

1. Publicação nº <i>INPE-2547-RPE/421</i>	2. Versão	3. Data <i>Out., 1982</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DME</i>	Programa <i>MET. BÁSICA</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>PREVISÃO NUMÉRICA</i> <i>MODELO BAROCLÍNICO</i>			
7. C.D.U.: <i>551.511.61:551.509</i>			
8. Título <i>UM MODELO BAROCLÍNICO DE DUAS CAMADAS PARA USO EM PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO</i>		10. Páginas: <i>40</i>	
		11. Última página: <i>A.3</i>	
9. Autoria <i>Rosalvo Pinheiro dos Santos</i> <i>Yoshihiro Yamazaki</i> <i>Marco Antonio M. Lemes</i> <i>Prakki Satyamurty</i> <i>Sergio Henrique Franchito</i>		12. Revisada por  <i>José Paulo Bonatti</i>	
Assinatura responsável 		13. Autorizada por  <i>Nelson de Jesus Parada</i> Diretor	
14. Resumo/Notas <i>Discute-se um modelo baroclínico de área limitada e de equações primitivas. Essas são escritas na forma de fluxo em um sistema de coordenada σ para uma atmosfera modelo de duas camadas. Este é o primeiro modelo multinível a ser sistematicamente testado para inferir seu desempenho em prever situações meteorológicas de relevância para a América do Sul.</i>			
15. Observações			

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Nelson de Jesus Parada, Diretor do INPE, e ao Dr. Antonio Divino Moura, Chefe do Departamento de Meteorologia, pelo apoio recebido, e à Sra. Sueli Aparecida Freire Valentim Camargo Pinto e à Mirian Vicente pelos serviços de datilografia e montagem do trabalho.

À FINEP por ter possibilitado a realização do presente trabalho através do convênio CNPq/INPE/FINEP - B/54-81/042/00/00.

ABSTRACT

One primitive equation limited area baroclinic model is discussed in this report. The primitive equations, in the flux form, are written in σ coordinate for an atmosphere model of two layers. This is to be the first multilevel model to be tested systematically in order to determine its performance in forecasting meteorological situations of relevance to South America.

• •

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	<i>vii</i>
1 - <u>INTRODUÇÃO</u>	1
2 - <u>AS EQUAÇÕES GOVERNANTES</u>	2
3 - <u>DISCRETIZAÇÃO VERTICAL</u>	4
4 - <u>MARCHA EM TEMPO E A DISCRETIZAÇÃO TEMPORAL</u>	7
5 - <u>DOMÍNIO DE INTEGRAÇÃO E DIFERENÇAS FINITAS</u>	9
6 - <u>CONDIÇÕES DE CONTORNO LATERAIS</u>	12
7 - <u>RESULTADOS</u>	13
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	27
APÊNDICE A	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1 - Representação esquemática do modelo com respeito à vertical..	5
2 - Grade horizontal e distribuição das variáveis.....	10
3a - Campo de pressão à superfície subtraída de 100 mb para 0 hora	17
3b - Campo de pressão à superfície prevista para 12 horas subtraída de 100 mb.....	18
3c - Campo de pressão à superfície prevista para 24 horas subtraída de 100 mb.....	19
4a - Campo de temperatura no nível 1 para 0 hora (em °C).....	20
4b - Campo de temperatura no nível 1 para 12 horas (em °C).....	21
4c - Campo de temperatura no nível 1 para 24 horas (em °C).....	22
5a - Campo de temperatura no nível 2 para 0 hora (em °C).....	23
5b - Campo de temperatura no nível 2 para 12 horas (em °C).....	24
5c - Campo de temperatura no nível 2 para 24 horas (em °C).....	25
6 - Campo da velocidade vertical no sistema de coordenada σ (em 10^3 s^{-1}).....	26
7 - Campo da velocidade vertical ω (em $10^{-2} \text{ mb s}^{-1}$).....	27

1 - INTRODUÇÃO

Os primeiros modelos numéricos de uso específico em previsão de tempo foram modelos de extrema simplicidade em termos de formulação física e programação. Modelos barotrópicos, onde a atmosfera é representada por um único nível no qual a vorticidade potencial absoluta $q = (\zeta + f)/h$ (ζ é a vorticidade relativa, f é o parâmetro de Coriolis e h a espessura da atmosfera) é conservada, são modelos que não obstante toda a simplificação envolvida, encontram ainda uso em previsão numérica de tempo (PNT) e em estudos teóricos.

Dentro dos planos de implantação de PNT no Departamento de Meteorologia do INPE/CNPq, Satyamurti et alii (1974) desenvolveram um primeiro modelo barotrópico, não-divergente e de equações filtradas, o que o tornava inadequado para regiões tropicais. Essa restrição foi removida quando Lemes et alii (1978) elaboraram um novo modelo, também barotrópico, porém baseado nas equações primitivas (equações da água rasa) de validade mais abrangente.

Além do uso em PNT, esse modelo barotrópico foi utilizado como ferramenta em dois estudos teóricos. Assim, Satyamurti et alii (1980) concluíram um estudo de simulação dos efeitos das Cordilheiras dos Andes no escoamento superior sobre a América do Sul, evidenciando a existência de um cavado de origem topográfica, semipermanente na região sudeste do Brasil, em excelente concordância com as observações. Um estudo sobre a dinâmica de situações de bloqueio de natureza orogrãfica por Moura e Kagano (1980) também foi realizado com o referido modelo.

Por outro lado, se modelos barotrópicos prestam-se bem para prever, a curto prazo, deslocamentos de sistemas de ar superior, apresentam-se totalmente incapazes de prever evoluções onde ocorre intensificação. Por exemplo, entidades como frentes e ondas frontais, ciclones tropicais e extratropicais têm seus desenvolvimento e deslocamento essencialmente dependentes da estrutura vertical. Portanto, modelos onde a estrutura vertical, ou termodinâmica é resolvida são modelos altamente necessários e desejados.

O modelo descrito neste relatório é o primeiro modelo multivariável desenvolvido no DME-INPE/CNPq. Este foi construído considerando-se as facilidades de computação disponíveis e a possibilidade de ser usado, experimentalmente, em uma série intensiva de testes de validação com dados reais, tornando-o assim adequado para o propósito específico de previsão numérica regional sobre áreas limitadas, de curto prazo (até 36 horas) em tempo real.

2 - AS EQUAÇÕES GOVERNANTES

A coordenada vertical usada nesse modelo de equações primitivas é uma versão modificada da coordenada σ de Phillips (1957). A atmosfera no modelo é confinada na direção vertical entre um nível isobárico p_T constante (no caso $p_T = 100$ mb) e a superfície da Terra. A coordenada vertical é então definida por:

$$\sigma = \frac{p - p_T}{\pi} \quad (1)$$

onde p é a pressão, e $\pi = p_S - p_T$, sendo p_S a pressão à superfície que pode variar com as coordenadas horizontais e o tempo.

O emprego de coordenada σ torna bastante simples o procedimento computacional de incorporar uma topografia ao modelo, em particular na especificação de condições de contorno na superfície da Terra, pois essa é identificada por $\sigma = 1$.

As equações do modelo, ou sejam, as equações primitivas na forma de fluxo, são escritas com referência a um sistema de coordenadas esféricas, sendo λ a longitude e ψ a latitude. A derivação dessas equações em coordenadas σ pode ser encontrada na maioria dos livros textos de Meteorologia Dinâmica, por exemplo, em Holton (1972), Haltiner (1971), mas um excelente material é didaticamente apresentado em Chang (1977) que contém essas equações em coordenadas (horizontais) curvilíneas ortogonais. Por essa razão, elas são, neste trabalho, apenas citadas.

Equação do Movimento (Componente Zonal)

$$(\pi u)_t = - \left\{ (\pi u u)_x + (\pi v u)_y + (\pi \dot{\sigma} u)_\sigma - f \pi v - \frac{2v \pi u \tan \psi}{a} + \right. \\ \left. + \pi (\phi_x + v \alpha \pi_x) \right\} + \pi F_\lambda \quad (2)$$

Equação do Movimento (Componente Meridional)

$$(\pi v)_t = - \left\{ (\pi u v)_x + (\pi v v)_y + (\pi \dot{\sigma} v)_\sigma + f \pi u + \frac{(u \pi u - v \pi v) \tan \psi}{a} + \right. \\ \left. + \pi (\phi_y + \sigma \alpha \pi_y) \right\} + \pi F_\psi \quad (3)$$

Equação da Termodinâmica

$$(\pi c_p T)_t = - \left\{ (\pi u c_p T)_x + (\pi v c_p T)_y + \left(\frac{p}{p_0}\right)^\kappa (\pi \dot{\sigma} c_p \theta)_\sigma - \frac{\pi v c_p T \tan \psi}{a} - \right. \\ \left. - \pi \alpha \sigma (\pi_t + u \pi_x + v \pi_y) \right\} + \pi \dot{Q} \quad (4)$$

Equação da Continuidade

$$\pi_t = - \left\{ (\pi u)_x + (\pi v)_y - \frac{\pi v \tan \psi}{a} + (\pi \dot{\sigma})_\sigma \right\} \quad (5)$$

onde u e v são, respectivamente, as componentes λ e ψ do vetor (horizontal) \vec{V} ; ϕ , o geopotencial; α , o volume específico; f , o parâmetro de

Coriolis; θ , a temperatura potencial; p_0 , o nível de referência de pressão (1000 mb), e $\kappa = R/c_p = 0.287$. $F = (F_\psi, F_\lambda)$ e \dot{Q} são os termos fontes de quantidade de movimento e de calor. $\dot{\sigma} = \frac{D\sigma}{Dt}$ desempenha o papel de velocidade vertical no sistema σ e está relacionada com a velocidade $\omega = Dp/Dt$ (sistema p). Deve-se notar que $\partial x = a \cos\psi \partial \lambda$ e $\partial y = a \partial \psi$, com a igual ao raio médio da Terra. Os subíndices indicam, abreviadamente, as várias derivadas parciais envolvidas.

