



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS

AUTORIZAÇÃO PARA PUBLICAÇÃO
AUTHORIZATION FOR PUBLICATION

AUTORES AUTHORS	PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS		AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY
	MODELO ATMOSFÉRICO PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO ÁREA LIMITADA		DIFERENÇAS FINITAS EQUAÇÕES PRIMITIVAS <i>Marco Antonio Rupp</i> Diretor Geral
AUTOR RESPONSÁVEL RESPONSIBLE AUTHOR		DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION	REVISADA POR / REVISED BY
José Carlos Rodrigues <i>J. Rodrigues</i>		<input type="checkbox"/> INTERNA / INTERNAL <input checked="" type="checkbox"/> EXTERNA / EXTERNAL <input type="checkbox"/> RESTRITA / RESTRICTED	Marco A. Maringolo Lemes <i>M. Lemes</i>
CDU/UDC			DATA / DATE
551.511.61			Setembro 1987
TÍTULO/TITLE	PUBLICAÇÃO Nº PUBLICATION NO		ORIGEM ORIGIN
	INPE-4324-RPE/551		DME
AUTORES/AUTHORSHIP		PROJETO PROJECT	
		MOPCIN	
		Nº DE PAG. NO OF PAGES	ULTIMA PAG. LAST PAGE
		VERSÃO VERSION	Nº DE MAPAS NO OF MAPS
		36	A.7

RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES

Um modelo prognóstico, de equações primitivas, em coordenadas esféricas na horizontal e sigma na vertical, foi desenvolvido para uso em previsão numérica de tempo. A programação do modelo tem uma estrutura modular que permitirá uma fácil inclusão de parametrizações dos fenômenos de escala subgrade. O modelo tem características que permitem atenuar efeitos computacionais e aumentar sua eficiência, como, por exemplo, a utilização da grade C de Arakawa na horizontal e C' de Tokioka na vertical, o uso ainda do filtro de Asselin na integração no tempo e o esquema de Shuman nos termos da força de gradiente de pressão. Além disso, a transformação de coordenadas p para coordenadas sigma é feita em diferenças finitas apropriadas, de modo a garantir o balanço hidrostático próximo a regiões com topografia inclinada. A grade horizontal abrange a América do Sul e parte da América Central e parte dos oceanos adjacentes. A grade vertical é composta de cinco camadas, estendendo-se até o nível de 50mb e possui uma camada inferior fina para permitir uma posterior implementação da parametrização da camada limite. São usadas condições de contorno radiacionais nas fronteiras leste e oeste e de fluxos meridionais nulos nas fronteiras norte e sul. O modelo fará parte de um esquema operacional completo de previsão de tempo. Para testar a estabilidade e desempenho do modelo, foi realizado um experimento visando simular a circulação da Alta da Bolívia, circulação esta gerada por fontes transientes de calor. Os resultados mostram que o modelo se revela estável e com desempenho satisfatório para o caso estudado.

OBSERVAÇÕES / REMARKS

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Sr. Marco Antonio Maringolo Lemes a revisão técnica deste relatório, ao Dr. Prakki Satyamurty e ao Sr. Yoshihiro Yamazaki as valiosas discussões, a Sra. Sueli A. F. V. Camargo Pinto a datilografia.

ABSTRACT

A primitive prognostic equation model, with horizontal spherical coordinates, and vertical sigma coordinate, was developed for use in numerical weather forecasting. The model programming has a modular structure that will easily allow the inclusion of the parameterizations of subgrid scale phenomena. The model has characteristics that attenuate computational effects and increase its efficiency. For example, it uses Arakawa's C-grid in the horizontal, and Tokioka's C'-grid in the vertical. It also uses Asselin's filter in the time integration and Shuman's scheme for terms involving the pressure gradient forces. Furthermore, the isobaric coordinate transformation from p to sigma is done by using appropriate finite differences in order to keep hydrostatic balance near regions with steep topography. The horizontal grid encloses the entire South America, parts of Central America and parts of adjacent oceans. The vertical grid has five layers, extending from surface up to 50mb and a shallow lower layer intended for future boundary layer parameterization implementation. Radiational boundary conditions are used at eastern and western boundaries and zero meridional flux conditions at southern and northern boundaries. The model will be part of a complete operational scheme for weather forecasting. In order to verify the stability and performance of the model an experiment is made to simulate the circulation of the Bolivian High, which is generated by transient heat sources. The results show that the model is stable and with satisfactory performance for the examined case.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	<i>ix</i>
LISTA DE SÍMBOLOS	<i>xi</i>
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - O MODELO	2
2.1 - Estrutura Espacial	2
2.2 - Equações do Modelo	4
2.3 - Condições de Contorno	6
2.4 - Esquema Numérico de Integração	7
2.4.1 - Derivadas Temporais	7
2.4.2 - Derivadas Espaciais	9
3 - EXPERIMENTO COM O MODELO	9
3.1 - Descrição do Experimento	9
3.2 - Resultados	12
4 - CONCLUSÕES	15
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	17
APÊNDICE A - DISCRETIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DO MODELO	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1 - Estrutura vertical do modelo usando a Grade C' de Tokioka ...	3
2 - Estrutura da grade horizontal do modelo usando a grade C de Arakawa	4
3 - Domínio de integração do modelo.....	10
4 - Variação da taxa de aquecimento da fonte térmica com o tempo.	10
5 - Distribuição vertical da fonte térmica	11
6 - Distribuição horizontal da fonte térmica (em graus por dia)..	11
7 - Campos de geopotencial e de vento no nível de 200mb, previstos pelo modelo após integração por 72 horas.....	12
8 - Campo de vorticidade e vento médios observados em janeiro de 1981, no nível de 200mb em unidades de 10^{-5} s^{-1} e m s^{-1} , respectivamente.....	13
9 - Campo geopotencial e de vento no nível de 850mb, previstos pelo modelo após integração por 72 horas.....	13
10- Desvio de pressão na superfície ($P_s - 1000\text{mb}$), prevista pelo modelo após integração por 72h.....	14
11- Campo de velocidade vertical, no nível de 500mb, previsto pelo modelo, após integração por 72h	14
12- Campo de velocidade vertical (em $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$), no nível de 500mb, para janeiro de 1981.....	15
A.1-Disposição das variáveis para o esquema de derivação avançado no tempo.....	A.1
A.2-Disposição das variáveis para o esquema de derivação central no tempo	A.2
A.3-Disposição das variáveis nos diferentes níveis da vertical...	A.2
A.4-Disposição das variáveis na grade horizontal	A.3

LISTA DE SÍMBOLOS

- a - raio da Terra (m);
- c_p - calor específico do ar a pressão constante ($\text{J Kg}^{-1} \text{ Kg}^{-1}$);
- f - parâmetro de Coriolis (s^{-1});
- i - índice que denota a posição na grade horizontal, direção sul-norte;
- j - índice que denota a posição na grade horizontal, direção oeste-leste;
- k - índice que denota a posição na grade vertical;
- m - escala de mapa, dada pela Equação 10;
- n - escala de mapa, dada pela Equação 11;
- p - pressão num nível do modelo (N m^{-2});
- p_s - pressão na superfície (N m^{-2});
- p_t - pressão no topo do modelo (N m^{-2});
- q - razão de mistura (Kg Kg^{-1});
- \dot{Q} - taxa de aquecimento diabático ($\text{J K}^{-1} \text{ s}^{-1}$);
- R - constante de gás para o ar seco ($\text{J Kg}^{-1} \text{ Kg}^{-1}$);
- s - distância na horizontal (graus);
- t - tempo (s);
- T - temperatura (K);
- u - velocidade horizontal na direção oeste-leste (m s^{-1});
- v - velocidade horizontal na direção sul-norte (m s^{-1});
- α - parâmetro usado no esquema de Shuman, Equação 18;
- γ - parâmetro usado no esquema de Asselin, Equação 20;
- Δs - intervalo de grade na horizontal (graus);
- Δt - intervalo de tempo (s);
- $\Delta \lambda$ - intervalo de longitudes (rd);
- $\Delta \psi$ - intervalo de latitudes (rd);
- η - variável genérica do modelo nas Equações 15, 16, 17, 18, 21.

