



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-1559-TDL/013

**UM ESTUDO CLIMATOLÓGICO E SINÓTICO UTILIZANDO
DADOS DE RADIOSSONDAGEM (1968 – 1976) DE MANAUS E
BELEM.**

Mary Toshie Kayano

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Meteorologia, orientada pelo Nelson de Jesus Padara, aprovada em 29 de junho de 1979.

INPE
São José dos Campos
1979

1. Classificação <i>INPE-COM.1/TDE</i> <i>C.D.U.: 551.589 (811)</i>	2. Período	4. Distribuição
3. Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) <i>CLIMATOLÓGICO</i> <i>ONDAS DE LESTE</i>		interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>
5. Relatório nº <i>INPE-1559-TDL/013</i>	6. Data <i>Agosto, 1979</i>	7. Revisado por <i>Vernon E. Kousky</i> <i>Vernon E. Kousky</i>
8. Título e Sub-Título <i>UM ESTUDO CLIMATOLÓGICO E SINÓTICO UTILIZANDO</i> <i>DADOS DE RADIOSSONDAGEM (1968-1976)</i> <i>DE MANAUS E BELÉM</i>		9. Autorizado por <i>Parada</i> <i>Nelson de Jesus Parada</i> <i>Diretor</i>
10. Setor <i>DME</i>	Código	11. Nº de cópias 21
12. Autoria <i>Mary Toshie Kagano</i>		14. Nº de páginas 117
13. Assinatura Responsável <i>Mary Toshie Kagano</i>		15. Preço
16. Sumário/Notas <i>Utilizando dados de radiossondagem às 12TMG de 1968 a 1976, para Manaus (59, 98W; 3, 15S) e Belém (48, 48W; 1, 38S), da região Amazônica do Brasil, são feitas as análises das variações sazonais e as de curto prazo. O clima da região Amazônica é influenciado por um sistema de alta pressão em 200mb, cujo centro passa sobre as regiões da Bolívia, centro da Amazônia, da Colômbia e mais a oeste da Amazônia. Em Belém, nos baixos níveis verificam-se mudanças na direção do vento, provavelmente devido aos efeitos das circulações locais. A média climatológica de água precipitável às 12TMG apresenta sempre os maiores valores em Manaus, porém, as médias mensais mostram que algumas vezes o valor em Belém é superior ao de Manaus. Verifica-se que a água precipitável às 00TMG em Belém é maior que o valor às 12TMG para as duas estações. No estudo das variações de curto prazo verifica-se: 1) oscilações na direção do vento, nos baixos níveis, nas duas estações, com periodicidade de 3 a 5 dias; 2) a umidade relativa atinge o máximo logo depois das máximas de curvatura ciclônica (cavados) no campo de vento; 3) os transportes turbulentos de umidade; $\overline{u'q'} > 0$ e $\overline{v'q'} < 0$. Essas características concordam com aquelas determinadas nos estudos observacionais e teóricos das ondas de leste.</i>		
17. Observações <i>Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Meteorologia, aprovada em 29 de junho de 1979.</i>		

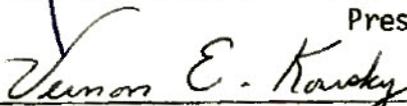
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento dos requisitos exigidos
para a obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia

Dr. Antonio Divino Moura



Presidente

Dr. Vernon Edgar Kousky



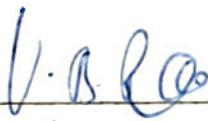
Orientador

Dr. Harrison H. Chien



Membro da Banca
-convidado-

Dr. V. B. Rao



Membro da Banca

Prof. C. M. Dixit, MSc.



Membro da Banca

Mary Toshie Kagano



Candidata

São José dos Campos, 29 de junho de 1979

INDICE

ABSTRACT.....	<i>iv</i>
LISTA DE SÍMBOLOS	<i>v</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>ix</i>
LISTA DE TABELAS	<i>xii</i>
<u>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO II - DADOS</u>	11
2.1 - Fonte	11
2.2 - Consistência	11
<u>CAPÍTULO III - CÁLCULOS</u>	17
3.1 - Cálculos diários	17
3.2 - Médias e desvios-padrão	17
3.3 - Cálculo de transporte feitos pelos turbilhões transientes...	20
3.4 - Cálculo de divergência e movimento vertical	20
<u>CAPÍTULO IV - MÉDIAS CLIMATOLÓGICAS MENSAIS</u>	23
<u>CAPÍTULO V - MÉDIAS MENSAIS</u>	51
<u>CAPÍTULO VI - VARIAÇÕES DE CURTO PRAZO</u>	65
<u>CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES</u>	75
AGRADECIMENTOS	77
BIBLIOGRAFIA	79
APÊNDICE A - EQUAÇÕES PARA CÁLCULO DAS VARIÁVEIS ÚMIDAS	
APÊNDICE B - EQUAÇÃO HIPSOMÉTRICA E CÁLCULO DE TRANSPORTES	
APÊNDICE C - CORREÇÃO DE TEMPERATURA	
APÊNDICE D - EXTRAPOLAÇÃO E INTERPOLAÇÃO DE UMIDADE RELATIVA	
APÊNDICE E - CÁLCULO DA DIVERGÊNCIA HORIZONTAL DO VENTO	

ABSTRACT

Analyses of seasonal and short term variations, for two stations (Manaus (59, 98W; 3,15S) and Belem (48, 48W; 1,35S) located in tropical Brazil, are made using radiosonde data for the period 1968-1976. The climate of the Amazon region is influenced by a high pressure system at 200mb that follows a path from Bolivia, to central Amazonas, to Colombia and then to the western part of Amazonas. At low levels, at Belem, changes of wind direction are noted, which are probably due to the effects of local wind systems. The climatological mean of precipitable water at 12GMT is greater at Manaus than at Belem. However, the monthly means show that this is not always the case. The precipitable water at 00GMT at Belem is greater than the 12GMT values at both stations. The study of short-term variations revealed: 1) oscillations in the wind direction, at low levels for both stations, with a period of 3 to 5 days; 2) the relative humidity reaches a maximum immediately after the passage of the maximum cyclonic curvature (trough) in the wind field; 3) the calculated eddy transports of humidity are $\overline{u'q'} > 0$ and $\overline{v'q'} < 0$. These features are in agreement with those determined in observational and theoretical studies of easterly waves.

LISTA DE SÍMBOLOS

- A, B, C - vértices do triângulo formado por Belém, Manaus e Vilhena
- C_p - calor específico à pressão constante ($J\ kg^{-1}\ K$)
- D_j - valor absoluto da diferença entre temperatura lida e interpolada no nível j ($^{\circ}C$)
- e - pressão de vapor d'água (mb)
- e_w - pressão de saturação de vapor sobre superfície plana líquida pura (mb)
- e_{ws} - pressão de saturação de vapor d'água líquida pura na temperatura de ponto de ebulição (1013,246mb)
- F_i - transporte de uma variável feito por turbilhões transientes, no dia i
- \bar{F}_m - média mensal do mês m do transporte feito por turbilhões transientes
- g - aceleração da gravidade (ms^{-2})
- h_k - altura do triângulo (Belém, Manaus e Vilhena) através do vértice k (m)
- m - massa total do ar úmido (kg)
- m_d - massa de ar seco (kg)
- m_v - massa de vapor d'água (kg)
- N_m - número de dias de um mês m com transporte F
- N_v - número total de dias do mês m com dados da variável v
- p - pressão total do ar úmido (mb)
- p_d - pressão parcial de ar seco (mb)
- p_j - pressão do ar no nível j (mb)
- p_0 - pressão do ar na superfície (mb)
- P_w - água precipitável (mm)

- P_{wi} - água precipitável da camada entre dois níveis subsequentes de pressão (mm)
- q - umidade específica
- \bar{q} - média mensal da umidade específica
- q_j - umidade específica no nível j
- q'_j - desvio da umidade específica no nível j
- r - razão de mistura
- r_w - razão de mistura de saturação em relação à água
- R - constante específica do ar úmido ($J\ kg^{-1}K$)
- R_d - constante específica do ar seco ($J\ kg^{-1}K$)
- R_v - constante específica do vapor d'água ($J\ kg^{-1}K$)
- T - temperatura absoluta (K)
- T_c - temperatura calculada supondo um processo adiabático (C)
- T_j - temperatura no nível j (C)
- T'_j - temperatura interpolada no nível j (C)
- T_0 - temperatura extrapolada para a superfície (C)
- T_s - temperatura de ponto de ebulição (373,16K)
- T_v - temperatura virtual (K)
- \bar{T}_v - temperatura virtual média de uma camada (K)
- T_{vj} - temperatura virtual no nível j (K)
- u - componente zonal do vento (ms^{-1})
- u'_i - desvio do vento zonal em um nível padronizado de pressão no dia i (ms^{-1})
- $(u'v')_i$ - transporte de quantidade de movimento devido aos turbilhões transientes, em um nível padronizado de pressão, no dia i (m^2s^{-2})
- $(u'q')_i$ - transporte zonal de umidade específica devido aos turbilhões transientes, em um nível padronizado de pressão, no dia i ($mm\ s^{-1}$)