Com F e \dot{Q} expressos em termos de variáveis mensuráveis do modelo, o conjunto de Equações 2 a 5, mais a equação do gás perfeito e a expressão de definição de temperatura potencial, torna-se fechado e, com condições de fronteiras apropriadas pode ser usado para prever a evolução de um estado atmosférico conhecido em algum instante t_0 de tempo.

As condições de fronteiras laterais são discutidas em maiores detalhes na seção 4, juntamente com a discretização horizontal das equações do modelo. Quanto às condições de fronteiras na base ($\sigma=1$) e no topo ($\sigma=0$) do modelo, adotou-se:

$$(\pi \dot{\sigma}) = 0 \quad \text{para } \sigma = 0 \text{ e } \sigma = 1 \quad (6)$$

ou, em palavras, as superfícies $\sigma = 0$ e $\sigma = 1$ são materiais e, portanto, não deve haver fluxo de massa através delas.

3 - DISCRETIZAÇÃO VERTICAL

A Figura 1 mostra superfícies de σ constante em uma seção vertical. A atmosfera no modelo é representada por duas camadas, com níveis representativos em $\sigma = 0.75$ e $\sigma = 0.25$ e a interface por $\sigma = 0.5$.

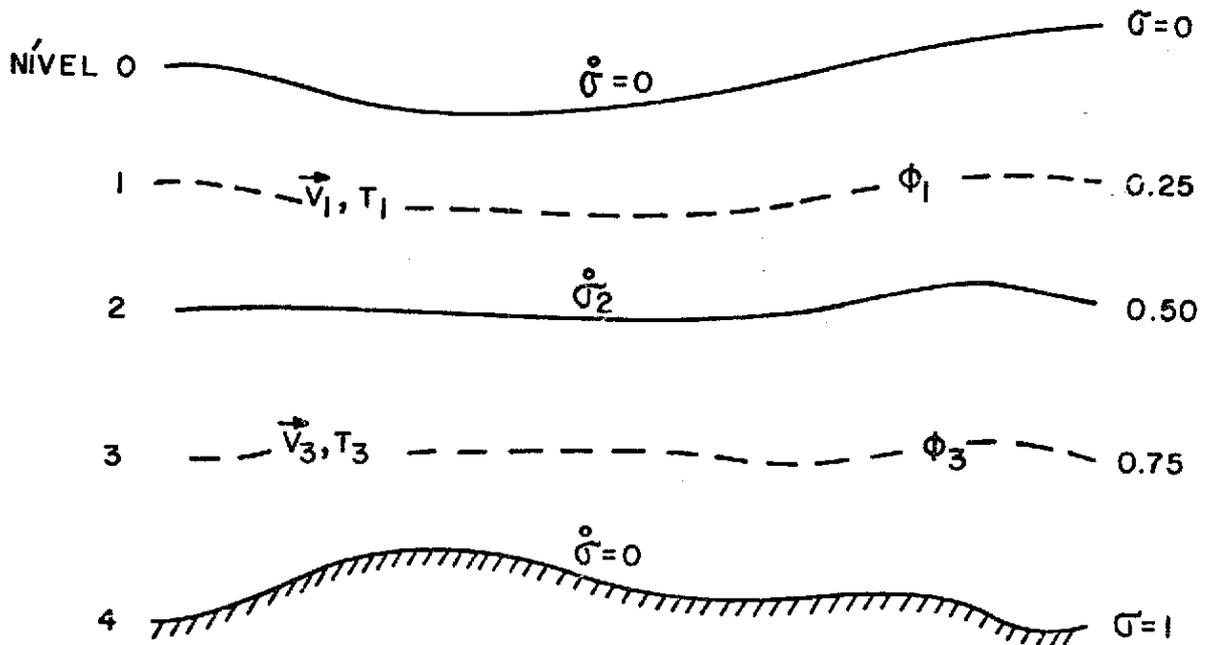


Fig. 1 - Representação esquemática do modelo com respeito à vertical.

A Equação 5 é usada para dois propósitos, ou seja, os cálculos dos campos de movimento vertical $\dot{\sigma}$, no nível 2 ($\sigma=0.5$), e o de tendência de pressão à superfície π_t . A aplicação dessa equação nos níveis 1 e 3, já aproximando-se a derivada vertical por diferenças centradas, resulta respectivamente em:

$$\pi_t = - \nabla \cdot (\pi \vec{V}_1) - 2\pi\dot{\sigma}_2$$

$$\pi_t = - \nabla \cdot (\pi \vec{V}_3) + 2\pi\dot{\sigma}_2$$

Somando-se e subtraindo-se essas duas equações tem-se respectivamente as equações desejadas:

$$\pi_t = - \frac{1}{2} \nabla \cdot \pi (\vec{V}_1 + \vec{V}_3) \quad (7)$$

$$\dot{\sigma} = - \frac{1}{2} \nabla \cdot \pi (\vec{V}_1 - \vec{V}_3) \quad (8)$$

Os campos de geopotencial nos níveis 1 e 3, exigidos nos cálculos do lado direito das equações prognósticas, são determinados diagnosticamente a partir da equação hidrostática integrada verticalmente. Detalhes desse procedimento podem ser encontrados no Apêndice A do trabalho, e por ora é suficiente escrever para os campos de geopotencial ϕ_1 e ϕ_3 as expressões:

$$\phi_1 = \phi_4 + \frac{1}{2} c_p \theta_2 (P_3 - P_1) + \frac{\pi}{2} (\sigma_3 \alpha_3 + \sigma_1 \alpha_1) \quad (9)$$

$$\phi_3 = \phi_4 - \frac{1}{2} c_p \theta_2 (P_3 - P_1) + \frac{\pi}{2} (\sigma_3 \alpha_3 + \sigma_1 \alpha_1) \quad (10)$$

onde $\phi_4 = gh_B$ é o geopotencial da superfície da Terra (g é a aceleração da gravidade e h_B a Topografia); $P_k = (P_k/1000)^k$, $k = 1$ e 3 ; e θ_2 a temperatura potencial do nível 2. Na versão presente, θ_2 é dado pela média aritmética entre θ_1 e θ_3 , procedimento esse que garante, na diferenciação finita vertical, a conservação de θ^2 se o domínio horizontal do modelo for global, como mostrado em Arakawa (1972).

Como indicado na Figura 1, as equações do movimento e da termodinâmica são aplicadas aos níveis 1 e 3. Já introduzindo a discretização vertical (também diferenças centradas), as equações do modelo tornam-se:

Equação do Movimento (Componente Zonal)

$$(\pi u_k)_t = - \left\{ (\pi u_k u_k)_x + (\pi v_k u_k)_y - \frac{2\pi u_k v_k \tan \psi}{a} \pm \dot{S}_2 \left(\frac{u_1 + u_3}{2} \right) - \right. \\ \left. - f\pi v_k + \pi \phi_{kx} + \pi \sigma_k \frac{RT_k}{P_k} \pi_x \right\} + \pi F_{k\lambda} \quad (11)$$

Equação do Movimento (Componente Meridional)

$$(\pi v_k)_t = - \left\{ (\pi u_k v_k)_x + (\pi v_k v_k)_y - \frac{(\pi v_k v_k - \pi u_k u_k) \tan \psi}{a} \pm \dot{S}_2 \frac{(v_1 + v_3)}{2} + \right. \\
 \left. + f \pi u_k + \pi \phi_{ky} + \pi \sigma_k \frac{RT_k}{p_k} \pi_y \right\} + \pi F_{\psi 1} \quad (12)$$

Equação da Termodinâmica

$$(\pi c_p T_k)_t = - \left\{ (\pi u_k c_p T_k)_x + (\pi v_k c_p T_k)_y - \frac{\pi v_k c_p T_k \tan \psi}{a} \pm \dot{S}_2 p_k c_p \theta_2 \right\} + \\
 + \pi \sigma_k \frac{RT_k}{p_k} (\pi_t + u_k \pi_x + v_k \pi_y) + \pi \dot{Q}_2 \quad (13)$$

onde para o nível 1 ($k = 1$) vale o sinal positivo e para o nível 2 ($k = 2$), o sinal negativo. Para evitar confusão, os subíndices x , y , e t referem-se a derivadas com respeito às coordenadas x , y e t , respectivamente, e c_p é o calor específico a pressão constante.

Na primeira versão do modelo, foram omitidas quaisquer parametrizações do fenômenos de subescala, i. e., \tilde{F} e \dot{Q}_3 foram considerados nulos.

4 - MARCHA EM TEMPO E A DISCRETIZAÇÃO TEMPORAL

As sete variáveis u_k , v_k , T_k e π , $k = 1$ e 3 , têm sua evolução temporal governada pelas Equações 11, 12, 13 e 7, respectivamente. As três outras variáveis necessárias para calcular todas as tendências são $\dot{\sigma}_2$, ϕ_1 e ϕ_3 , que são obtidas diagnosticamente, usando-se as Equações 8, 9 e 10, respectivamente.

Dados de entrada para o modelo incluem os campos de ventos (\vec{V}_1 e \vec{V}_3) e temperatura (T_1 e T_3) nos n \bar{v} eis isob \bar{a} ricos de 300 e 700 mb, e o de press \bar{a} o π na superf \bar{a} cie (π). Em adi \bar{c} o, \bar{e} necess \bar{a} rio tamb \bar{e} m o campo de temperatura na superf \bar{a} cie (T_s) que ser \bar{a} usado na redu \bar{c} o da press \bar{a} o ao n \bar{v} el do mar para a altitude da esta \bar{c} o (h_B), para se ter a coordenada σ , como dada pela Equa \bar{c} o 1.

