**: 195-202.
- ESTOQUE, M.A. — 1957 — Graphical integration of a two-level model. *J. Meteor.*, **14**: 38-42.
- FJORTOFT, R. — 1952 — On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. *Tellus*, **4**: 179-194.
- GLAHN, H.R. & LOWRY, D.A. — 1972 — An Operational Sub-synoptic Advection Model (SAM). *J. Appl. Meteor.*, **10**: 578-585.
- GODSKE, C.L., BERGERON, T., BJERKNES, J. & BUNDGARD, R.C. — 1957 — Dynamic Meteorology and Weather forecasting. American Meteorology Society and Carnegne Institution of Washington, 799 pp.
- HOLTON, J.R. — 1972 — An Introduction to Dynamic Meteorology. New York, Academic Press, 399 pp.
- LOWRY, D.A. — 1972 — Climatological relationship among precipitation water, thickness and precipitation. *J. Appl. Meteor.* **11**: 1326-1334.
- LOWRY, D.A. & DANIELSEN, F.F. — 1968 — Effects of Variable Instability in a 1000 mb graphical prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **96**: 86-97.
- MACHADO, L.A.T. — 1984 — Um modelo em escala subsinótica para previsão de tempo na região sudeste do Brasil: Estudo preliminares. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico da USP, 98 pp.
- REED, R.J. — 1957 — A graphical method for preparing 1000-milibar prognostic charts. *J. Meteor.* **14**: 65-70.
- REED, R.J. — 1958 — A graphical prediction model incorporating a form of nonadiabatic heating. *J. Meteor.*, **15**: 1-8.
- STANIFORTH, A.N. & MITCHELL, H.L. — 1977 — A Semi-Implicit finite-element Barotropic Model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**: 154-169.
- SUTCLIFFE, R.C. & FORSDYRE, A.G. — 1950 — The Theory and use of upper air thickness patterns in forecasting — *Quart. J.R. Meteor. Soc.* **76**: 189-216.
- WILLIAMSON, D.L. — 1979 — Difference approximations for fluid flow on a sphere. Numerical methods used in atmospheric model, Volume II. Garp Publications series: 53-103.