- U_w - umidade relativa (%)
 U_{w0} - umidade relativa extrapolada para a superfície (%)
 U_{wj} - umidade relativa interpolada em um nível j (%)
 \vec{V} - vento (ms^{-1})
 v - componente meridional do vento (ms^{-1})
 v_i^j - desvio do vento meridional em um nível padronizado de pressão, no dia i (ms^{-1})
 v_{kN} - componente do vento no vértice k , normal ao lado oposto do triângulo (Belém, Manaus e Vilhena) (ms^{-1})
 $(v'q')$ - transporte meridional de umidade específica devidos aos turbilhões) transientes, em um nível padronizado de pressão, no dia i ($mm\ s^{-1}$)
 z_j - altura no nível j (m)
 α - volume específico do ar úmido ($m^3\ kg^{-1}$)
 δz - incremento de altura (m)
 δp - incremento de pressão (mb)
 δt - incremento de tempo
 $\nabla_H \cdot \vec{V}$ - divergência horizontal do vento (s^{-1})
 ρ - densidade do ar úmido ($kg\ m^{-3}$)
 ρ_d - densidade do ar seco ($kg\ m^{-3}$)
 ρ_v - densidade do vapor d'água ($kg\ m^{-3}$)
 Γ - taxa de variação vertical de temperatura ($C\ m^{-1}$)
 Γ_d - taxa de variação vertical de temperatura adiabática seca ($C\ m^{-1}$)
 γ_b - taxa de variação vertical de temperatura entre os níveis $(j-1)$ e $(j+2)$ ($C\ m^{-1}$)
 \bar{v} - média da variável v para o mês m
 v_i - valor da variável v em um nível padronizado, no dia i

- v_i' - desvio da variável v em um nível padronizado, no dia i
 ω - velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\mu\text{b s}^{-1}$)
 ϕ - altura geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pag.</u>
I.1 - Modelo de ondas nos ventos de leste, para o hemisfério norte. Seção vertical do campo de vento.	2
I.2 - Sistema de isóbaras divergentes e convergentes, para o hemisfério norte.	3
IV.1 - Desvios de altura geopotencial em relação à média anual (utilizando médias climatológicas), para cada nível (indicado do lado direito da figura) e o histograma de precipitação média mensal (1968-1976), para Manaus. ..	24
IV.2 - Desvios da altura geopotencial em relação à média anual (utilizando médias climatológicas), para cada nível (indicado do lado direito da figura) e o histograma de precipitação mensal (1968-1976), para Belém.	25
IV.3 - Desvios de pressão de superfície (p-1000), utilizando as médias climatológicas para Manaus e Belém.	26
IV.4 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, em Manaus.	28
IV.5 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, em Belém.	29
IV.6 - Linhas de corrente em 200mb, de dezembro a fevereiro, para a região tropical.	30
IV.7 - Linhas de corrente em 200mb, de junho a agosto, para a região tropical.	30
IV.8 - Cartas de brilho médio, determinadas utilizando imagens visíveis de satélite.	32
IV.9 - Esquema da trajetória quase elíptica do centro de alta pressão (representado por A). Este sistema não é necessariamente fechado.	33
IV.10 - Linhas de igual valor da componente meridional (v) em 850mb, de junho a agosto, para a região tropical.	35
IV.11 - Desvios da temperatura em relação à média anual (utilizando médias climatológicas) para cada nível (indicado do lado direito da figura), para Belém.	37
IV.12 - Desvios da temperatura em relação à média anual (utilizando médias climatológicas) para cada nível (indicado do lado direito da figura), para Manaus.	38
IV.13 - Desvios da espessura da camada entre 100mb e 200mb ($\Delta z=12320$), utilizando médias climatológicas, para Manaus e Belém.	39
IV.14 - Curvas de água precipitável (P_w) (médias climatológicas) para Belém e Manaus, e os respectivos histogramas de precipitação média mensal (1968-1976).	40

	<u>Pag.</u>
IV.15 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias climatológicas), para Manaus e Belém.	42
IV.16 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), para Belém e Manaus.	43
IV.17 - Seção "altura versus tempo" do transporte horizontal de quantidade de movimento feito pelos turbilhões transientes, para Belém e Manaus.	45
IV.18 - Seção "altura versus tempo" do transporte zonal de umidade feitos pelos turbilhões transientes, para Belém e Manaus.	46
IV.19 - Esquema para correlacionar os desvios do vento e da umidade.	47
IV.20 - Seção "altura versus tempo" do transporte meridional de umidade feito pelos turbilhões, para Belém e Manaus	49
V.1 - Desvios da pressão de superfície (p-1000), para Belém e Manaus. A linha tracejada representa o período sem informação e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.	52
V.2 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, para Manaus.	53
V.3 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, para Belém.	54
V.4 - Seção "altura versus tempo" da velocidade vertical (w) formado por Belém, Manaus e Vilhena e o histograma de precipitação de Alto Tapajós.	56
V.5 - Curvas de água precipitável para Belém e Manaus, com os respectivos histogramas. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.	58
V.6 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias mensais) para Manaus. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.	60
V.7 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias mensais) para Belém. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.	61
V.8 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w) para Manaus.	62
V.9 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w) para Belém.	63
VI.1 - Seção "altura versus tempo" do vento (\vec{V}), de janeiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado.	67

	<u>Pag.</u>
VI.2 - Seção "altura versus tempo" do vento (\vec{V}), de fevereiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado.	68
VI.3 - Seção "altura versus tempo" do vento (\vec{V}), de janeiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado.	69
VI.4 - Seção "altura versus tempo" do vento (V), de fevereiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado.	70
VI.5 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de janeiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.	71
VI.6 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de fevereiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.	72
VI.7 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de janeiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.	73
VI.8 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de fevereiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.	74

LISTA DE TABELAS

	<u>Pag.</u>
III.1 - Quantidade de informações de altura geopotencial para Manaus, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	16
III.2 - Quantidade de informações de água precipitável para Manaus, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis	16
III.3 - Quantidade de informações de vento para Manaus, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	17
III.4 - Quantidade de informações de umidade relativa para Manaus, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis	17
III.5 - Quantidade de informações de altura geopotencial para Belém, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	18
III.6 - Quantidade de informações de água precipitável para Belém, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	18
III.7 - Quantidade de informações de vento para Belém, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	19
III.8 - Quantidade de informações de umidade relativa para Belém, para cada mês e nível padronizado de pressão e os totais possíveis.	19

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Os estudos dos distúrbios meteorológicos de escala sinótica na atmosfera tropical têm sido dificultados pela pobre cobertura de observações, pois grande parte da área tropical se encontra sobre oceanos. Além disso, não existe uma teoria simples desenvolvida para explicar a dinâmica dos distúrbios tropicais como a teoria quase-geostrófica, que descreve razoavelmente bem o comportamento dos distúrbios de latitudes médias.

Entretanto, a realização do experimento GATE ("GARP Atlantic Tropical Experiment") em 1974 propiciou um certo impulso para o conhecimento de fenômenos meteorológicos nas várias escalas: micro, meso e sinótica. Esse experimento forneceu uma boa densidade de dados para estudar os distúrbios tropicais como, por exemplo, a estrutura e dinâmica de uma linha de instabilidade (Houze, 1977), os sistemas de meso escala e escala convectiva (Zipser, 1977), a estrutura e propriedades das ondas de leste (Reed et al, 1977), o ciclo de energia dos distúrbios de escala convectiva e grande escala (Kung, 1978).