- λ - longitude (rd);
- ρ - densidade do ar (Kg m^{-3});
- σ - coordenada vertical, dada pela Equação 1;
- σ_t - valor de sigma no topo do modelo;
- $\dot{\sigma}$ - velocidade vertical nas coordenadas do modelo (s^{-1});
- ϕ - geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$);
- ϕ_s - geopotencial na superfície do modelo ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$);
- ψ - latitude (rd);
- ω - velocidade vertical em coordenadas isobáricas (Pa s^{-1});
- Ω - velocidade angular da Terra (rd s^{-1}).

1 - INTRODUÇÃO

Um dos problemas principais da Meteorologia é o da previsão de tempo. As previsões feitas de maneira subjetiva são bastante limitadas e válidas somente para curtos períodos. Com o advento dos computadores eletrônicos e o desenvolvimento de métodos numéricos de modelagem da atmosfera, estendeu-se o período confiável da previsão, também tornando-a mais precisa. Atualmente, dependendo das facilidades computacionais e da qualidade dos dados de observação, são feitas previsões de tempo para períodos até 10 dias, como no Centro Europeu de Previsões de Médio Prazo.

Estas previsões de médio prazo (3-10 dias) são de escala planetária e obtidas através da integração numérica de modelos globais ou hemisféricos. Os modelos de área limitada são obviamente mais econômicos que os modelos globais, mantida a mesma resolução horizontal. Alternativamente, podem-se, com modelos regionais, obter previsões que incluam detalhes de mesoescala, incluindo parametrizações de fenômenos de subgrade de maior sofisticação, sem aumentar significativamente o tempo de computação.

Uma desvantagem inerente aos modelos de área limitada diz respeito à necessidade de especificar condições de contorno para as diversas variáveis do modelo. Qualquer condição de fronteira representa uma artificialidade exigida pela formulação matemática do problema e que não encontra analogia com o caso da atmosfera real. O uso de modelos de área limitada aninhados em modelos globais, de resolução mais grosseira, elimina em grande parte as dificuldades surgidas com a especificação das condições de contorno, mas depara, por sua vez, com o problema da disponibilidade de supercomputadores, sendo uma solução adotada em poucos centros mundiais de previsão.

Não obstante o acima exposto, o propósito deste trabalho é elaborar um modelo de previsão numérica para área limitada, adaptado à disponibilidade realista de um sistema computacional de porte médio. Esse modelo deverá fazer parte de um esquema operacional comple

to de previsão numérica de tempo, envolvendo análise objetiva, assimilação de dados, iniciação, disposição e uso dos produtos etc. Esse modelo poderá também ser utilizado em experimentos de simulação e estudos teóricos.

2 - O MODELO

2.1 - ESTRUTURA ESPACIAL

O modelo tridimensional desenvolvido é de equações primitivas com coordenadas esféricas na horizontal e coordenada sigma na vertical seguindo a superfície da Terra.

Os símbolos que aparecem a seguir estão definidos na lista de símbolos. Quando necessário são definidos no próprio texto.

A coordenada vertical sigma (σ) é definida por:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s^*}, \quad (1)$$

onde

$$p_s^* = p_s - p_t \quad (2)$$

Em (1) e (2), p é a pressão atmosférica num nível qualquer, p_s é a pressão atmosférica na superfície e p_t é a pressão atmosférica no topo do modelo. A fim de limitar a espessura da região de integração, escolhe-se p_t diferente de zero; neste caso igual a 50mb.

A estrutura vertical do modelo é representada na Figura 1 para o caso de 5 camadas, no entanto o modelo pode admitir um número variável de camadas maior ou igual a 3. Os níveis sigma não são igualmente espaçados, contudo os níveis intermediários (tracejados) dividem as camadas em duas partes iguais.

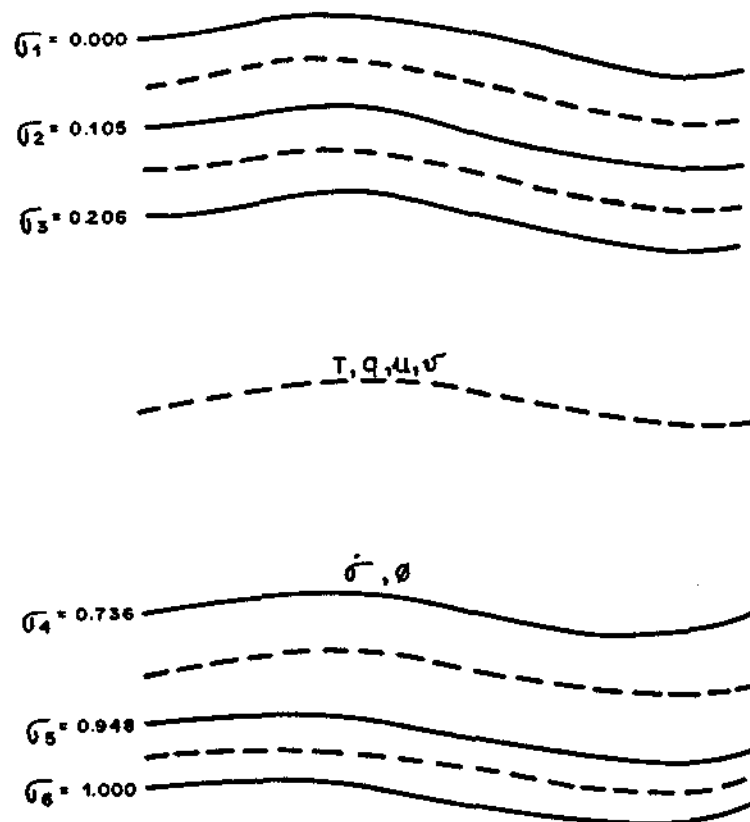


Fig. 1 - Estrutura vertical do modelo usando a Grade C' de Tokioka.

A disposição das variáveis segundo os níveis segue a sugestão de Tokioka (1978), chamado esquema C', que descreve bem a propagação de ondas internas na vertical e elimina modos computacionais verticais devidos à discretização e distribuição verticais das variáveis.

Para a grade horizontal, usa-se a grade C de Arakawa, descrita em Haltiner e Williams (1980). Tal esquema permite um espaçamento maior entre as variáveis na grade e conseqüente diminuição de memória e de tempo de integração necessários para computação. A Figura 2 é uma representação da grade C de Arakawa.