Assim se p_m \bar{e} a press \bar{a} o reduzida ao n \bar{v} el do mar, a press \bar{a} o na esta \bar{c} o \bar{e} "recuperada" atrav \bar{e} s de

$$p = p_m \left(\frac{T_s}{T_s - \gamma h_B} \right)^{\frac{g}{R\gamma}}$$

onde $\gamma = -\frac{1}{2} \frac{g}{c_p}$, isto \bar{e} , a metade da taxa de varia \bar{c} o vertical de temperatura adiab \bar{a} tica seca.

Todas essas vari \bar{a} veis s \bar{a} o, no presente, consideradas especificadas nos n \bar{v} os de uma grade. A determina \bar{c} o das vari \bar{a} veis nesses pontos a partir de seus valores nas esta \bar{c} oes de observa \bar{c} o \bar{e} feita com o programa de computador GRADE adaptado por Fortune (1980) e ser \bar{a} devidamente documentada em futuros relat \bar{o} rios t \bar{e} cnicos.

Ap \bar{o} s a leitura desses campos, esses s \bar{a} o interpolados (ou extrapolados) dessas superf \bar{a} cies isob \bar{a} ricas para superf \bar{a} cies de σ constante, usando-se f \bar{o} rmla de interpola \bar{c} o, no espa \bar{c} o p^k . Essas f \bar{o} rmlas, apresentadas no Ap \bar{e} ndice B, s \bar{a} o as mesmas usadas para a constru \bar{c} o desses campos em superf \bar{a} cies isob \bar{a} ricas arbitr \bar{a} rias, no caso os n \bar{v} eis isob \bar{a} ricos padr \bar{o} es onde as vari \bar{a} veis meteorol \bar{o} gicas s \bar{a} o convencionalmente mostradas.

O p \bar{r} oximo passo \bar{e} a obten \bar{c} o de π_t (Equa \bar{c} o 7), \dot{S}_2 (Equa \bar{c} o 8) e ϕ_1 e ϕ_3 (Equa \bar{c} oes 9 e 10), completando assim a lista de vari \bar{a} veis que devem ser fornecidas ou constru \bar{a} das em um n \bar{v} el de tempo t_0 , para permitir o c \bar{a} lculo das tend \bar{e} ncias de todas as sete vari \bar{a} veis prog

nósticas. Uma vez calculadas essas tendências um esquema de diferenças finitas em tempo, citado a seguir, é usado para gerar valores futuros, i.e., em $t = t_0 + \Delta t$, de \vec{V}_k e T_k , ($k=1$ e 3) em $\sigma = \sigma_1$ e σ_3 e de π em $\sigma = 1$. Com isso fecha-se um ciclo da marcha em tempo, e o procedimento é repetido tantas vezes quanto necessário para cobrir o período desejado da previsão.

Finalmente, a integração em tempo dessas equações prognósticas é, na versão presente, feita usando-se o esquema preditivo-corretivo de "Matsumo" ou "Euler-backward".

Ilustrando genericamente esse esquema para N equações prognósticas do tipo

$$\frac{\partial f_j}{\partial t} = F(f_1, f_2, \dots, f_j, \dots, f_N)$$

têm-se as duas etapas que perfazem o avanço de um incremento de tempo Δt , ou seja:

$$f_j^* = f_j^{(n)} + \Delta t * F(f_1^{(n)}, f_2^{(n)}, \dots, f_j^{(n)}, \dots, f_N^{(n)})$$

$$f_j^{(n+1)} = f_j^{(n)} + \Delta t * F(f_1^*, f_2^*, \dots, f_j^*, \dots, f_N^*)$$

para $j=1,2,\dots,N$, os sobreíndices referem-se aos níveis discretizados de tempo; o sinal * indica valores temporários.

5 - DOMÍNIO DE INTEGRAÇÃO E DIFERENÇAS FINITAS

A área de integração do modelo é uma grade esférica com espaçamento angular uniforme em latitude e longitude de 2.5^0 , cujas superfícies horizontais são identificadas por (i,j) com $IMB \leq i \leq IMT$ e $JB \leq j \leq JT$. Os limites inferiores (IMB e JB) aparecem assim na codificação FORTRAN do modelo para facilitar os eventuais translados e modificações no tamanho da grade. O ponto (IMB, JB) corresponde ao ponto mais inferior e a esquerda da grade, como mostrado na Figura 2.

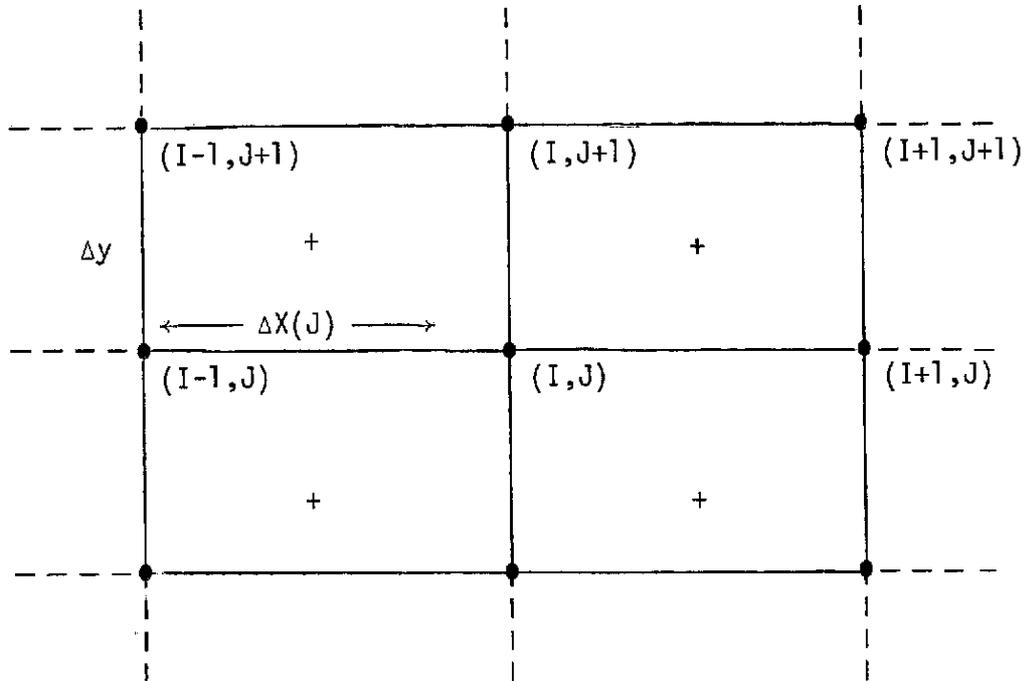


Fig. 2 - Grade horizontal e distribuição das variáveis.

Uma variável genérica $f(x, y, \sigma, t)$, quando discretizada, é definida somente em pontos $i\Delta x, j\Delta y, m\Delta\sigma$ para instantes $n\Delta t$, onde i, j, k e n são inteiros positivos, e será representada por:

$$f_{i,j,k}^{(n)} = f(i\Delta x, j\Delta y, m\Delta\sigma, n\Delta t)$$

Adotou-se uma notação compacta e conveniente para representar as equações de diferenças finitas, que é facilmente entendida através dos exemplos:

$$f_y = \frac{f_{i,j+1,k} - f_{i,j,k}}{\Delta y} \equiv \frac{f_{j+1} - f_j}{\Delta y} \quad (\text{derivação com respeito a } y)$$

$$\bar{f}^y = \frac{f_{i,j+1,k} + f_{i,j,k}}{2} \equiv \frac{f_{j+1} + f_j}{2} \quad (\text{média com respeito a } y)$$

Nota-se que, por questão de brevidade, os outros índices são omitidos sem qualquer perda de clareza. No caso de mais de um índice, subentende-se por exemplo:

$$f_{xy} = (f_x)_y$$

$$\bar{f}^{xy} = (\bar{f}^x)_y$$

Usando-se essa notação, as equações de diferenças finitas, não explicitando a discretização temporal, são:

$$\pi_t = -\frac{1}{2} \left[(\bar{u}_1^* + \bar{u}_3^*)_x^y + (\bar{v}_1^* + \bar{v}_3^*)_y^x - \frac{(\bar{v}_1^* + \bar{v}_3^*)_x^y \tan \psi}{a} \right] \quad (14)$$

$$\dot{S}_2 = -\frac{1}{2} \left[(\bar{u}_1^* - \bar{u}_3^*)_x^y + (\bar{v}_1^* - \bar{v}_3^*)_y^x - \frac{(\bar{v}_1^* - \bar{v}_3^*)_x^y \tan \psi}{a} \right] \quad (15)$$

$$u_{kt}^* = - \left\{ (\bar{u}_k^* \bar{u}_k^*)_x^y + (\bar{u}_k^* \bar{v}_k^*)_y^x - \frac{2 (\bar{u}_k^* \bar{v}_k^*)_x^y \tan \psi}{a} \pm \dot{S}_2 \frac{(\bar{u}_1^* + \bar{u}_3^*)_x^y}{2} - f \frac{\bar{v}_k^*_x^y}{\bar{v}_k^*_x^y} + \frac{\bar{v}_k^*_x^y}{\bar{v}_k^*_x^y} \phi_{kx} + R \sigma_k \left[\frac{\pi T_k}{p_k} \right] \pi_x \right\} \quad (16)$$

$$v_{kt}^* = - \left\{ \begin{aligned} & \left(\overline{v_k^* u_k^*} \right)_x^y + \left(\overline{v_k^* v_k^*} \right)_y^x - \frac{\overline{v_k^* v_k^* - u_k^* u_k^*} \tan \psi}{a} \pm \\ & \pm \dot{S}_2 \left[\left(\frac{v_1 + v_3}{2} \right)^{xy} + f \overline{u_k^*}^{xy} + \overline{\pi}_{\phi_{ky}}^x + R \sigma_k \left(\frac{\pi T_k}{p_k} \right)^y \right] \pi_y \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

$$(c_p T_k^*)_t = - \left\{ \begin{aligned} & \left(\overline{c_p u_k^* T_k^*} \right)_x^y + \left(\overline{c_p v_k^* T_k^*} \right)_y^x - \frac{\overline{c_p v_k^* T_k^*} \tan \psi}{a} \pm \\ & \pm \overline{p_k}^{xy} \dot{S}_2 \theta_2 + \frac{\sigma_k R}{c_p} \left[\left(\frac{T_k^*}{p_k} \right)^{xy} \pi_t + \left(\frac{T_k u_k^*}{p_k} \right)^x \pi_x + \left(\frac{T_k v_k^*}{p_k} \right)^y \pi_y \right] \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

6 - CONDIÇÕES DE CONTORNO LATERAIS

O presente modelo foi desenvolvido considerando-se um eventual uso operacional em previsões meteorológicas para o continente sul-americano. Portanto, deseja-se que se tenha a maior resolução possível e essa é ditada pela disponibilidade de dados coletados em tempo hábil e de computadores eletrônicos. Devido à falta de continentalidade da América do Sul e dentro das circunstâncias atuais, somente modelos de área limitada podem servir satisfatoriamente a esse propósito operacional.