Esses estudos confirmaram a presença de distúrbios nos alísios de leste (que se propagam de leste para oeste) na atmosfera tropical do Atlântico. No mar do Caribe, tais distúrbios têm características predominantes de ondas, atualmente chamadas ondas de leste. As características de um modelo típico de ondas de leste são enumeradas abaixo (Riehl, 1954):

- 1) na superfície, as oscilações do campo de vento e pressão estão em fase;
- 2) ondas fracas ou moderadas atingem sua maior intensidade na troposfera média (de 700 a 500mb), enfraquecendo em seguida com a altura;

- 3) ondas fortes estão associadas a variações de temperatura e pressão até a tropopausa;
- 4) a velocidade de fase de uma onda de leste é de aproximadamente 6° de longitude por dia (ou 8ms^{-1}), o período de 3 a 4 dias, e o comprimento de onda na horizontal de 2000 a 2500km;
- 5) o modelo típico do campo de vento associado às ondas de leste é ilustrado pelas Figuras I.1 e I.2. A Figura I.1 evidencia a inclinação do eixo do cavado para leste com a altura. A Figura I.2 ilustra nos baixos níveis uma região de divergência (subsidiência) na frente do eixo do cavado, ao passo que atrás desse eixo há convergência (ascensão). As regiões de divergência nos baixos níveis correspondem às regiões de queda de pressão e as de convergência às de elevação de pressão.

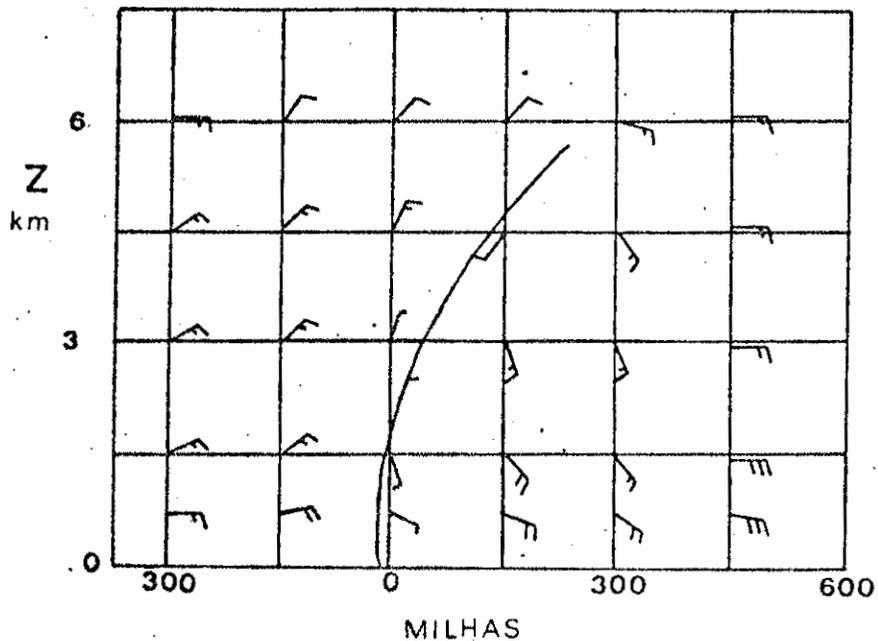


Fig. I.1 - Modelo de ondas nos ventos de leste, para o hemisfério norte. Seção vertical do campo de vento.

Adaptado de Riehl (1954), p.215.

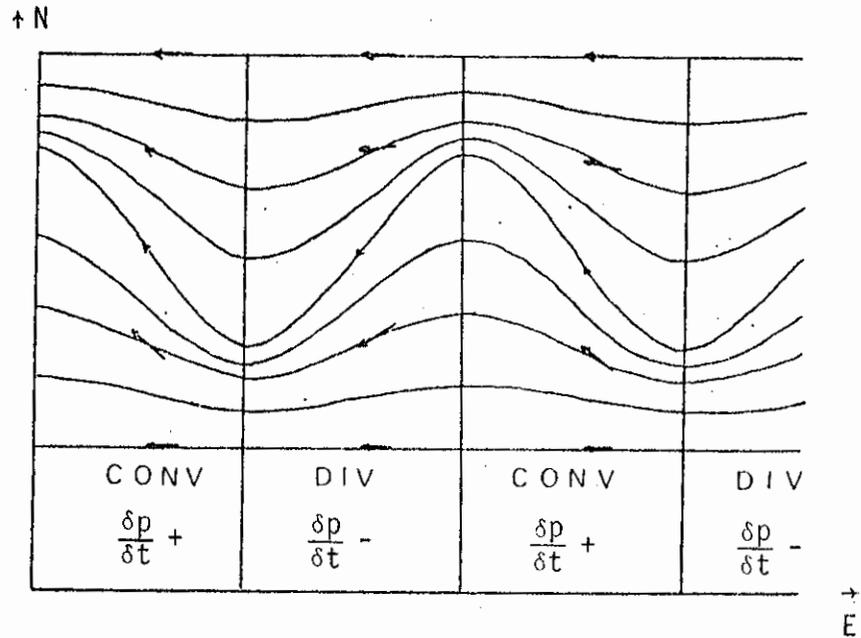


Fig. I.2 - Sistema de isóbaras divergentes e convergentes, para o hemisfério norte.

Fonte: Riehl (1954), p.216.

Em outras regiões da faixa tropical as ondas de leste apresentam certas diferenças. Chang et al (1970) observaram-nas no Pacífico oeste, de julho a dezembro de 1964, com período de 4 a 7 dias e comprimento de onda na horizontal da ordem de 4000km na camada troposférica e 8000km em 80mb. Reed e Recker (1971) observaram flutuações na mesma região, para o período de julho a setembro de 1967, com comprimento de onda na horizontal de 3500 a 4000km e velocidade de fase de 7° de longitude por dia. Observaram, ainda, que a estrutura da onda variava com a localização, possivelmente, devido à variação do cisalhamento vertical da corrente básica com a longitude.

Reed et al (1977) observaram no oeste da África flutuações do campo de vento com a velocidade de fase 8ms^{-1} , período de 3,5 dias e comprimento de onda na horizontal de 2500km.

Essas pesquisas utilizaram dados convencionais de radiosondagem. Chang (1970) introduziu uma nova técnica para estudar essas ondas, consistindo em analisar seções "longitude versus tempo", construídas com tiras zonais de fotografias de satélite, diárias, montadas sequencialmente no tempo. Desta forma ele pôde associar deslocamento de aglomerados de nuvens com a propagação de ondas de leste. Chang (1970) observou essas ondas no Pacífico oeste com período de 3 a 6 dias, velocidade de fase 7° de longitude por dia e comprimento de onda na horizontal de 2000 a 5000km.

Em comparação a outras regiões tropicais, a do Brasil foi pouco pesquisada, permanecendo obscuras as principais características dos distúrbios da região. Yamazaki (1975), usando uma seção "longitude versus tempo" de tiras zonais de fotografias de satélite, construída por Wallace (1970), observou distúrbios com características semelhantes às das ondas de leste, com velocidade de fase de 10° de longitude por dia, no Atlântico Sul.

Outro estudo, feito por Ramos (1975) mostrou sistemas organizados no Nordeste brasileiro, deslocando-se para oeste com velocidade de fase 2° a 3° de longitude por dia. Tal magnitude da velocidade de fase é bem menor que a das ondas de leste, de modo que o estudo pode ter incluído outros distúrbios além das ondas de leste. O que desperta um interesse maior às pesquisas dos distúrbios tropicais na região brasileira são as discrepâncias dos resultados. Haja visto, Aragão (1975) examinando a mesma região que Ramos (1975), com os dados de 1970, não observou nenhum movimento sistemático dos distúrbios.

Ainda não está claro qual o principal mecanismo que mantém os distúrbios tropicais.

As possíveis hipóteses são:

- 1) instabilidade barotrópica;
- 2) instabilidade condicional de segunda espécie ('CISK - Conditional

Instability of the Second Kind");

3) função forçante de latitudes médias.

1) No caso de instabilidade barotrópica os distúrbios ganham energia cinética da corrente básica devido ao cisalhamento meridional desta corrente.

Nitta e Yanai (1969) e Lipps (1970) examinaram a hipótese da instabilidade barotrópica nas vizinhanças da ITCZ ("Intertropical Convergence Zone"), utilizando escoamento observado e idealizado, respectivamente. Os resultados obtidos foram semelhantes, isto é, a escala horizontal da ordem de 2000km e o "e-folding time" (tempo necessário para a amplitude da onda ficar multiplicada por e) de 5 a 7 dias.

Williams et al (1971) estudando a estrutura de distúrbio barotropicamente instável, com um modelo quase-geostrofico de dois níveis e uma camada de Ekman, obtiveram, para o distúrbio, uma estrutura semelhante às observadas nas ondas de leste.

Yamasaki e Wada (1972) examinaram a estrutura vertical de uma onda barotropicamente instável, considerando o cisalhamento vertical da corrente de leste e o atrito na superfície. Muitas das características da estrutura dessa onda concordaram com as das ondas de leste observadas.

2) No caso do CISK existe uma cooperação iterativa entre os movimentos convectivos na escala dos cúmulus e os sistemas sinóticos, que seriam mantidos pelo calor gerado pela subsidência e compressão do ar ambiente em resposta ao movimento ascendente na escala de convecção cúmulus.