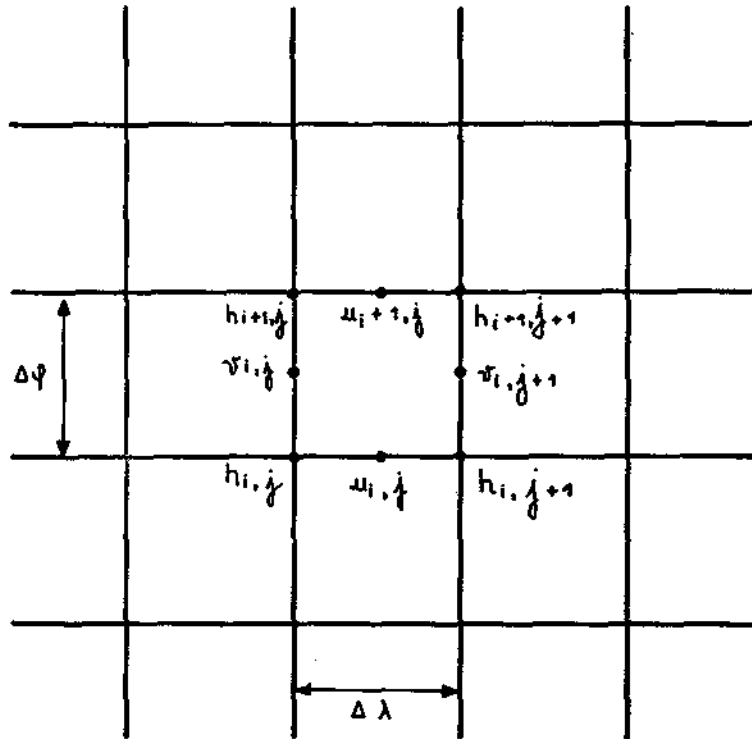


Fig. 2 - Estrutura da grade horizontal do modelo usando a grade C de Arakawa

2.2 - EQUAÇÕES DO MODELO

As equações do modelo, em coordenadas sigma-esféricas, são as equações horizontais do movimento, a equação termodinâmica, a equação de tendência da razão de mistura, a equação da continuidade, a equação do balanço hidrostático e a equação de estado, dadas, respectivamente, por:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* u}{m n} \right) = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_s^* u u}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{p_s^* v u}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p_s^* \dot{\sigma} u}{m n} \right) +$$

$$- p_s^* v \left[- \frac{f}{m n} + u \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{1}{m} \right) \right] - \frac{p_s^*}{n} \left(\frac{\partial \phi}{\partial \lambda} \right)_p, \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* v}{m n} \right) = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_s^* u v}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{p_s^* v v}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p_s^* \dot{\sigma} v}{m n} \right) +$$

$$- p_s^* u \left[\frac{f}{m n} - u \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{1}{m} \right) \right] - \frac{p_s^*}{m} \left(\frac{\partial \phi}{\partial \psi} \right)_p, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* T}{m n} \right) = & - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_s^* u T}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{p_s^* v T}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p_s^* \dot{\sigma} T}{m n} \right) + \\ & + \frac{p_s^* R T \omega}{p c_p m n} + \frac{p_s^* \dot{q}}{c_p m n}, \end{aligned} \quad (5)$$

onde

$$\omega = p_s^* \dot{\sigma} + \dot{p}_s^* \sigma \quad (5a)$$

\bar{e} a velocidade vertical em coordenadas de pressão;

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* q}{m n} \right) = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_s^* u q}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{p_s^* v q}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p_s^* \dot{\sigma} q}{m n} \right), \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m n} \right) = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_s^* u}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{p_s^* v}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p_s^* \dot{\sigma}}{m n} \right) = 0, \quad (7)$$

$$\phi = \phi_s - R \int_{\sigma=1}^{\sigma=0} T d \ln (\sigma p_s^* + p_t), \quad (8)$$

$$p = (\sigma p_s^* + p_t) = \rho R T, \quad (9)$$

onde

$$m = 1/(a \cdot \cos \psi), \quad (10)$$

$$n = 1/a \quad (11)$$

e

$$f = 2 \Omega \sin \psi \quad (12)$$

são os fatores de mapa nas direções longitudinal e meridional, e o parâmetro de Coriolis, respectivamente. Nas Equações (10) e (11) a é o raio da Terra e na (12) Ω é a velocidade angular de rotação da Terra.

A Equação 7, integrada na vertical, dá como resultado a equação da tendência da pressão na superfície.

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_s^*}{\partial t} = & - \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \lambda} (p_s^* m u) d\sigma - \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \psi} (p_s^* n v) d\sigma + \\ & - \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s^* \dot{\sigma}) d\sigma, \end{aligned} \quad (13)$$

Assim, o conjunto de Equações 3 - 10 constitui um sistema prognóstico fechado nas variáveis p_s^* , $\dot{\sigma}$, T , q , u , v , e, uma vez especificadas as condições iniciais e de contorno apropriadas, permite a determinação de valores futuros dessas variáveis.

2.3 - CONDIÇÕES DE CONTORNO

O modelo foi projetado de modo a facilitar a introdução de diferentes condições de contorno. Na versão presente são utilizadas as condições descritas a seguir.

Para os níveis da superfície e do topo do modelo supõe-se a velocidade vertical em coordenadas sigma nula, ou seja:

$$\begin{aligned} & - \text{na superfície: } \sigma = 1 \text{ e } \dot{\sigma} = 0, \\ & - \text{no topo: } \sigma = 0 \text{ e } \dot{\sigma} = 0. \end{aligned} \quad (14)$$

Com estas condições, a última parcela da Equação 13 se anula. Nas fronteiras leste e oeste, para cada nível do modelo, foram utilizadas condições de contorno de radiação de acordo com o esquema de Orlanski (1976):

$$n_j^{n+1} = \left[(1 - nc\Delta t / \Delta \lambda) / (1 + nc\Delta t / \Delta \lambda) \right] n_j^{n-1} +$$

$$+ [(2nc\Delta t/\Delta\lambda) / (1+nc\Delta t/\Delta\lambda)] \eta_{j-1}^n \quad (15)$$

Nas fronteiras norte e sul foram usadas condições de contorno de fluxo nulo e simetria meridional, ou seja:

$$\partial\eta/\partial_y = 0 \text{ e } v = 0, \quad (16)$$

onde η se refere a: u , T , p_s^* e ϕ .

Futuramente serão usados resultados de modelos globais de menor resolução (espaçamento de grade maior) como condições de contorno laterais, dependentes do tempo.

2.4 - ESQUEMA NUMÉRICO DE INTEGRAÇÃO

Foi desenvolvido um programa de computador utilizando métodos de diferenças finitas para integração das equações diferenciais do modelo. Maiores detalhes são apresentados no Apêndice.

2.4.1 - DERIVADAS TEMPORAIS

Para derivadas em relação ao tempo é utilizado o esquema de diferenças finitas centradas ("leapfrog"), por exemplo:

$$(\partial\eta/\partial t) = (\eta^{n+1} - \eta^{n-1}) / (2\Delta t), \quad (17)$$

onde n se refere a um nível de tempo ($t = n\Delta t$) e η a variável a ser derivada.

Esse esquema é utilizado em todos os níveis de tempo, exceto no primeiro passo em que se usa um esquema avançado simples.

O procedimento em cada passo de tempo tem a seguinte sequência:

1. previsão de p_S^* através da Equação 13;
2. cálculo de δ usando a Equação 7;
3. previsão de T por intermédio da Equação 5;
4. previsão de q por intermédio da Equação 6;
5. cálculo de ϕ usando a Equação 8;
6. previsão de u e v através das Equações 3 e 4, respectivamente.