Certamente, o problema mais crítico aqui enfrentado é o da formulação das condições de contorno apropriadas para a integração numérica do modelo sobre uma área delimitada. O desempenho do modelo depende da atmosfera como um todo e isso deve-se refletir não em suas condições de fronteiras, ou seja, essas devem ser especificadas de modo a corresponder somente a informações que representam a influência do exterior sobre o domínio limitado.

Desse modo, a dificuldade em prescrever as condições de contorno para um modelo de área finita decorre do não-conhecimento do estado da atmosfera fora da região de integração e da imposição que essas condições venham afetar, durante o período da integração, o menos possível as soluções numéricas no interior da grade. Esse problema tem sido bastante estudado em diversos modelos, como mostrado em Shapiro (1970), Wurtele (1961) e Orlansky (1976).

Testes com diferentes condições de contorno, para o modelo baroclínico aqui considerado, estão sendo conduzidos e deverão ser devidamente documentados posteriormente. Por exemplo, foram usados os esquemas de condição radiacional (como em Orlansky, 1976), de extrapolação das variáveis para os contornos (inflow outflow boundary conditions), e aplicação de filtros suavizadores ao longo de contornos entendidos, entre outros.

Para o propósito do presente relatório técnico, é suficiente mencionar que, deste conjunto testado de condições de contorno, melhores resultados foram obtidos com condições cíclicas na direção leste-oeste, enquanto condições de fluxo nulo foram adotadas para as fronteiras norte e sul. Nesses contornos, os gradientes normais de u , π e T também foram feitos nulos. Mais testes com dados reais e um estudo sistemático da influência das condições de contorno deverão ser realizados, objetivando a escolha final e a propagação de erros destas condições, no caso específico de integrações numéricas de curto prazo.

7 - RESULTADOS

Devido à necessidade de fazer testes com dados reais e posteriores verificações dos resultados, de uma maneira exaustiva, para conhecer o desempenho do modelo perante as várias situações meteorológicas de interesse (frontogêneses, propagação de frentes, ciclogêne

ses, etc.) foi decidido documentar essa fase em uma segunda parte deste trabalho. Esses experimentos de previsão serão feitos com dados do Hemisfério Sul e tentarão determinar o impacto do uso de informação fornecidas pelos satélites meteorológicos como uma solução parcial ao problema da deficiência de observações convencionais. Nessa segunda parte, como já mencionado, deverão ser incluídos experimentos de sensibilidade do modelo com respeito às várias condições de contorno.

Para ilustrar alguns resultados preliminares realizados, com o intuito de testar a estabilidade numérica dos esquemas usados na integração do modelo, uma sequência de resultados é apresentada. Como entrada do modelo foram usados dados iniciais de pressão de superfície, temperatura e vento nos níveis de 700 e 300 mb para o dia 01/03/71- 12 TMG, sobre a América do Norte devido a uma razão de conveniência.

As Figuras 3 (a,b,c) mostram a evolução do campo da variável PI (pressão à superfície subtraída de 100 mb e não reduzida ao nível do mar); as Figuras 4 (a,b,c) e 5 (a,b,c), os campos de temperatura (nos dois níveis sigma do modelo); a Figura 6, o campo da velocidade vertical do sistema sigma; e a Figura 7, o campo de omega.

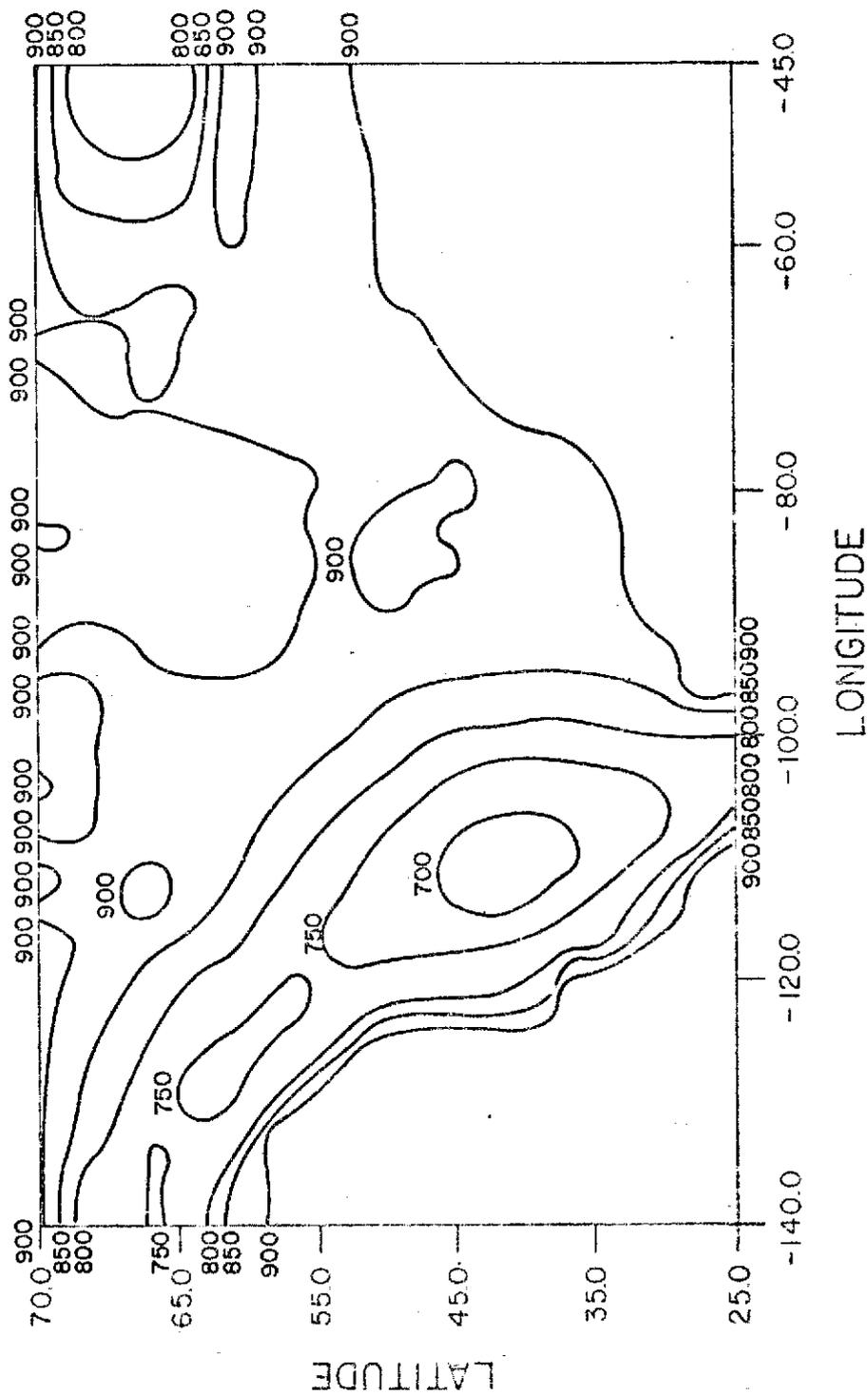


Fig. 3a - Campo de pressão à superfície subtraída de 100 mb para 0 hora.