Ooyama (1969) e Yamasaki (1969) foram os primeiros a incorporar o mecanismo CISK em modelos quase-geostroficos, bidimensionais, linearizados, com a camada limite tipo Ekman para estudar ondas tropicais. Os resultados obtidos, incluindo atrito de superfície, cisalhamento vertical da corrente zonal e o efeito de rotação da Terra foram uma

onda correspondendo a ciclone tropical, dois tipos de ondas troposféricas instáveis (comprimento horizontal da onda de 2000 a 4000km), e uma onda instável na baixa estratosfera (comprimento de onda de 2000 a 12000 km). O cisalhamento vertical foi importante para a existência das duas ondas troposféricas.

Yamasaki (1971) estendeu esse trabalho, usando um modelo de equações primitivas linearizadas em coordenadas esféricas. Seus resultados foram: uma das ondas troposféricas foi baroclinicamente instável e com estrutura modificada por aquecimento; a outra foi uma onda barotropical, que se tornava instável por atrito, aquecimento e cisalhamento vertical. A terceira foi uma onda de Rossby.

Chang (1971) incluiu o mecanismo CISK em um modelo quase-geostrófico, tridimensional, para estudar a estabilidade de um escoamento sem cisalhamento vertical. Ele encontrou ondas instáveis.

Murakami (1972) introduziu o mecanismo CISK em um modelo linearizado de três níveis para estudar distúrbios tropicais de grande escala. Sem a corrente zonal básica, obteve ondas com período de 4 dias. Para o escoamento zonal de leste com cisalhamento vertical, obteve ondas instáveis semelhantes às ondas de leste.

No estudo de Lindzen (1974), sobre o mecanismo CISK, a convergência nos baixos níveis é produzida por ondas internas (onda de gravidade, mista Rossby - gravidade e de Rossby). Tal mecanismo, denominado "wave CISK", sob condições neutras de estabilidade produz uma profundidade equivalente muito menor do que a altura da escala atmosférica tropical, implicando na existência de ondas equatoriais tipo-Rossby com período de, aproximadamente, 5 dias e o comprimento de onda zonal da ordem de 2000km, consistente com as ondas de leste observadas.

Um estudo da ITCZ, combinando instabilidade barotropical e CISK, foi feito por Bates (1970), que encontrou o campo de vento barotropicalmente instável nos baixos níveis perto da ITCZ. Ondas com compri

mento da ordem de 2000km foram iniciadas e, então, cresciam por conversão de energia potencial disponível da perturbação produzida pelo aquecimento devido à condensação.

Padro (1973) também estudou esse efeito combinado. Quando a liberação de calor latente diminuía com a altura a instabilidade barotrópica gerava distúrbios com comprimento de onda de 3000km e, então, o mecanismo CISK tornava-se mais importante. Quando a liberação de calor latente aumentava com a altura, o mecanismo CISK dominava todos os estágios de desenvolvimento da onda, mas a instabilidade barotrópica foi ainda necessária para esse desenvolvimento.

3) O acoplamento lateral entre as regiões tropicais e extratropicais permite o aparecimento de funções forçantes de latitudes médias excitando distúrbios tropicais e vice-versa.

Essa teoria foi mais aprofundada por Mak (1969) que estudou a resposta de uma atmosfera tropical seca, com as funções forçantes estocásticas localizadas em 30°N e 30°S . Ele notou que as perturbações ganham energia cinética pelo trabalho exercido nas fronteiras, energia por sua vez dissipada e convertida em energia cinética zonal e energia potencial disponível da perturbação. Essas perturbações transportam calor sensível e energia de onda para a região tropical e quantidade de movimento para os polos.

Mais recentemente, entretanto, Kung (1978) observou na área do GATE que para movimentos de grande escala, na camada 100-300mb, a energia potencial da perturbação foi transportada para fora da área considerada, ocorrendo o oposto para aglomerados de nuvens, exceto em 200mb.

A condição de propagação das ondas de grande escala entre os trópicos e extratropicos é mencionada por Charney (1969), exceto quando há um aumento da amplitude da onda de leste formando ciclones tropicais intensos, que se deslocam para latitudes médias, a interação entre circulação tropical e extratropical em geral se faz primeiramente pelos distúrbios de grande escala.

Resultados semelhantes foram obtidos por Gambo (1971), concluindo que somente ondas de grande escala podem propagar-se das latitudes médias para os trópicos.

Bennet e Young (1971) estudaram detalhadamente o efeito do cisalhamento latitudinal da componente zonal média, na propagação dos distúrbios através dos trópicos, usando um modelo de uma camada. Seus resultados são resumidos a seguir:

- 1) distúrbios com grande velocidade de fase para leste não se propagam para os trópicos;
- 2) distúrbios com a velocidade de fase coincidindo em algum lugar com a velocidade do escoamento médio são absorvidos nas latitudes "críticas" (onde a velocidade de fase da onda é igual à velocidade do escoamento médio);
- 3) distúrbios com a velocidade de fase para oeste maior que a velocidade do escoamento médio propagam-se livremente para os trópicos.

Murakami (1974) fez um estudo semelhante usando um modelo não linear. Ele concluiu que as latitudes "críticas" não constituem uma barreira perfeita para fluxo de energia, havendo um influxo contínuo até atingir um estágio maduro excitando uma nova onda equatorial.

Riehl (1977) observou que na Venezuela a entrada de um cavado extratropical mantém o decréscimo de temperatura na direção polar. Ele concluiu que são necessários de 2 a 3 desses cavados, em cada

hemisfério, para explicar as trocas de calor, massa e quantidade de movimento que são observadas entre trópicos e extratropicos.

Pelos estudos apresentados nota-se que muitas regiões da faixa tropical não foram investigadas. Uma dessas é a região Amazônica, da qual são desconhecidos os distúrbios atmosféricos predominantes.

Além disso, as características do clima e circulação atmosférica da região foram pesquisadas com poucos dados. Newell et al (1972) usaram dados de um ano e meio de Belém, e de dois anos e meio de Manaus, num período em que essas estações não faziam observações sistemáticas. Marques et al (1977) utilizaram apenas os dados de 1972 de Manaus e Belém. Evidentemente, com esses dados, as características do clima e da circulação na região Amazônica não foram claramente determinadas.

Assim sendo, pretende-se melhor entender tais características, fundamentando-se em dados mais completos, para estabelecer as bases de futuras pesquisas atmosféricas da região Amazônica.

Com esse objetivo, inicialmente, foram feitos cálculos e análises climatológicas com os dados de radiossondagem de 1968 a 1976 de Manaus e Belém para investigar-se as características das variações.

Também foi feito um estudo preliminar das variações diárias de algumas variáveis, para verificar a existência de distúrbios com características semelhantes às dos que se tem observado em outras regiões tropicais.

CAPÍTULO II

DADOS

2.1 - FONTE

Os dados de radiossondagem, abrangendo a América do Sul, no período de 1963 a 1976, foram fornecidos pelo "National Climatic Center, Asheville, North Carolina, EUA", e estão arquivados em fitas magnéticas.

Destes, foram selecionados os dados das estações meteorológicas de Manaus e Belém, no período de 1968 a 1976, e de Vilhena (60,13W; 12,73S) de 1971 a 1972.

Além desses, foram utilizados dados de radiossondagem do período de 1º de janeiro a 31 de dezembro de 1974, para Belém, fornecidos pelo Instituto de Atividades Espaciais (IAE), do Centro Técnico Aeroespacial (CTA), de São José dos Campos, SP, Brasil, e do período de 1º de janeiro a 9 de março de 1977, para Manaus, fornecidos pela Força Aérea Brasileira de Manaus. Esses dados são mais completos do que os fornecidos pelo "National Climatic Center" e são usados no estudo das variações de curto prazo.

Os dados pluviométricos de 1968 a 1976 de Belém e Manaus, e de 1971 a 1972 de Alto Tapajós, extraídos do "Monthly Climatic Data for the World (U.S. Department of Commerce, 1968 a 1976)"

2.2 - CONSISTÊNCIA

Certos erros nos dados não puderam ser corrigidos por programas de computador. Tais erros aparecem em dados de pressão de superfície (em geral devidos à troca de posição de algarismos), e na temperatura de superfície. Houve também trocas de níveis de informação. No primeiro caso, a pressão incorreta foi substituída pela mais provável considerando a consistência temporal; quanto às temperaturas erradas, estas foram consideradas ausentes.