A fim de obter estabilidade do modelo, são computados os valores de p_S^* e ϕ no passo de tempo (n+1), antes de computar os campos de u e v nesse passo. A seguir são feitas médias de p_S^* e ϕ usando os valores nos níveis de tempo (n-1), n e (n+1), as quais são usadas nos termos das forças de gradiente de pressão nas Equações 3 e 4, da seguinte maneira:

$$\eta^n = \alpha (\eta^{n-1} + \eta^{n+1}) + (1 - 2\alpha) \eta^n, \quad (18)$$

onde η aqui se refere a p_S^* ou ϕ .

Esse esquema de integração, desenvolvido por Shuman (1971), permite que o passo de tempo seja idealmente o dobro daquele dado pelo critério CFL usado no esquema convencional de diferenças finitas centrado. O esquema é estável para $\alpha \leq 0,25$ e o máximo tempo permitido ocorre quando $\alpha = 0,25$, valor este usado no modelo.

Para prevenir o aumento da amplitude dos modos computacionais devidos ao esquema de diferenças finitas centradas, foi utilizado o esquema de suavização conhecido como filtro de Asselin, descrito em Haltiner e Williams (1980), o qual consiste na sequência:

$$\bar{F}^{n+1} = \bar{F}^{n-1} + 2\Delta t (\partial F / \partial t)_n, \quad (19)$$

onde \bar{F}^{n-1} fora obtido segundo uma fórmula do tipo:

$$\bar{F}^n = F^n + \gamma(F^{n+1} - 2F^n + \bar{F}^{n-1}). \quad (20)$$

2.4.2 - DERIVADAS ESPACIAIS

Para derivadas em relação às coordenadas espaciais são utilizados esquemas de diferenças finitas centradas:

$$(\partial \eta / \partial s) = (\eta_{i+1}^n - \eta_{i-1}^n) / (2\Delta s), \quad (21)$$

onde η é uma variável dependente entre p_s^* , ϕ , σ , T , q , u e v ; e Δs o espaçamento nas direções oeste-leste (λ), sul-norte (ψ) e na vertical (σ).

No modelo são utilizadas 5 camadas na vertical com o topo de 50mb, com intervalos de grade horizontal $\Delta\lambda$ e $\Delta\psi$ iguais a $3,75^\circ$ e o intervalo de tempo de 9 minutos.

3 - EXPERIMENTO COM O MODELO

3.1 - DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO

Para testar a sua estabilidade e desempenho, o modelo foi usado para simular a circulação da Alta da Bolívia na presença de fontes transientes de calor. Esta circulação é característica sobre a América do Sul no período de verão, consistindo em um centro de alta pressão na troposfera superior associado a uma baixa térmica nos níveis inferiores. A origem desse sistema parece estar relacionada com a liberação de calor latente, resultante da convecção organizada na região Amazônica e no Brasil Central, ou da fonte de calor elevada na região da Bolívia.

O modelo foi integrado por 3 dias, partindo de condições iniciais de repouso com pressões e temperaturas horizontalmente homogêneas. Foi utilizado um perfil vertical de temperatura médio para a região. A pressão no topo do modelo foi tomada constante e igual a 50mb e a topografia considerada plana e ao nível do mar.

O domínio de integração do modelo é mostrado na Figura 3. A variação da fonte térmica com o tempo, suas distribuições verti

cal e horizontal são dadas nas Figuras 4, 5 e 6, respectivamente.

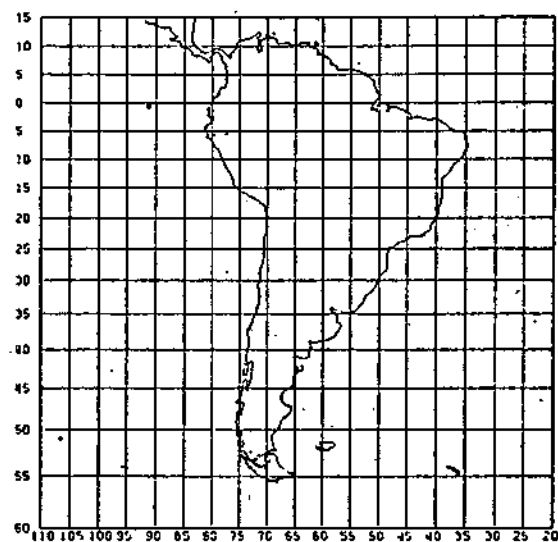


Fig. 3 - Domínio de integração do modelo.

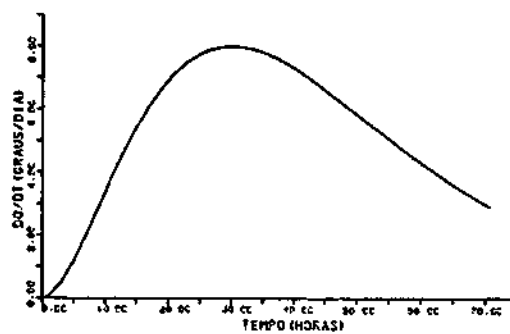


Fig. 4 - Variação da taxa de aquecimento da fonte térmica com o tempo.

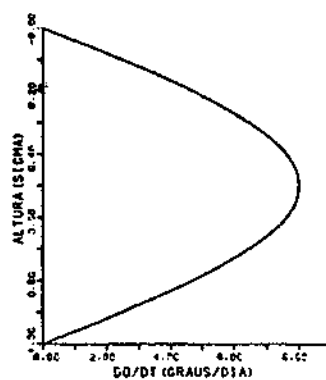


Fig. 5 - Distribuição vertical da fonte térmica.

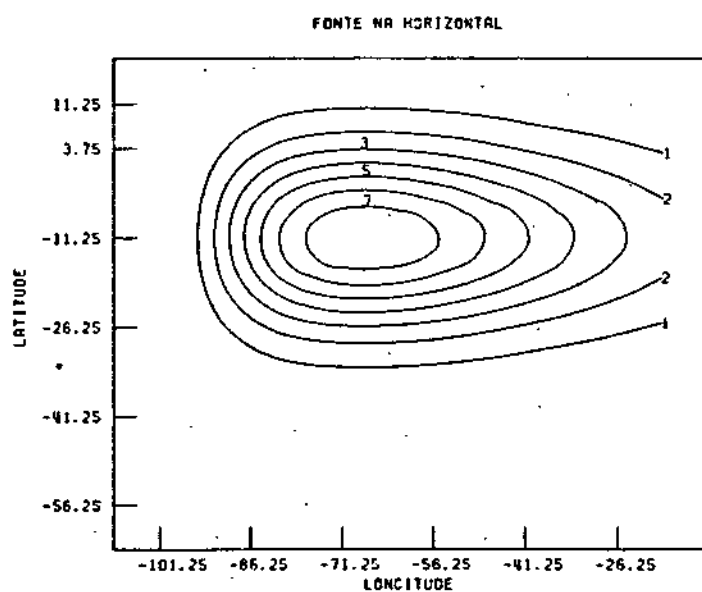


Fig. 6 - Distribuição horizontal da fonte térmica (em graus por dia).

3.2 - RESULTADOS

Os resultados apresentados referem-se ao terceiro dia de integração. A Figura 7 mostra os campos de vento e o desvio da altura geopotencial para o nível de 200mb simulados pelo modelo e a Figura 8, os campos observados de vorticidade e vento nesse mesmo nível (Silva Dias et al, 1985). Ambas as figuras mostram a existência de uma região de atividade anticiclônica na região da Bolívia. Ainda, observa-se a formação de um cavado na Região Nordeste do Brasil. Nos níveis mais baixos o modelo simula o aparecimento de uma circulação ciclônica, conforme mostra a Figura 9. A baixa de pressão na superfície, na região próxima à Bolívia, é também simulada, como na Figura 10.