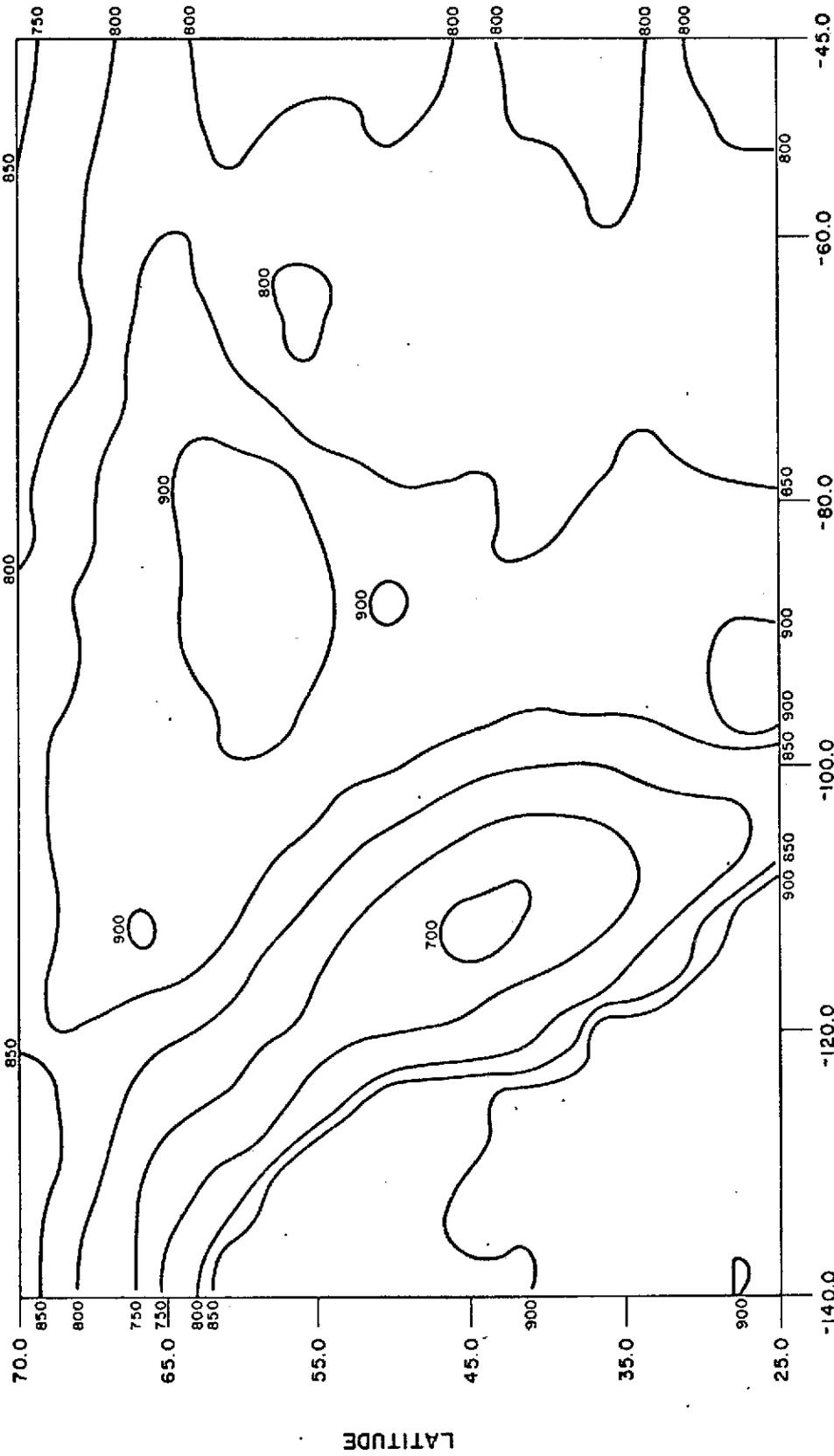


Fig. 3c - Campo de pressão à superfície prevista para 24 horas subtraída de 100 mb.

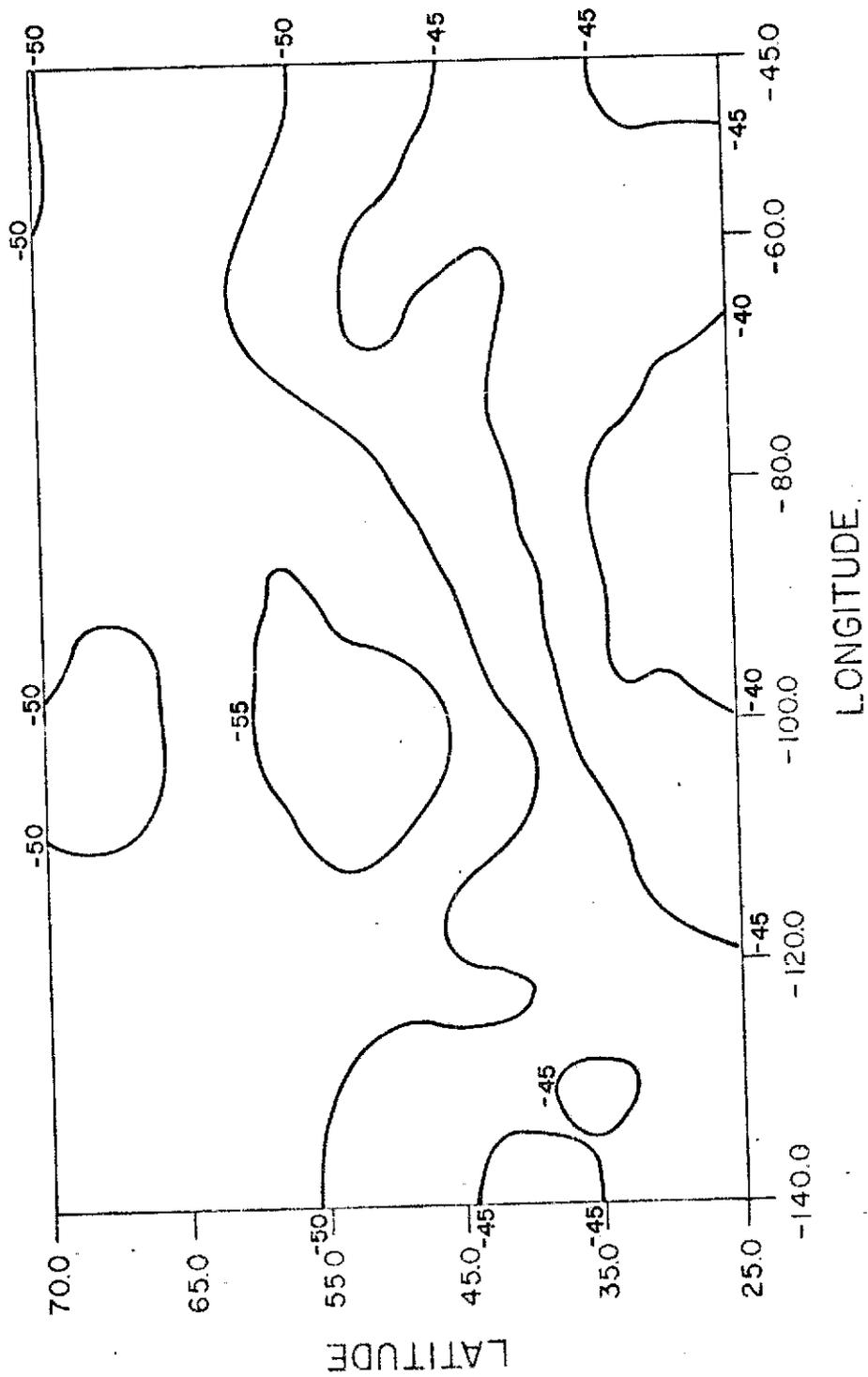


Fig. 4a - Campo de temperatura no nível 1 para 0 hora (em °C).

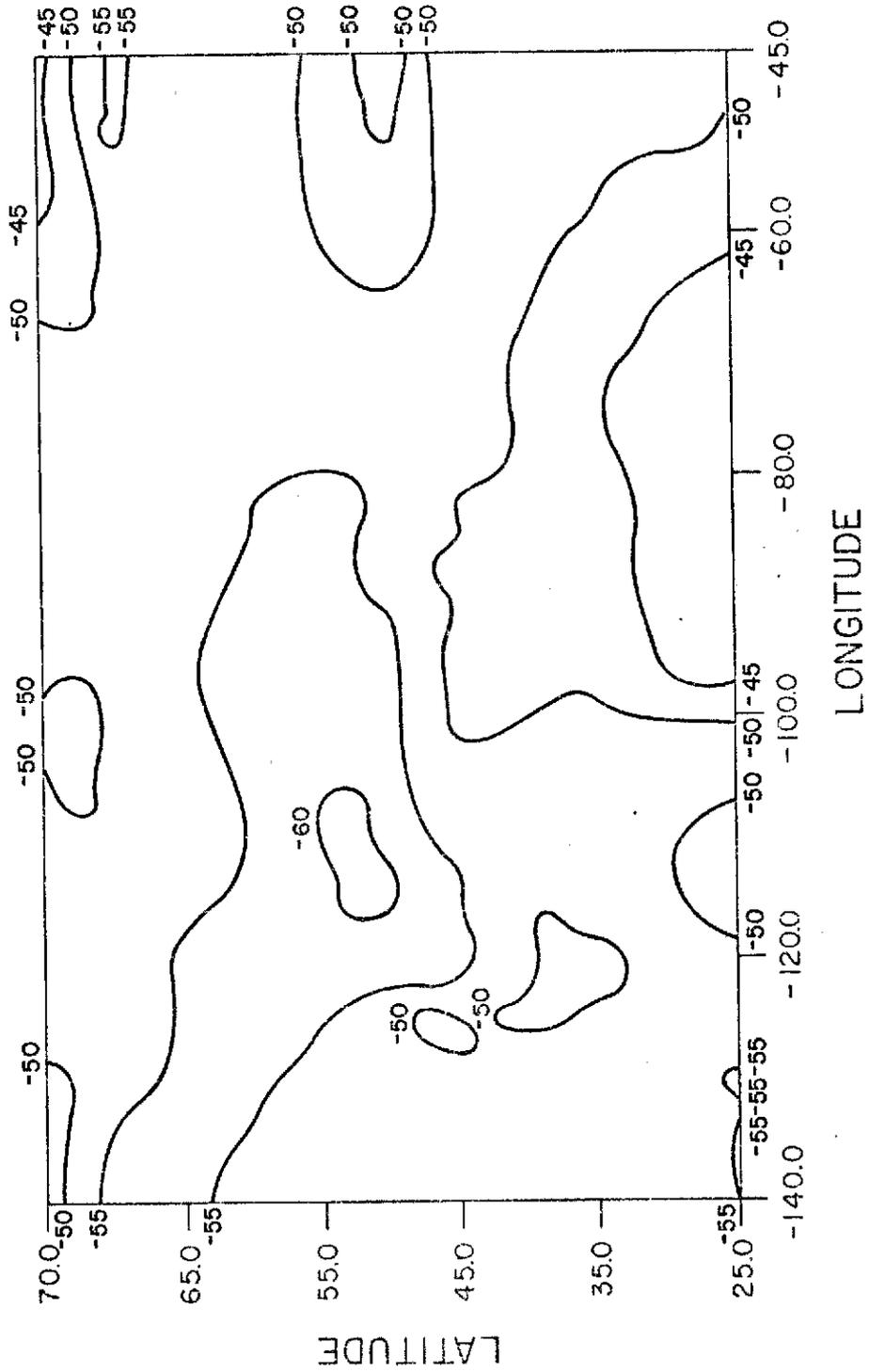


Fig. 4b - Campo de temperatura no nível 1 para 12 horas (em °C).