Nos dados arquivados nas fitas magnéticas convencionou-se representar os dados ausentes por sequências de "9". Contudo, muitas vezes essa convenção não foi obedecida, encontrando-se nas listagens dos dados, campos em branco (geralmente nos dados de vento), que poderia ser confundido com zero. Portanto, os campos em branco foram preenchidos com sequências de "9".

Esses erros mais óbvios foram detectados e eliminados por verificação das listagens de dados. Em seguida foi analisada a consistência dos dados com um programa de computador.

Em tal programa as temperaturas de todos os níveis foram consideradas incorretas, sempre que a taxa de variação vertical de temperatura apresentasse valor superadiabático. A correção foi feita por interpolação vertical (Apêndice C), também utilizada para completar os dados ausentes em níveis que não o da superfície. No caso da inexistência de informação sobre a temperatura de superfície, esta foi obtida por extrapolação, utilizando-se dados dos dois níveis que sucedem o de superfície (Apêndice C).

A altura geopotencial (ϕ) foi calculada para cada dia e nível de pressão, usando-se as temperaturas verificadas e corrigidas (Apêndice B).

Direção e velocidade do vento e umidade relativa foram considerados errados quando estavam fora dos intervalos fisicamente coerentes (direção entre 0° e 360° e velocidade entre 0 e 50ms^{-1}). Para as duas primeiras não foram feitas correções, mas os dados errados foram simplesmente ignorados nos cálculos. Quanto à umidade relativa, esta, quando incorreta, foi substituída por 999 e depois extrapolada ou interpolada verticalmente, dependendo do nível ser ou não o de superfície (Apêndice D).

Após esse processamento, fez-se uma verificação nas médias diárias e desvios-padrão mensais de temperatura. Sempre que as médias se a

presentassem inconsistentes, verticalmente ou temporalmente, e/ou os desvios-padrão apresentassem valores excessivamente altos, indicariam erros de temperatura. Verificando a listagem detectou-se o dia com erros de temperatura e plotou-se as temperaturas desse dia em um diagrama "skewT-logp". Analisando esse diagrama tais erros puderam ser corrigidos.

CAPÍTULO III

CÁLCULOS

3.1 - CÁLCULOS DIÁRIOS

As seguintes variáveis foram calculadas para cada dia: componentes meridional (v) e zonal (u) do vento, de cada nível de pressão; pressão de saturação de vapor (e_w) e razão de mistura de saturação (r_w), ambas em relação à água, pressão de vapor (e), razão de mistura (r) e umidade específica (q) de cada nível de pressão, onde a temperatura fosse maior que -40.1°C (Apêndice A); água precipitável (P_{wi}) de cada camada entre dois níveis subsequentes de pressão e água precipitável total (P_w) de um dia quando existissem dados da superfície até pelo menos 500mb.

3.2 - MÉDIAS E DESVIOS-PADRÃO

As médias e desvios-padrão mensais foram calculados nos níveis padronizados de pressão das seguintes variáveis: umidade específica (q), umidade relativa (U_w), altura geopotencial (ϕ), componentes meridional (v) e zonal (u) do vento, temperatura (T) e água precipitável total (P_w).

As médias climatológicas para cada mês de todas as variáveis (q , U_w , ϕ , v , u , T , P_{wi}) foram calculadas nos níveis padronizados de pressão, considerando todos os dados de radiossondagem disponíveis. A quantidade dos dados disponíveis para Manaus e Belém está resumida nas Tabelas III.1 a III.8. Nota-se que a porcentagem de observações arquivadas nas fitas magnéticas é geralmente 50% ou menos do que a quantidade máxima possível (baseado em uma sondagem por dia).

TABELA III.1

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE ALTURA GEOPOTENCIAL PARA MANAUS, PARA CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	104	105	117	137	106	131	130	125	115	100	86	83
850	107	105	114	136	104	130	130	126	115	102	86	81
700	107	105	112	134	105	127	127	124	114	96	85	82
500	103	101	108	126	100	123	116	123	114	95	85	76
400	102	100	106	124	98	125	117	120	112	96	83	76
300	94	92	92	100	91	117	107	113	106	90	79	74
250	88	85	87	96	79	112	100	93	85	64	55	56
200	79	81	83	93	76	109	103	113	101	78	71	64
150	71	72	72	88	73	103	100	107	96	75	70	58
100	55	59	61	76	62	100	91	94	84	57	58	41
TOTAIS POSSÍVEIS	248	224	217	240	217	240	248	240	210	248	240	248

TABELA III.2

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE ÁGUA PRECIPITÁVEL PARA MANAUS, PARA CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	104	105	117	137	106	131	130	125	115	100	86	83
850	107	104	112	136	104	130	130	126	115	102	86	81
700	107	104	112	134	104	126	127	124	114	91	85	82
500	103	101	106	126	99	123	116	122	114	95	85	76
400	100	100	105	122	98	124	117	115	111	93	82	75
300	92	83	91	103	84	104	98	105	97	84	71	66
TOTAIS POSSÍVEIS	248	224	217	240	217	240	248	240	210	248	240	248

TABELA III.3

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE VENTO PARA MANAUS, PARA CADA MÊS E NÍVEL
PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	115	108	109	131	110	123	129	137	109	109	102	90
850	133	125	120	138	118	132	138	140	117	115	124	111
700	132	122	118	135	119	127	130	139	118	116	119	110
500	126	114	117	134	110	125	123	136	116	112	111	100
400	120	116	100	120	98	121	124	131	109	112	110	97
300	112	108	99	109	93	118	112	125	106	106	100	88
250	97	99	93	87	78	116	105	97	83	78	76	75
200	95	103	89	95	80	112	109	125	99	97	97	79
150	93	97	73	89	73	101	104	113	95	87	92	72
100	73	68	60	71	59	92	94	91	72	65	73	45
TOTAIS POSSÍVEIS	248	224	217	240	217	240	248	240	210	248	240	248

TABELA III.4

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE UMIDADE RELATIVA PARA MANAUS,
PARA CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	146	132	136	152	138	148	156	157	131	127	137	133
850	142	128	128	149	119	141	150	147	123	125	120	114
700	140	120	128	146	118	135	143	146	121	122	118	113
500	135	123	123	138	112	132	133	141	121	118	112	100
400	132	122	121	133	111	134	130	137	116	118	106	99
300	116	101	104	108	93	112	107	115	101	103	89	83
TOTAIS POSSÍVEIS	248	224	217	240	217	240	248	240	210	248	240	248

TABELA III.5

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE ALTURA GEOPOTENCIAL PARA BELÉM, PARA CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

NÍVEL mb \ MÊS	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	119	118	108	134	123	105	88	108	105	94	104	116
850	115	117	107	130	120	103	88	107	104	94	105	116
700	116	115	106	125	118	101	88	106	105	94	101	116
500	113	106	102	122	117	100	85	100	102	94	98	114
400	114	104	97	123	114	93	87	102	105	95	99	111
300	106	96	93	112	105	86	82	99	88	88	95	108
250	96	82	80	114	97	83	67	63	67	60	68	66
200	97	87	90	103	98	79	81	97	91	84	90	98
150	91	81	85	98	90	76	81	91	89	80	87	94
100	82	66	59	75	84	76	73	88	79	66	71	95
TOTAIS POSSÍVEIS	217	196	217	210	217	180	186	217	210	248	240	240

TABELA III.6

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE ÁGUA PRECIPITÁVEL PARA BELÉM, PARA CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

NÍVEL mb \ MÊS	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	119	118	108	134	122	104	88	108	105	94	104	116
850	115	117	107	130	118	102	88	106	103	94	105	116
700	116	115	104	125	117	99	88	104	104	93	101	115
500	112	106	102	122	116	99	85	100	101	94	98	113
400	113	104	95	122	113	92	84	101	104	94	97	108
300	103	92	85	104	99	79	75	89	85	78	82	98
TOTAIS POSSÍVEIS	217	196	217	210	217	180	186	217	210	248	240	248

TABELA III.7

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE VENTO PARA BELÉM, PARA CADA MÊS E NÍVEL
PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	112	110	105	128	116	100	88	110	100	104	105	123
850	118	121	114	134	126	104	100	116	110	105	114	140
700	118	117	116	134	122	98	103	118	109	106	115	136
500	114	110	112	130	118	97	99	108	109	103	113	138
400	110	107	106	121	113	87	97	110	103	98	113	131
300	104	104	105	115	101	84	91	110	98	92	110	129
250	94	92	91	118	98	79	77	68	73	56	73	82
200	96	97	106	106	96	78	88	101	96	89	103	121
150	89	89	93	104	84	74	88	101	93	87	97	115
100	72	75	69	76	79	69	74	90	76	76	80	92
TOTAIS POSSÍVEIS	217	196	217	210	217	180	186	217	210	248	240	248

TABELA III.8

QUANTIDADE DE INFORMAÇÕES DE UMIDADE RELATIVA PARA BELÉM, PARA
CADA MÊS E NÍVEL PADRONIZADO DE PRESSÃO E OS TOTAIS POSSÍVEIS

MÊS NÍVEL mb	MÊS											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1000	130	125	129	150	144	119	121	135	125	129	135	139
850	127	123	120	146	131	115	107	125	112	109	122	134
700	126	121	119	140	131	111	105	120	114	106	118	133
500	122	110	115	137	129	110	101	115	111	107	112	131
400	123	110	109	136	126	104	100	115	114	105	112	125
300	108	95	98	118	109	89	90	100	96	88	94	114
TOTAIS POSSÍVEIS	217	196	217	210	217	180	186	217	210	248	240	248

3.3 - CÁLCULO DE TRANSPORTES FEITOS PELOS TURBILHÕES TRANSIENTES

Para cada dia e nível padronizado de pressão foram calculados o transporte de quantidade de movimento, os transportes meridional e zonal de umidade específica, realizados pelos turbilhões transientes (Apêndice B).