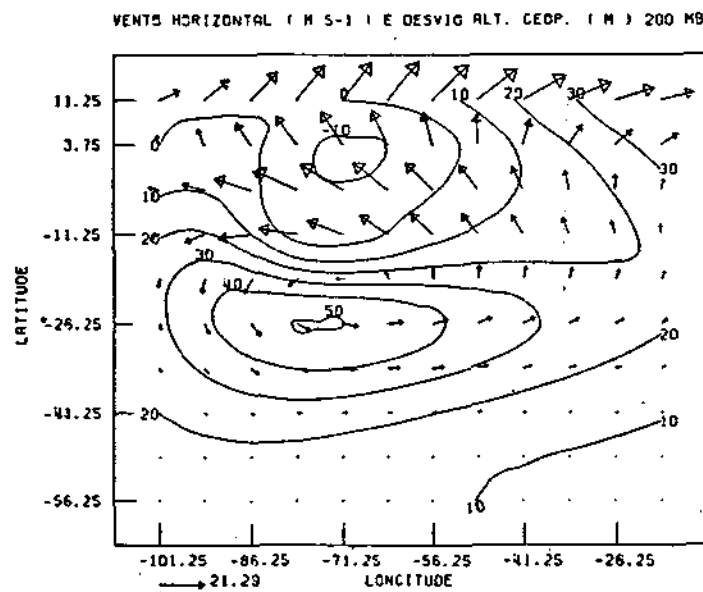


Fig. 7 - Campos de geopotencial e de vento no nível de 200mb, previstos pelo modelo após integração por 72 horas.

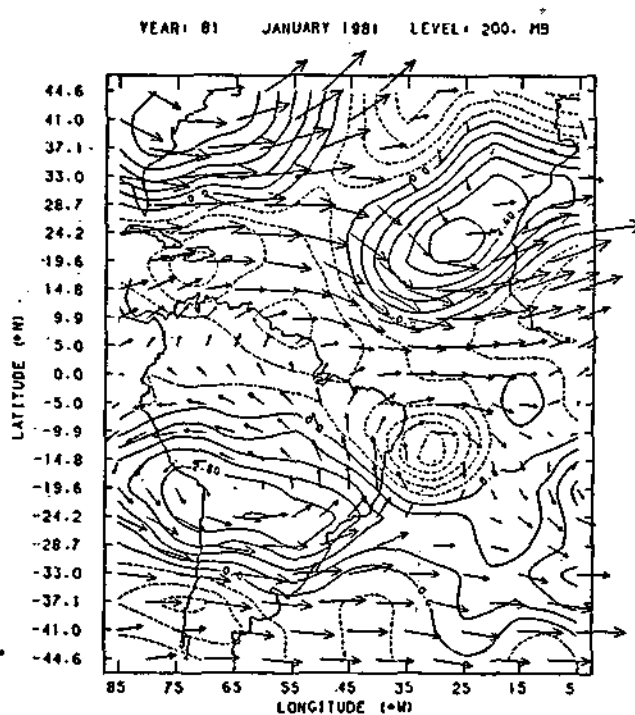


Fig. 8 - Campo de vorticidade e vento médios observados em janeiro de 1981, no nível de 200mb em unidades de $10^{-5} s^{-1}$ e $m s^{-1}$, respectivamente.

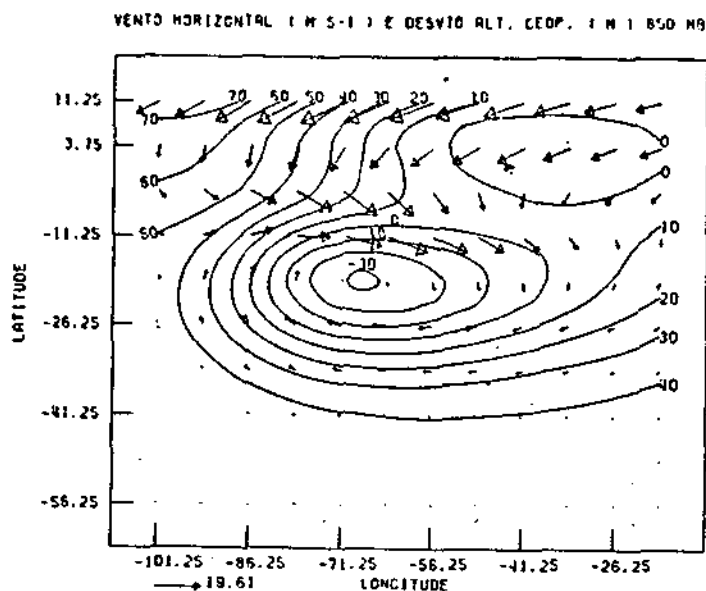


Fig. 9 - Campo geopotencial e de vento no nível de 850mb, previstos pelo modelo após integração por 72 horas.

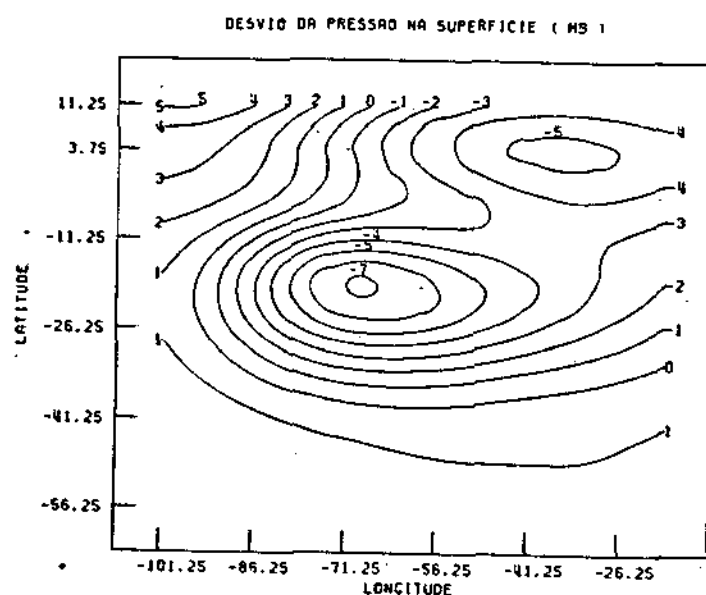


Fig. 10 - Desvio de pressão na superfície ($P_s - 1000\text{mb}$), prevista pelo modelo após integração por 72h.

As Figuras 11 e 12 mostram os campos de velocidade vertical no nível de 500mb para os casos simulado e observado, respectivamente, com uma boa concordância entre ambos.