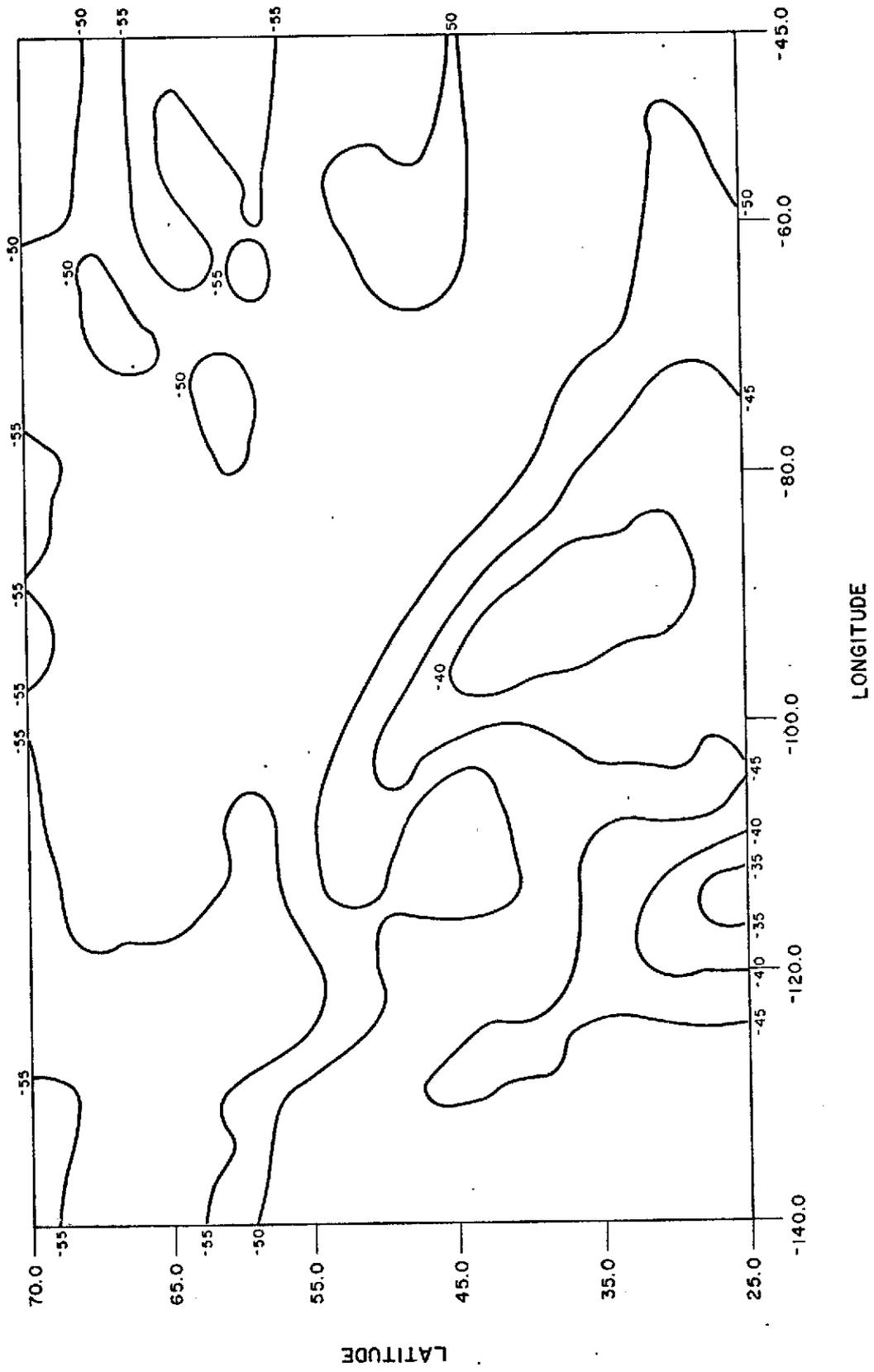


Fig. 4c - Campo de temperatura no nível 1 para 24 horas (em °C).

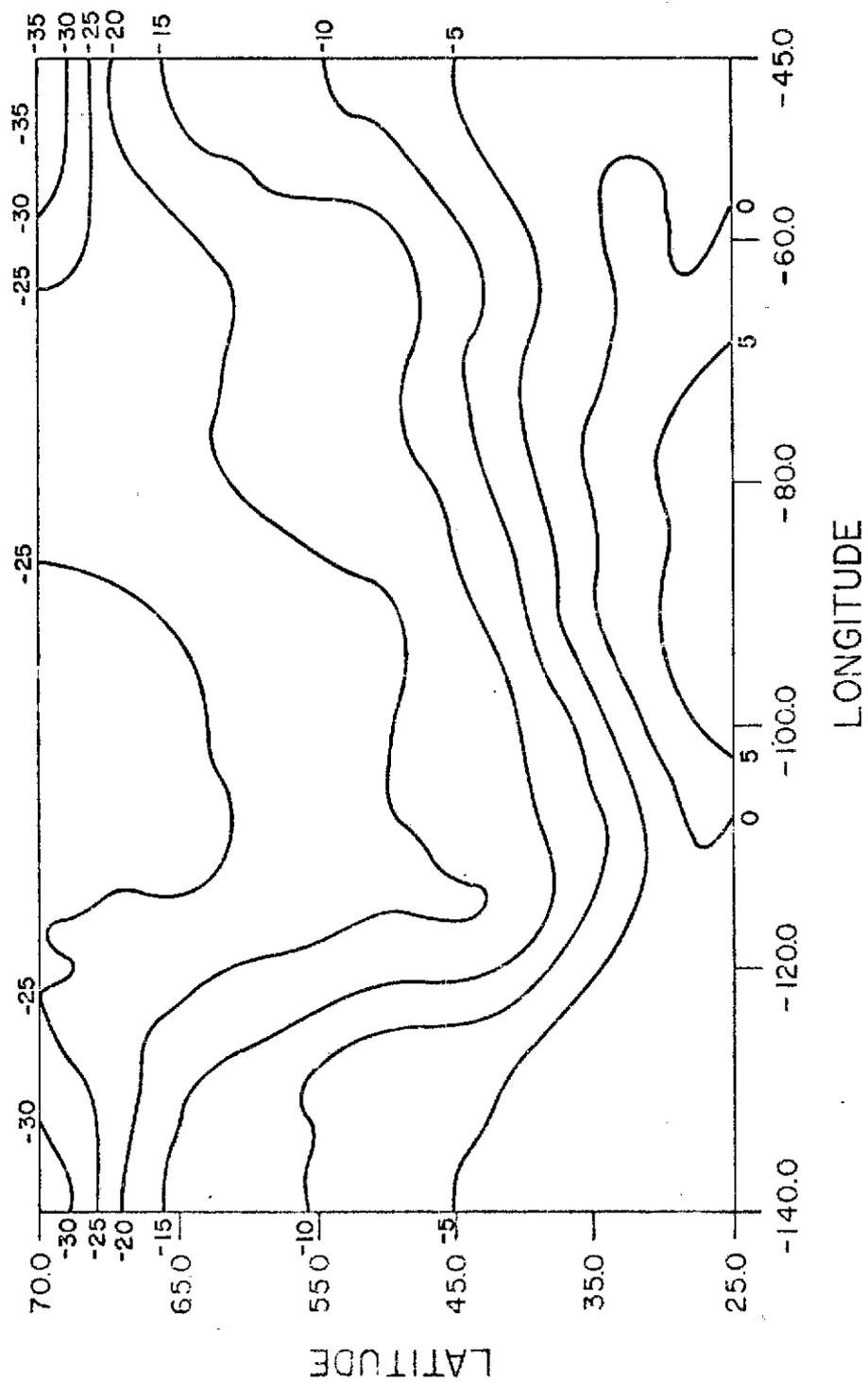


Fig. 5a - Campo de temperatura no nível 2 para 0 hora (em °C).