As médias climatológicas desses transportes foram calculados nos níveis padronizados de pressão para cada mês, como mencionado no item anterior, e os resultados são comparados, no Capítulo IV, com cálculos de alguns pesquisadores, como por exemplo, Newell et al (1972).

3.4 - CÁLCULO DE DIVERGÊNCIA E MOVIMENTO VERTICAL

A divergência horizontal do vento ($\nabla_H \cdot \vec{V}$) foi calculada sobre a área do triângulo formado por Belém, Manaus e Vilhena, através do método introduzido por Bellamy (Haltiner, Martin, 1957, p.315). De acordo com esse método a $\nabla_H \cdot \vec{V}$ pode ser expressa como (Apêndice E):

$$\nabla_H \cdot \vec{V} = \frac{v_{AN}}{h_A} + \frac{v_{BN}}{h_B} + \frac{v_{CN}}{h_C}, \quad (\text{III.1})$$

onde:

A, B, C são os vértices do triângulo

h_k é a altura do triângulo através do vértice k

v_{kN} é a componente do vento no vértice k, normal ao lado oposto do triângulo.

O método pressupõe que o vento varie linearmente entre os vértices.

Utilizando dados de 1971 e 1972 das três estações, a divergência horizontal do vento foi calculada em cada camada, entre dois níveis padronizados de pressão, utilizando as médias mensais das componentes zonal e meridional do vento.

Posteriormente, foi feito o cálculo da velocidade vertical, usando a equação da continuidade, nos níveis padronizados, considerando-se nula a velocidade na superfície por:

$$\omega_2 = \omega_1 - \nabla_H \cdot \vec{V} (p_2 - p_1) \quad (\text{III.2})$$

CAPÍTULO IV

MÉDIAS CLIMATOLÓGICAS MENSAIS

Este capítulo tem como objetivo discutir as variações sazonais dos parâmetros, verificadas pelas médias climatológicas mensais para Manaus e Belém, incluindo-se a comparação desses resultados com os de Newell et al (1972).

Além disso, alguma ênfase será dada às diferenças notadas nas variações das duas estações, causadas devido a localização geográfica.

Desta forma, procura-se melhor entender as características do clima e da circulação atmosférica da região Amazônica (embora muitas continuem a constituir problemas em aberto), com a finalidade de estabelecer melhores bases para futuros estudos do ciclohidrológico da Bacia Amazônica.

As curvas de altura geopotencial para as duas estações (Figuras IV.1 e IV.2) apresentam nos baixos níveis (100 mb a 700 mb) um único máximo, enquanto que nos níveis superiores dois deles, indicando a existência da oscilação anual nos baixos níveis e bianual nos altos níveis.

As variações sazonais de altura geopotencial nos baixos níveis, e em particular os máximos únicos (julho) são consistentes com a pressão de superfície (Figura IV.3). As curvas de altura geopotencial nos baixos níveis e de pressão de superfície apresentam-se menos suaves em Manaus, especificamente de maio a setembro, período no qual existe a incursão de frentes frias na região Amazônica (Trewartha, 1961). Portanto, isso indica que para Manaus é requerida uma quantidade maior de dados do que apenas 8 anos, para se estabelecer a média climatológica desses parâmetros.

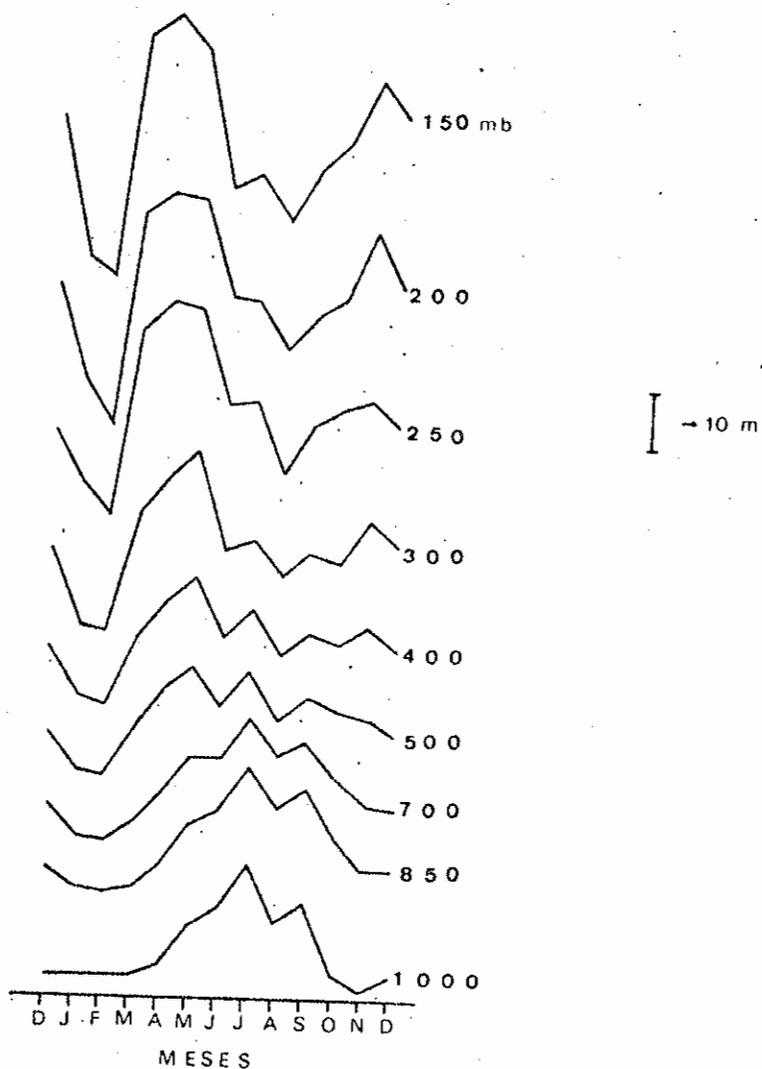
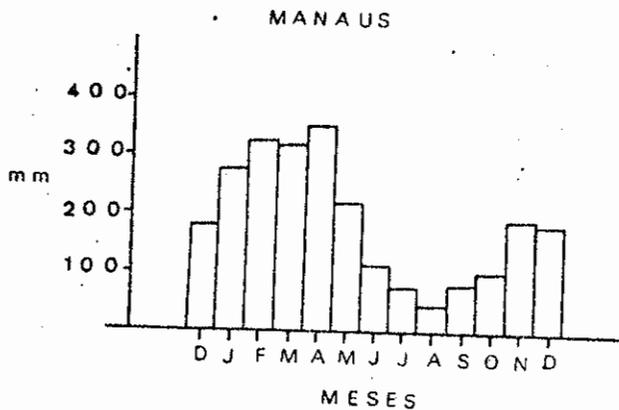


Fig. IV.1 - Desvios da altura geopotencial em relação à média anual (utilizando médias climatológicas), para cada nível (indicado do lado direito da figura) e o histograma de precipitação média mensal (1968 - 1976), para Manaus.