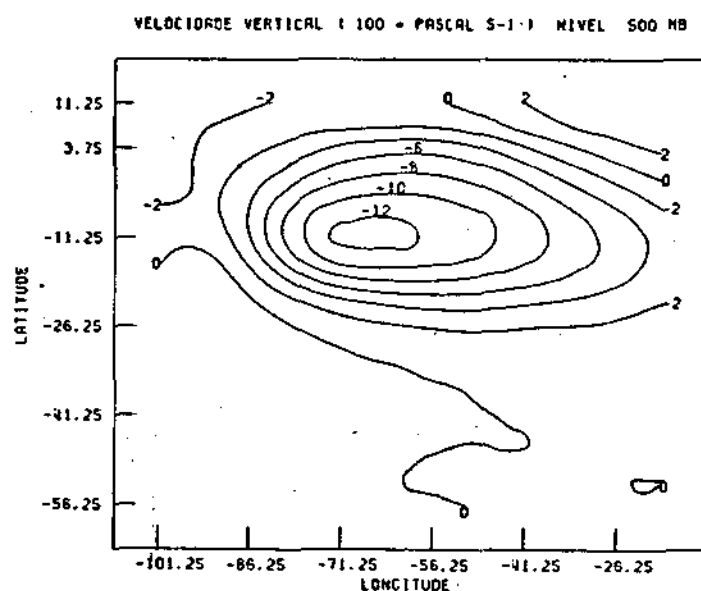


Fig. 11 - Campo de velocidade vertical, no nível de 500mb, previsto pelo modelo, após integração por 72h.

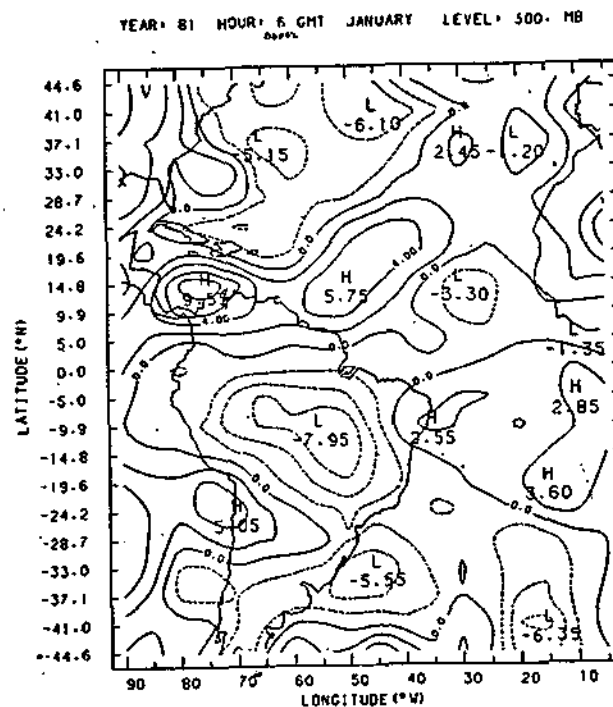


Fig. 12 - Campo de velocidade vertical (em $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$), no nível de 500mb, para janeiro de 1981.

4 - CONCLUSÕES

Apesar do fato de o modelo não levar em conta a topografia real, os efeitos da difusão turbulenta e o atrito, e não incluir os processos de escala subgrade, os resultados obtidos na simulação concordam qualitativamente com as observações. O modelo revelou-se computacionalmente estável durante toda a integração, mostrando um desempenho satisfatório ao simular a Alta da Bolívia na presença de fontes transientes de calor.

Estão sendo realizados experimentos para incluir a topografia real da região de interesse a fim de estudar o seu efeito na circulação da Alta da Bolívia. Também estão sendo introduzidos os efeitos da difusão vertical de calor e quantidade de movimento. Estão sendo feitos estudos para a inclusão da parametrização dos processos de escala subgrade. Assim, o modelo, considerando todos esses aspectos e dotado de uma iniciação e análise objetiva para preparação de dados, estará pronto para ser usado com os propósitos de previsão numérica de tempo, podendo integrar um esquema operacional completo de previsão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HALTINER, G. J.; WILLIAMS, R. T. *Numerical prediction and dynamic meteorology*. New York, John Wiley and Sons, 1980, p.226.
- ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21, 251-269, 1976.
- SHUMAN, F. G. Resuscitation of an integration procedure. *NWC Office Note* 54, 1971.
- SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. São José dos Campos, INPE, DME, 1985 (INPE-3566-PRE/771). *Monthly Weather Review*, 1987, in press.
- TOKIOKA, T. Some considerations on vertical differencing. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 56(2):98-111, Mar. 1978.

APÊNDICE A

DISCRETIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DO MODELO

Neste Apêndice são apresentadas as equações do modelo em diferenças finitas no tempo e no espaço:

a) Esquema de integração no tempo:

i) Avançado simples ("forward"). Tome como referência a Figura A.1, para uma variável qualquer V:

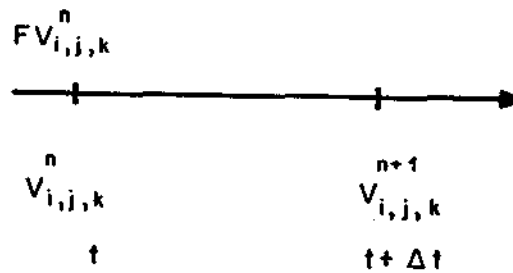


Fig. A.1 - Disposição das variáveis para o esquema de derivação avançado no tempo.

$$V_{i,j,k}^{n+1} = V_{i,j,k}^n + \Delta t FV_{i,j,k}^n, \quad (\text{A.1})$$

onde:

$$FV_{i,j,k}^n = (\partial v / \partial t)_{i,j,k}^n. \quad (\text{A.2})$$

ii) Avançado centrado ("leapfrog"). Tome como referência a Figura A.2.

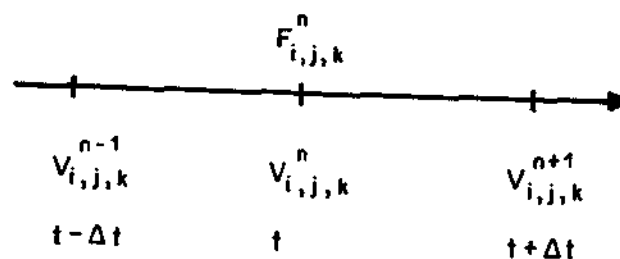


Fig. A.2 - Disposição das variáveis para o esquema de derivação centrado no tempo.

$$V_{i,j,k}^{n+1} = V_{i,j,k}^{n-1} + 2 \Delta t FV_{i,j,k}^n. \quad (A.3)$$

b) Esquema de discretização no espaço:

Para as equações a seguir, tome como referência as equações citadas e as Figuras A.3 e A.4.

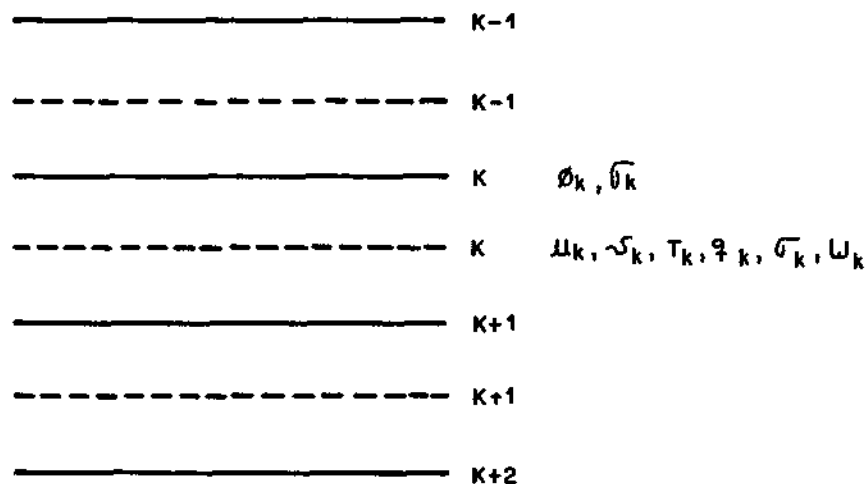


Fig. A.3 - Disposição das variáveis nos diferentes níveis da vertical.