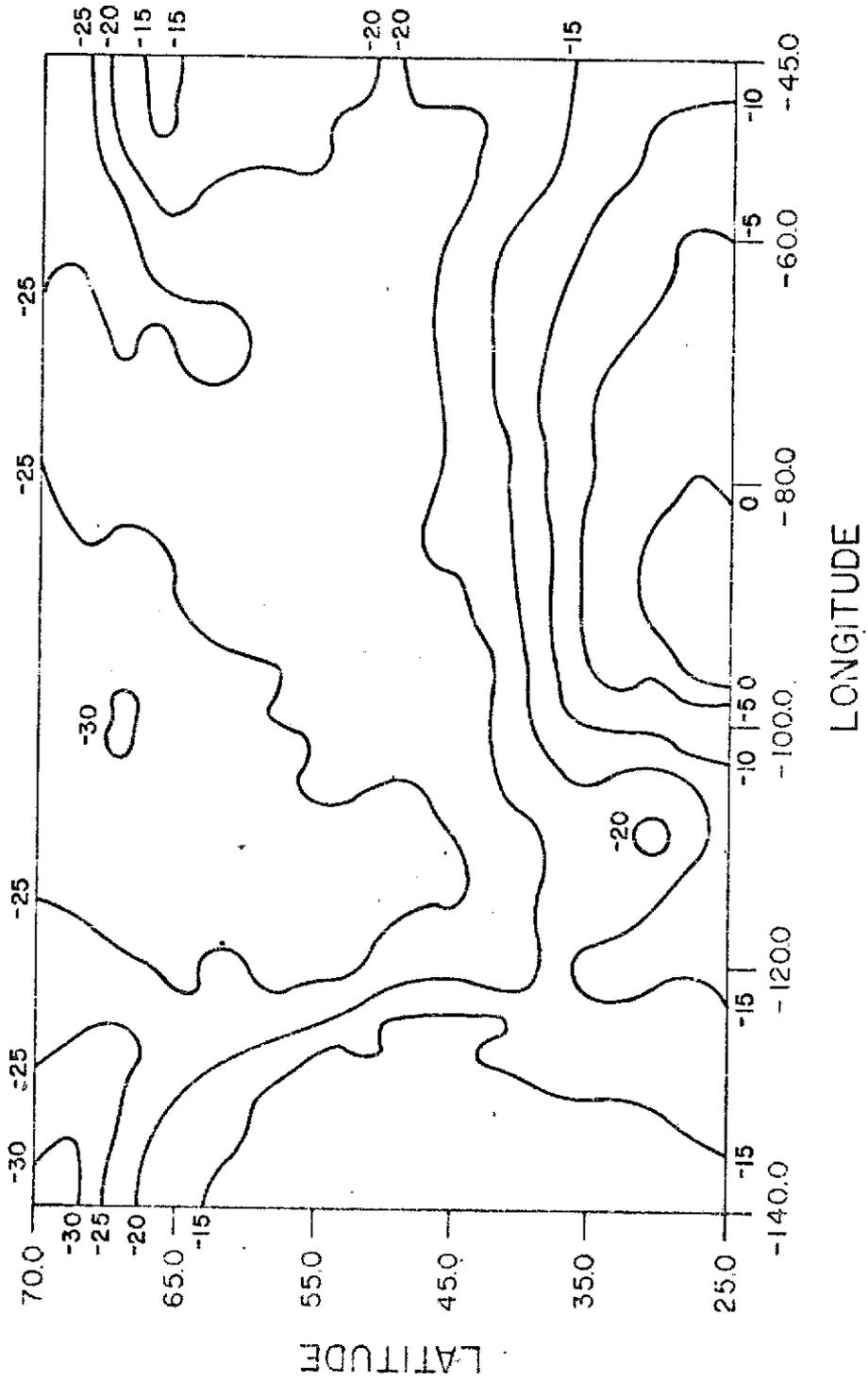


Fig. 5b - Campo de temperatura no nível 2 para 12 horas (em °C).

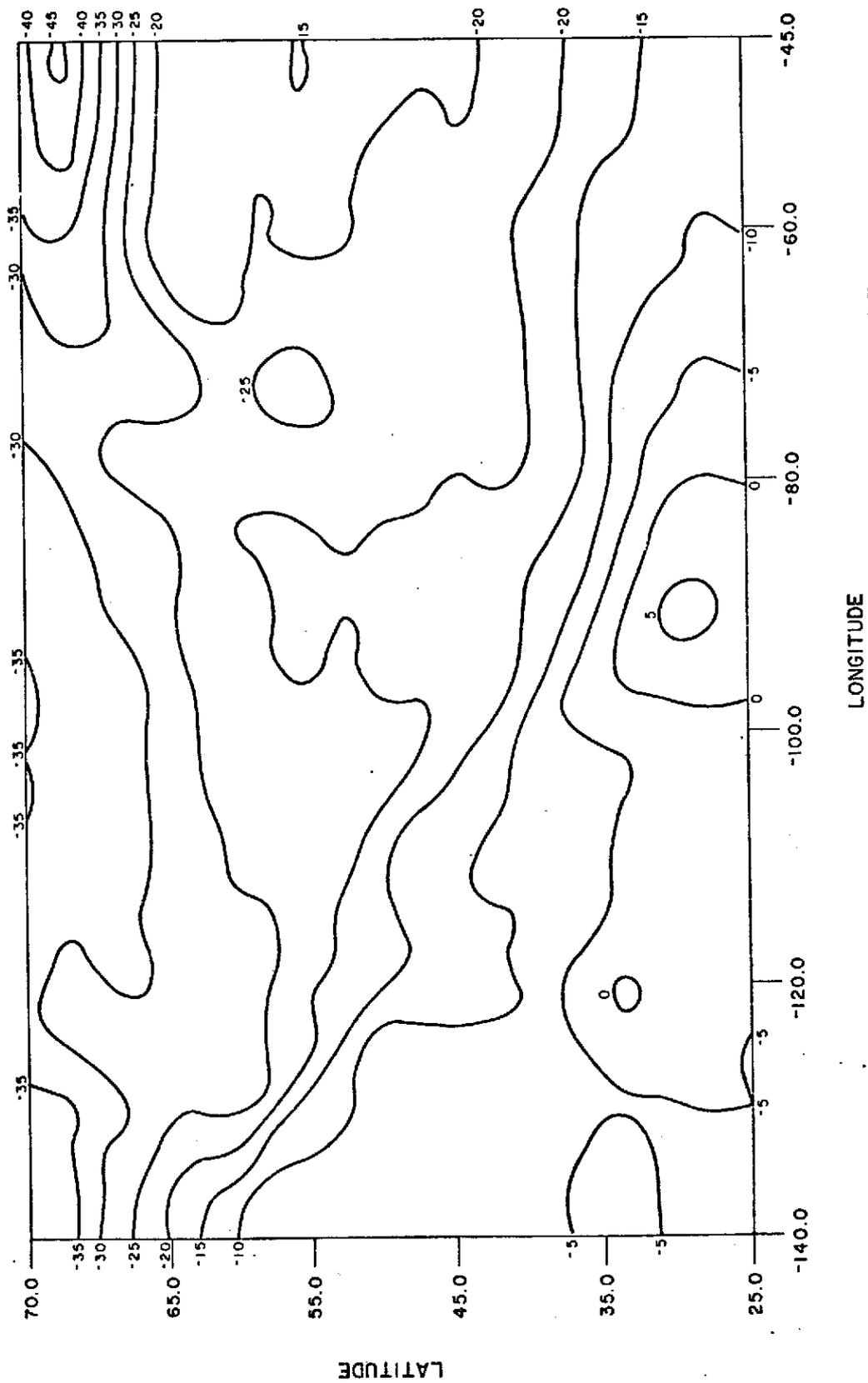


Fig. 5c - Campo de temperatura no nível 2 para 24 horas (em °C).

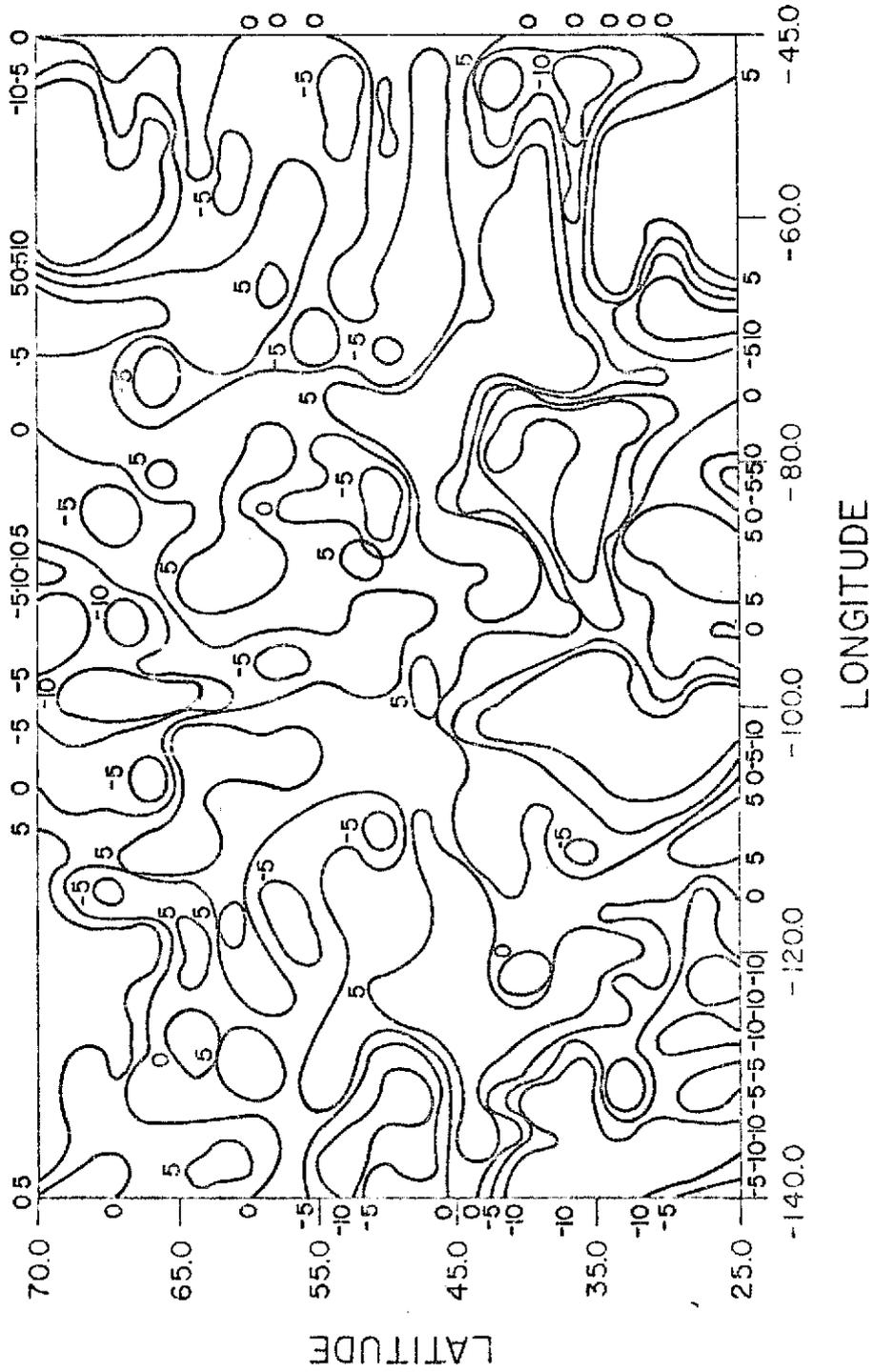


Fig. 6 - Campo de velocidade vertical no sistema de coordenada σ (em 10^3 s^{-1}).