BELEM

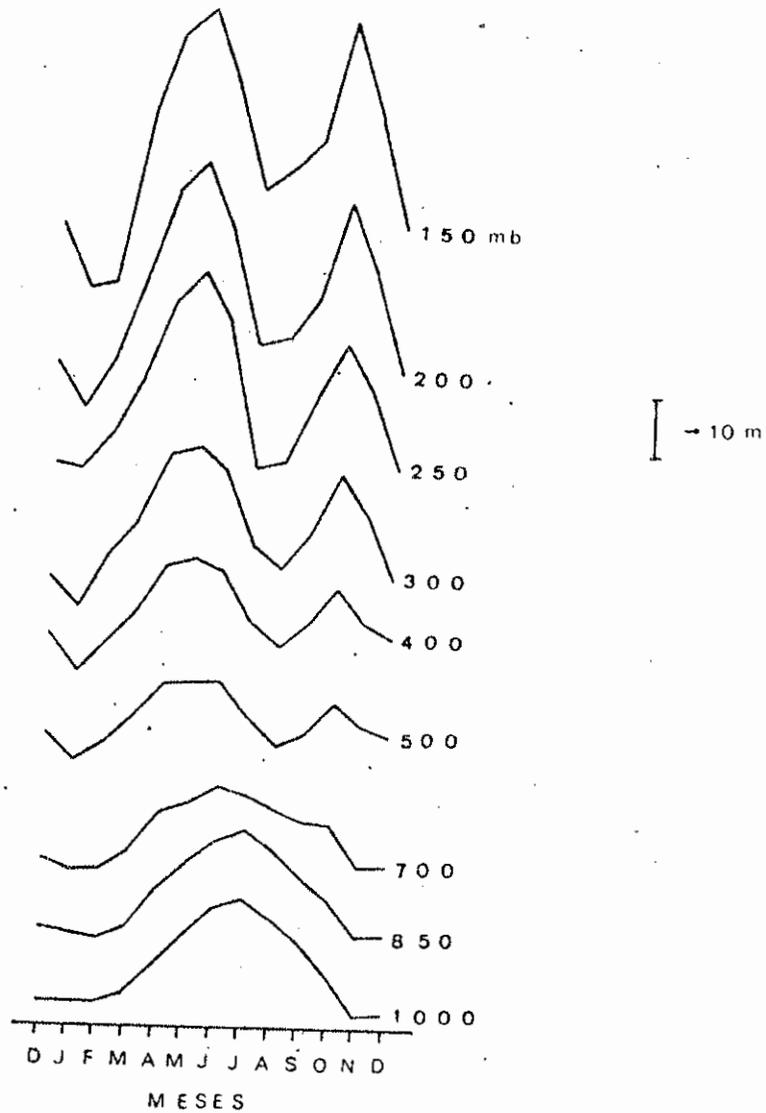
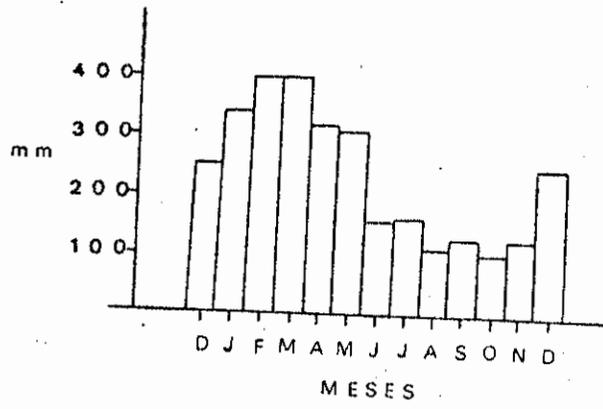


Fig. IV.2 - Desvios da altura geopotencial em relação à média anual (utilizando médias climatológicas), para cada nível (indicado do lado direito da figura) e o histograma de precipitação média mensal (1968 - 1976), para Belém.

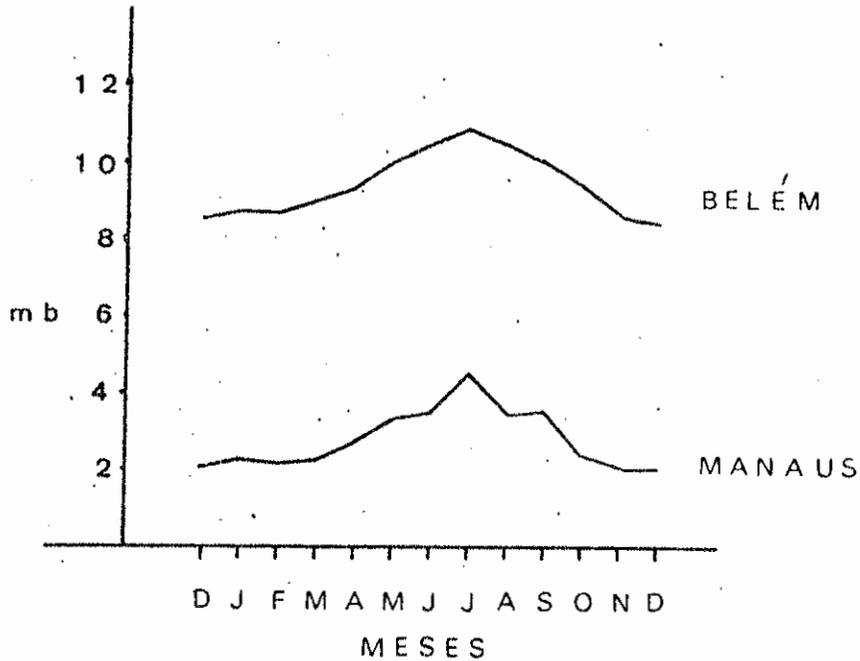


Fig. IV.3 - Desvios de pressão de superfície (p-1000), utilizando as médias climatológicas para Manaus e Belém.

Nos níveis superiores da troposfera, a característica mais importante que se verifica nas curvas de altura geopotencial é a existência da oscilação bianual (dois máximos). No caso dos máximos primários, suas ocorrências (maio em Belém e abril em Manaus) se verificam nos períodos de máximas precipitações (vide histograma de precipitação). Portanto, é provável que a liberação de calor latente das células convectivas seja o mecanismo principal que mantém esses máximos.

Contudo, tal concordância não se verifica no caso dos máximos secundários (outubro em Belém e novembro em Manaus). De forma que, considerando o fato de haver mínimos de precipitação neste período, outras hipóteses tornam-se relevantes para as ocorrências desses máximos: aquecimentos devido aos movimentos subsidentes e/ou advecção quente na região.

Nos níveis superiores (200mb a 150mb) as componentes zonal e meridional do vento (Figuras IV.4 e IV.5) também apresentam características importantes. No período de dezembro a fevereiro predominam em Belém ventos de sudoeste (máximas componentes zonal de oeste e meridional de sul) e em Manaus ventos de sudeste ou de sul (fraca componente zonal de leste e componente meridional máxima de sul).

Essa distribuição do vento concorda com a análise das linhas de corrente de 200mb para o período de dezembro a fevereiro, apresentada por Newell et al (1972), (Figura IV.6), na qual nota-se a presença de um sistema de alta pressão, na região da Bolívia, com o escoamento divergente, influenciando na circulação das regiões equatoriais vizinhas.

Esse sistema desloca-se para norte de março a maio e gradualmente se enfraquece. Tal deslocamento é confirmado pela mudança do vento nos altos níveis. Belém apresenta de abril a maio a componente zonal quase-nula e a componente meridional positiva quase-nula, e Manaus mostra ambas, quase-nulas em abril.

Essa distribuição das componentes do vento e o fato da altura geopotencial apresentar sempre valores maiores em Manaus que em Belém indicam que o centro do sistema de alta pressão localiza-se sobre a parte central da região Amazônica, mais próxima de Manaus, provocando os máximos de altura geopotencial observados nas duas estações, de abril a maio.

Com o passar do tempo o sistema de alta pressão desloca-se para regiões mais ao norte da Amazônia, passando do hemisfério sul para norte, como indicam os ventos predominantemente de noroeste ou norte em ambas as estações, no período de junho a setembro. Isso confere com a análise das linhas de correntes de 200mb, de junho a agosto, apresentada por Newell et al (1972), (Figura IV.7).