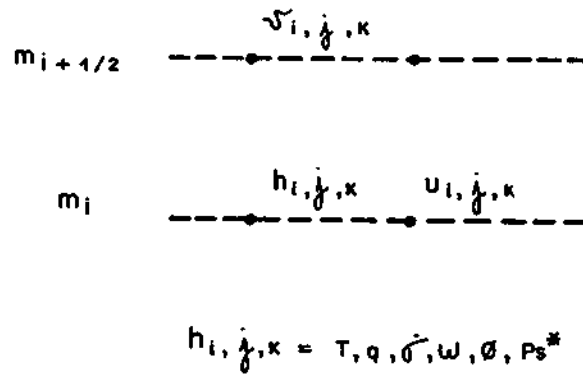


Fig. A.4 - Disposição das variáveis na grade horizontal.

i) Equação de tendência de u (Equação 3):

$$\begin{aligned}
 F U_{i,j,k}^n = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* u}{m n} \right)_{i,j,k} = & - \left\{ \frac{1}{n \Delta \lambda} \left[p_{s,i,j+1}^* \bar{u}_{i,j+\frac{1}{2},k}^2 - \right. \right. \\
 & p_{s,i,j}^* \bar{u}_{i,j-\frac{1}{2},k} \left. \right] + \frac{1}{\Delta \psi} \left[p_{s,i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}}^* \bar{v}_{i,j+\frac{1}{2},k} \bar{u}_{i+\frac{1}{2},j,k/m_{i+\frac{1}{2}}} - \right. \\
 & \left. \left. \bar{p}_{s,i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}}^* \bar{v}_{i-1,j+\frac{1}{2},k} \bar{u}_{i-\frac{1}{2},j,k/m_{i-\frac{1}{2}}} \right] \right\} - \\
 & \frac{\bar{p}_{s,i,j+\frac{1}{2}}^*}{m_i n \Delta \sigma_k} \left[\bar{\sigma}_{i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} \bar{u}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\sigma}_{i,j+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} \bar{u}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \right] - \\
 & \frac{1}{2} \left\{ p_{s,i,j}^* \bar{v}_{i-\frac{1}{2},j,k} \left[- \frac{f_i}{m_i n} + \frac{u_{i,j-\frac{1}{2},k}}{\Delta \psi} \left(\frac{1}{m_{i+\frac{1}{2}}} - \frac{1}{m_{i-\frac{1}{2}}} \right) \right] + \right. \\
 & \left. p_{s,i,j+1}^* \bar{v}_{i-\frac{1}{2},j+1,k} \left[- \frac{f_i}{m_i n} + \frac{u_{i,j+\frac{1}{2},k}}{\Delta \psi} \left(\frac{1}{m_{i+\frac{1}{2}}} - \frac{1}{m_{i-\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} -
 \end{aligned}$$

$$\overline{p}_{s,i,j+\frac{1}{2}}^* \left[\overline{\phi}_{i,j+1,k+\frac{1}{2}} - \overline{\phi}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - (\overline{\delta_{\xi} \phi})_{i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} (\overline{\xi}_{i,j+1,k+\frac{1}{2}} - \overline{\xi}_{i,j,k+\frac{1}{2}}) \right] , \quad (A.4)$$

onde, para uma variável genérica $V_{i,j,k}$:

$$\overline{V}_{i+\frac{1}{2},j,k} = (V_{i,j,k} + V_{i+1,j,k})/2 , \quad (A.5)$$

$$\overline{V}_{i,j+\frac{1}{2},k} = (V_{i,j,k} + V_{i,j+1,k})/2 , \quad (A.6)$$

$$\overline{V}_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k} = (V_{i,j,k} + V_{i,j+1,k} + V_{i+1,j,k} + V_{i+1,j+1,k})/4 , \quad (A.7)$$

$$\overline{V}_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \left[V_{i,j,k} (\sigma_k - \sigma_{k-1}) + V_{i,j,k-1} (\sigma_{k+1} - \sigma_k) \right] / (\sigma_{k+1} - \sigma_{k-1}) , \quad (A.8)$$

$$f_i = 2 \Omega \sin \psi_i \quad (A.9)$$

$$m_i = 1/(a \cos \psi_i) , \quad (A.10)$$

$$\overline{\phi}_{i,j,k+\frac{1}{2}} = (\phi_{i,j,k} + \phi_{i,j,k+1})/2 , \quad (A.11)$$

$$\Delta \sigma_k = \overline{\sigma}_{k+1} - \overline{\sigma}_k , \quad (A.12)$$

$$\overline{\sigma}_k = (\sigma_k + \sigma_{k+1})/2 , \quad (A.13)$$

$$(\bar{\xi}_{i+1,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\xi}_{i,j,k+\frac{1}{2}})] \quad (A.18)$$

iii) Equação de tendência de T (Equação 5):

$$\begin{aligned} F T_{i,j,k}^n = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m n} \right)_{i,j,k} = & \left\{ \frac{1}{n \Delta \lambda} \left[\bar{p}_{s,i,j+\frac{1}{2}}^* u_{i,j,k} \bar{T}_{i,j+\frac{1}{2},k} - \right. \right. \\ & \left. \left. \bar{p}_{s,i,j-\frac{1}{2}}^* u_{i,j-1,k} \bar{T}_{i,j-\frac{1}{2},k} \right] + \right. \\ & \left. \frac{1}{\Delta \psi} \left[\bar{p}_{s,i+\frac{1}{2},j}^* v_{i,j,k} \bar{T}_{i+\frac{1}{2},j,k} / m_{i+\frac{1}{2}} - \bar{p}_{s,i-\frac{1}{2},j}^* v_{i-1,j,k} \bar{T}_{i-\frac{1}{2},j,k} / m_{i-\frac{1}{2}} - \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{p_{s,i,j}^*}{m_i n \Delta \sigma_k} \left[\bar{\sigma}_{i,j,k+\frac{1}{2}} \bar{T}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\sigma}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \bar{T}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \right] + \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{p_{s,i,j}^* R T_{i,j,k} \omega_{i,j,k}}{(\sigma_k p_{s,i,j}^* + p_t) c_p m_i n} + \frac{p_{s,i,j}^* \dot{Q}_{i,j,k}}{c_p m_i n} \right] \right\}, \quad (A.19) \end{aligned}$$

onde

$$\omega_{i,j,k} = p_{s,i,j}^* \dot{\sigma}_{i,j,k} + \sigma_k \frac{dp_{s,i,j}^*}{dt}, \quad (A.20)$$

$\frac{p_{s,i,j}^*}{\partial t}$ é a tendência da pressão na superfície, calculada da integração na vertical da equação da continuidade,

$\dot{Q}_{i,j,k}$ é o aquecimento diabático no ponto (i,j,k) em unidades de variação da temperatura absoluta por unidade de tempo.