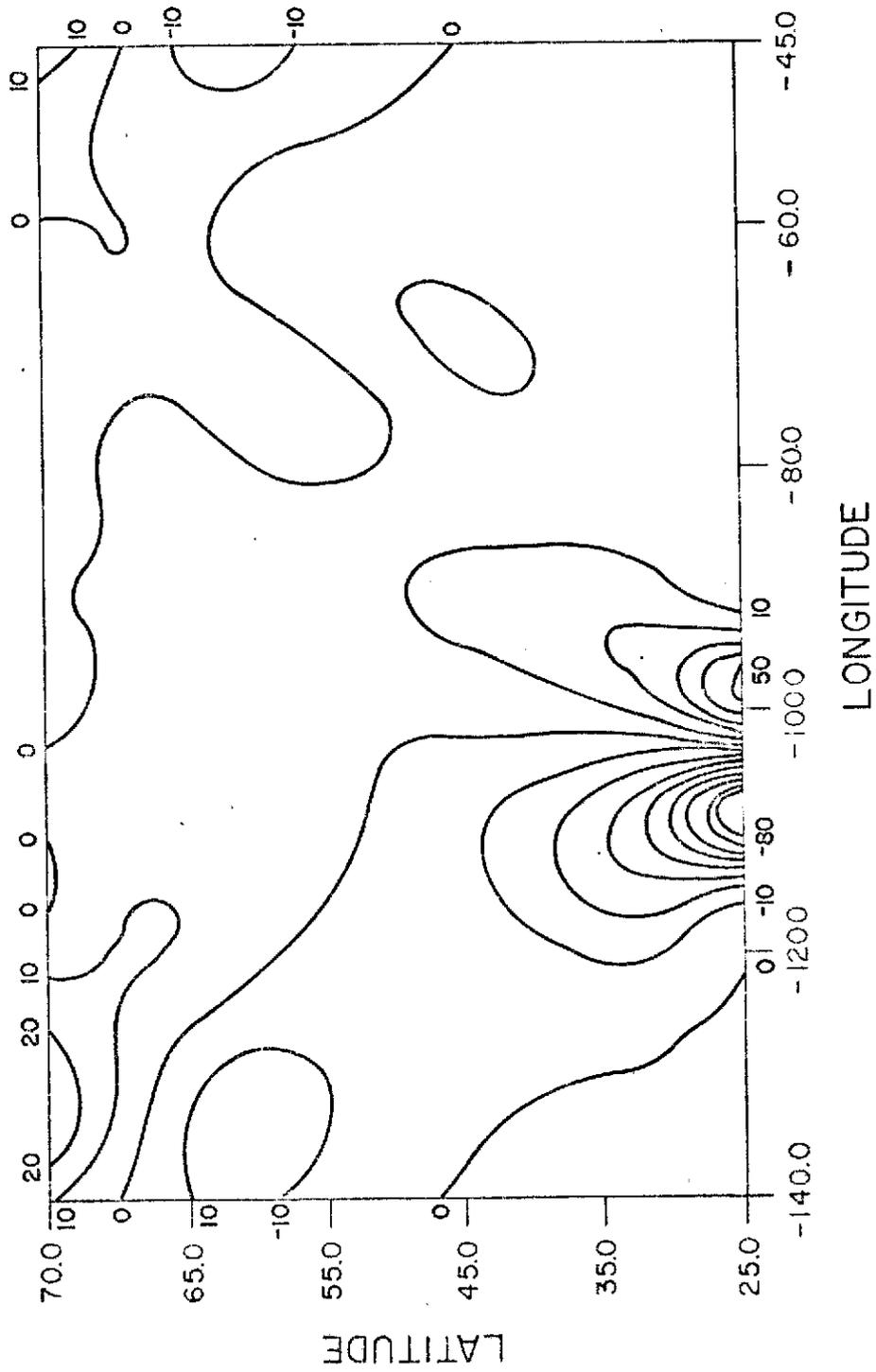


Fig. 7 - Campo da velocidade vertical ω (em $10^{-2} \text{ mb s}^{-1}$)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A. *Design of the Vela general circulation model. Numerical simulation of weather and climate*, Dept. of Meteorology, Univ. of California, Los Angeles, Tech. Dept. 7,116 pp. 1972.
- CHANG, J. *Methods in computational physics*. New York, Academic Press, 1977.
- FORTUNE, M.A. *A technique to objectively analyzed and display meteorological observation*. São José dos Campos, INPE/DAM, out. 1980 (INPE-1918-RPE/248).
- HALTINER, G.J. *Numerical Weather Prediction*. New York, John Wiley, 1971.
- HOLTON, J.R. *An introduction to dynamic meteorology*. New York, Academic Press, 1972.
- LEMES, M.A.M.; SANTOS, R.P.; SATYAMURTI, P. *Experimentos de Previsão Numérica de tempo com um modelo barotrópico de equações primitivas usando dados teóricos*. São José dos Campos, INPE/DPM, ago. 1978. 97 p. (INPE-1336-NTI/112).
- MATSUNO, T. A finite difference scheme for time integrations of oscillatory equations with second order accuracy and sharp out-off for high frequencies. *Journal Meteorological Society of Japan*, Ser 2,45:85-88, 1966.
- MOURA, A.D.; KAGANO, M.T. *Influência da topografia no escoamento de grande escala no hemisfério sul como simulado por um modelo barotrópico de equações primitivas*. São José dos Campos, INPE/DME, set. 1980. 42 p. (INPE-1896-RPE/236).
- ORLANSKY I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows *Journal of Computational Physics*, 21:251-269 (1976).
- PHILLIPS, N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14(2):184-185, apr. 1957.

- SHAPIRO, R. Smoothing filtering and boundary effects. *Review of Geophysics and Space Physics*, 86:359-387, 1970.
- SATYAMURTI, P.; SANTOS, R.P.; LEMES, M.A.M. *On a barotropic non-divergent model*. São José dos Campos, INPE/MESA, abr. 1974. 29 p. (INPE-482-RI/202).
- On the stationary trough generated by the Andes. *Monthly Weather Review*, 8(4):510-519, apr. 1980.
- WURTELE, M.G. On the problem of truncation error. *Tellus*, 13 pp. 379-391, 1961.

APÊNDICE A

Dado que:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{\pi} \quad (\text{A.1})$$

e sendo $\pi = p_s - p_t$ uma função apenas das coordenadas horizontais e do tempo, então a diferencial de A.1 para tempo e coordenadas horizontais constantes fica:

$$\delta p = \pi \delta \sigma \quad (\text{A.2})$$

onde $\pi \delta \sigma / g$ representa a massa por unidade de área horizontal em uma camada de espessura $\delta \sigma$, em que a aceleração da gravidade é g . A equação A.2 com a equação hidrostática $\delta \phi = -\alpha \delta p$ fica:

$$\delta \phi = -\pi \alpha \delta \sigma \quad (\text{A.3})$$

onde ϕ é o geopotencial gz e z a altura.

Supondo a atmosfera um gás perfeito, usando-se a equação de estado $\alpha = RT/p$ e a equação de Poisson, a equação A.3 pode apresentar formas alternadas:

$$\delta \phi = -RT \delta \ln p \quad (\text{A.4})$$

$$\delta \phi = -R \theta \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \delta \ln p \quad (\text{A.5})$$

$$\delta \phi = -c_p \theta \delta \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \quad (\text{A.6})$$

Somando o produto de A.2 por ϕ/π e A.3 por σ ter-se-á:

$$\delta (\phi\sigma) = - (\pi\sigma\alpha - \phi) \delta\sigma \quad (\text{A.7})$$

Essa equação em diferenças finitas aplicada a um nível k fica:

$$\phi_r = \pi (\sigma\alpha)_k + \frac{1}{\Delta\sigma} \left[(\phi\sigma)_{k+1} - (\phi\sigma)_{k-1} \right] \quad (\text{A.8})$$

Para o caso específico do modelo de duas camadas:

$$\phi_3 = \pi (\sigma\alpha)_3 + 2\phi_4 - \phi_2 \quad (\text{A.9})$$

$$\phi_1 = \pi (\sigma\alpha)_1 + \phi_2 \quad (\text{A.10})$$

Logo, a soma de A.9 com A.10:

$$\phi_1 + \phi_3 = 2\phi_4 + \pi \left[(\sigma\alpha)_1 + (\sigma\alpha)_3 \right] \quad (\text{A.11})$$

Por outro lado, a equação A.6 em diferenças finitas aplicada a dois níveis fica:

$$\phi_1 - \phi_3 = c_p \theta_2 \left[\left(\frac{p_3}{p_0} \right)^K - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^K \right] \quad (\text{A.12})$$

Assim, a determinação de ϕ_1 e ϕ_3 se resume respectivamente na adição e diferença de A.11 e A.12:

$$\phi_1 = \phi_4 + \frac{cp \theta_2}{2} \left[\left(\frac{p_3}{p_0} \right)^K - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^K \right] + \frac{\pi}{2} \left[(\sigma\alpha)_1 + (\sigma\alpha)_3 \right] \quad (\text{A.13})$$

$$\phi_3 = \phi_4 - \frac{cp \theta_2}{2} \left[\left(\frac{p_3}{p_0} \right)^K - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^K \right] + \frac{\pi}{2} \left[(\sigma\alpha)_1 + (\sigma\alpha)_3 \right] \quad (\text{A.14})$$