iv) Equação de tendência de q (Equação 6):

$$F Q_{i,j,k}^n = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m n} \right)_{i,j,k} = - \left\{ \frac{1}{n \Delta \lambda} \left[\bar{p}_{s,i,j+\frac{1}{2}}^* u_{i,j,k} \bar{q}_{i,j+\frac{1}{2},k} - \right. \right.$$

$$\xi_{i,j,k} = \ln p_{i,j,k} = \ln (\sigma_k p_{s_{i,j}}^* + p_t) \quad (A.14)$$

$$\bar{\xi}_{i,j,k+\frac{1}{2}} = (\xi_{i,j,k} + \xi_{i,j,k+1}) / 2, \quad (A.15)$$

$$\partial_{\xi} \phi_{i,j,k+\frac{1}{2}} = (\phi_{i,j,k+1} - \phi_{i,j,k}) / (\xi_{i,j,k+1} - \xi_{i,j,k}), \quad (A.16)$$

$$(\partial_{\xi} \phi)_{i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}} = (\partial_{\xi} \phi_{i,j,k+\frac{1}{2}} + \partial_{\xi} \phi_{i,j+1,k+\frac{1}{2}}) / 2. \quad (A.17)$$

ii) Equação de tendência de v (Equação 4):

$$F v_{i,j,k}^n = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^* v}{m n} \right)_{i,j,k} = \left\{ \frac{1}{n \Delta \lambda} \left[p_{s_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}}}^* \bar{u}_{i+\frac{1}{2},j,k} \bar{v}_{i,j+\frac{1}{2},k} + \right. \right. \\ \left. \left. \bar{p}_{s_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2}}}^* \bar{u}_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k} \bar{v}_{i,j-\frac{1}{2},k} \right] + \right.$$

$$\left. \frac{1}{\Delta \psi} \left[p_{s_{i+1,j}}^* \bar{v}_{i+\frac{1}{2},j,k}^2 / m_{i+1} - p_{s_{i,j}}^* \bar{v}_{i-\frac{1}{2},j,k}^2 / m_i \right] - \right.$$

$$\left. \frac{p_{s_{i+\frac{1}{2},j}}^*}{m_{i+\frac{1}{2}} n \Delta \sigma_k} \left[\bar{\sigma}_{i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}} \bar{v}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\sigma}_{i+\frac{1}{2},j,k-\frac{1}{2}} \bar{v}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \right] - \right.$$

$$\left. \frac{1}{2} \left\{ p_{s_{i,j}}^* \bar{u}_{i,j-\frac{1}{2},k} \left[\frac{f_i}{m_i n} - \frac{\bar{u}_{i,j-\frac{1}{2},k}}{\Delta \psi} \left(\frac{1}{m_{i+\frac{1}{2}}} - \frac{1}{m_{i-\frac{1}{2}}} \right) \right] - \right. \right.$$

$$\left. p_{s_{i+1,j}}^* \bar{u}_{i+1,j-\frac{1}{2},k} \left[\frac{f_{i+1}}{m_{i+1} n} - \frac{\bar{u}_{i+1,j-\frac{1}{2},k}}{\Delta \psi} \left(\frac{1}{m_{i+\frac{3}{2}}} - \frac{1}{m_{i+\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} -$$

$$\frac{p_{s_{i+\frac{1}{2},j}}^*}{m_{i+\frac{1}{2}} \Delta \psi} \left[\bar{\phi}_{i+1,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\phi}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - (\partial_{\xi} \phi)_{i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}} \times \right.$$

$$\begin{aligned} & \left[\bar{p}_{s,i,j-\frac{1}{2}}^* u_{i,j-1,k} \bar{q}_{i,j-\frac{1}{2},k} \right] + \\ & \frac{1}{\Delta\psi} \left[\bar{p}_{s,i+\frac{1}{2},j}^* v_{i,j,k} \bar{q}_{i+\frac{1}{2},j,k} / m_{i+\frac{1}{2}} - \bar{p}_{s,i-\frac{1}{2},j}^* v_{i-1,j,k} \bar{q}_{i-\frac{1}{2},j,k} / m_{i-\frac{1}{2}} \right] \Bigg\} - \\ & \frac{p_{s,i,j}^*}{m_i n \Delta\sigma_k} \left[\bar{\sigma}_{i,j,k+\frac{1}{2}} \bar{q}_{i,j,k+\frac{1}{2}} - \bar{\sigma}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \bar{q}_{i,j,k-\frac{1}{2}} \right] \end{aligned} \quad (A.21)$$

v) Equação da tendência de p_s^* (Equação 13):

$$\begin{aligned} FPS_{i,j}^n &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{mn} \right)_{i,j} = - \sum_{k=1}^5 \left\{ \left[\frac{m_i}{\Delta\lambda} \left(\bar{p}_{s,i,j+\frac{1}{2}}^* u_{i,j,k} - p_{s,i,j-\frac{1}{2}} u_{i,j-1,k} \right) + \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{n}{\Delta\psi} \left(\bar{p}_{s,i+\frac{1}{2},j}^* v_{i,j,k} - \bar{p}_{s,i-\frac{1}{2},j}^* v_{i-1,j,k} \right) \right] \Delta\sigma_k \right\}. \end{aligned} \quad (A.22)$$

vi) Equação da hidrostática (Equação 8):

$$\begin{aligned} \phi_{i,j,k} &= \phi_{s,i,j} + R \sum_{k'=5}^k T_{i,j,k'} \left[\ln(\sigma_{k'+1} p_{s,i,j}^* + p_t) - \right. \\ & \left. \ln(\sigma_{k'} p_{s,i,j}^* + p_t) \right], \end{aligned} \quad (A.23)$$

onde $\phi_{s,i,j}$ é a altura geopotencial da topografia sob o ponto considerado.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS

PROPOSTA PARA
PUBLICAÇÃO

- ☐ DISSERTAÇÃO
☐ TESE
☒ RELATÓRIO
☐ OUTROS

TÍTULO

MODELO DE ÁREA LIMITADA DE CINCO CAMADAS PARA
PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO

IDENTIFICAÇÃO

AUTOR(ES)

JOSÉ CARLOS RODRIGUES
JOSE LUIZ STECH
JOSE PAULO BONATTI
SERGIO HENRIQUE FRANCHITO
PEDRO LEITE DA SILVA DIAS

ORIENTADOR

CO-ORIENTADOR

DIVULGAÇÃO

- ☒ EXTERNA ☒ INTERNA ☐ RESTRITA
☒ EVENTO/MEIO
☒ CONGRESSO ☐ REVISTA ☐ OUTROS

LIMITE

DEFESA

CURSO

ORGÃO

1/1

1/1

NOME DO REVISOR

MARCO A. MARINGOLO LEMES

REV. TÉCNICA

RECEBIDO

DEVOLVIDO

ASSINATURA

27/02/87

09/03/87

M. Maringolo Lemes

NOME DO RESPONSÁVEL

Isidoro Lamas

APROVADO

DATA

ASSINATURA

☐ SIM
☐ NÃO

31/03/87

Isidoro Lamas

Isidoro Lamas

REV. LINGUAGEM

Nº

PRIOR.

RECEBIDO

NOME DO REVISOR

76

1

7/4/87

Glória Bonatti

PÁG.

DEVOLVIDO

ASSINATURA

8/4/87

Glória Bonatti

OS AUTORES DEVEM MENCIONAR NO VERSO INSTRU-
ÇÕES ESPECÍFICAS, ANEXANDO NORMAS, SE HOUVER

RECEBIDO

DEVOLVIDO

NOME DA DATILÓGRAFA

1/1

me

Nº DA PUBLICAÇÃO: 62496/501

PÁG.:

CÓPIAS:

Nº DISCO:

LOCAL:

☐ SIM

☐ NÃO

AUTORIZO A PUBLICAÇÃO

1/1

OBSERVAÇÕES E NOTAS