MANAUS

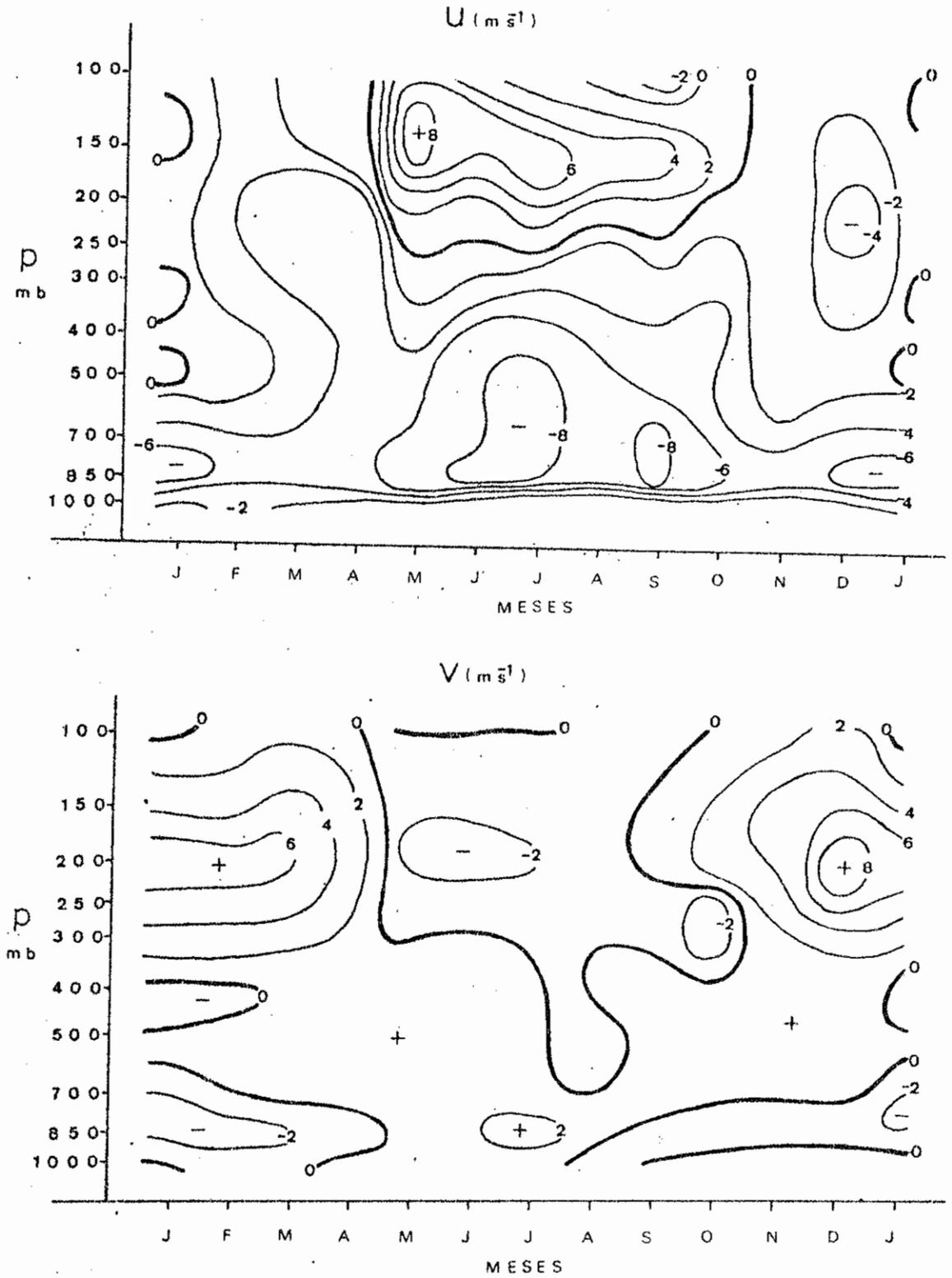


Fig. IV.4 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, em Manaus.

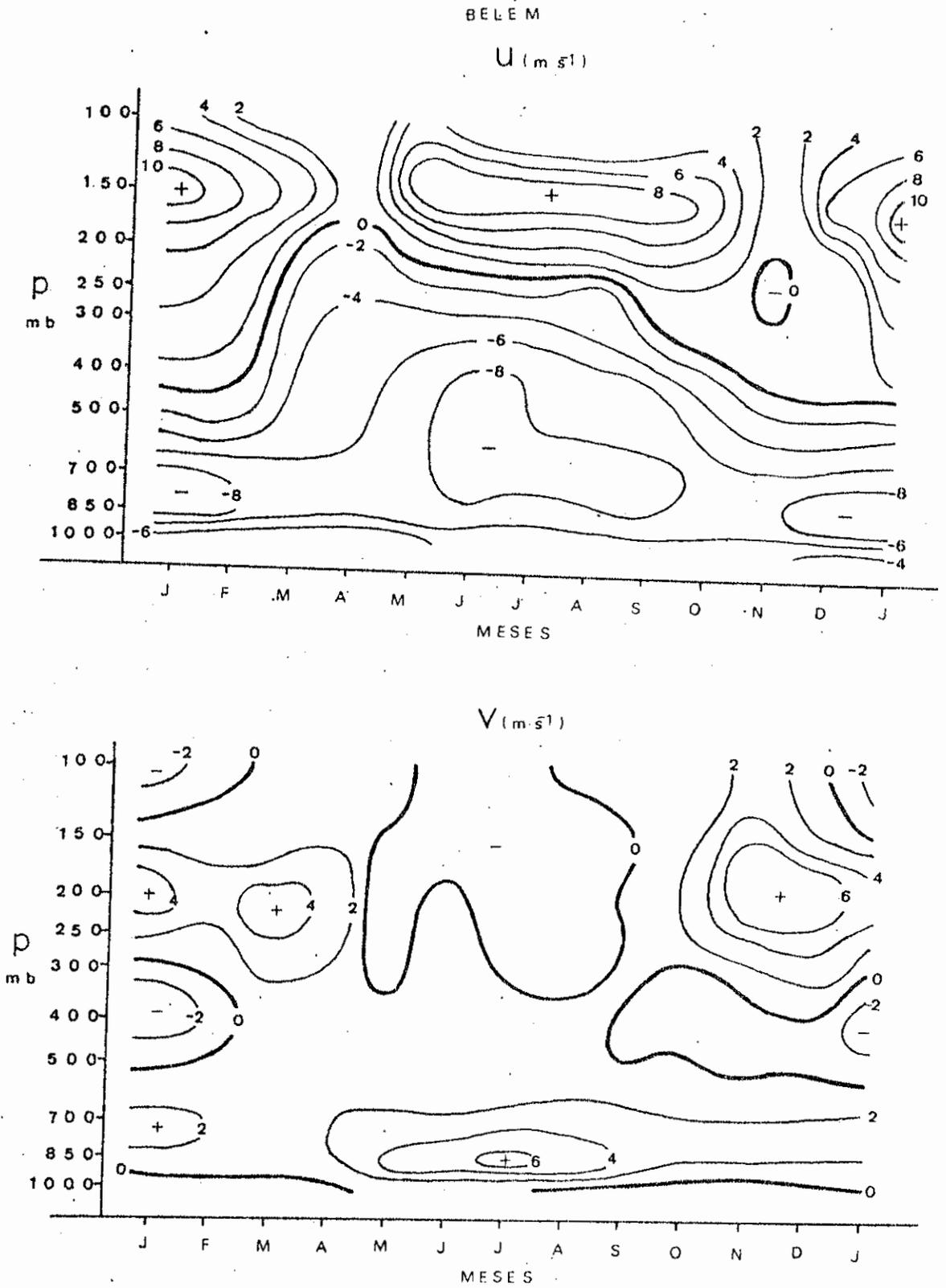


Fig. IV.5 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, em Belém.

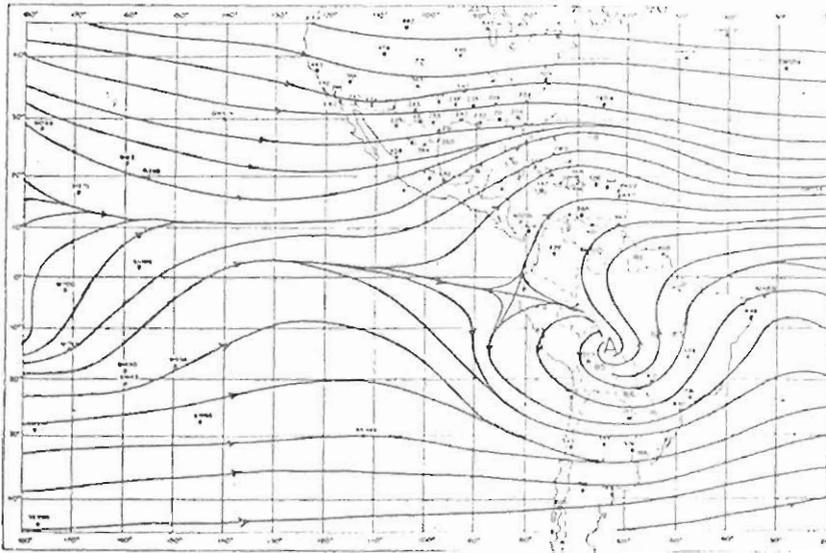


Fig. IV.6 - Linhas de corrente em 200mb, de dezembro a fevereiro, para a região tropical.
Adaptado de Newell et (1972), p.122.

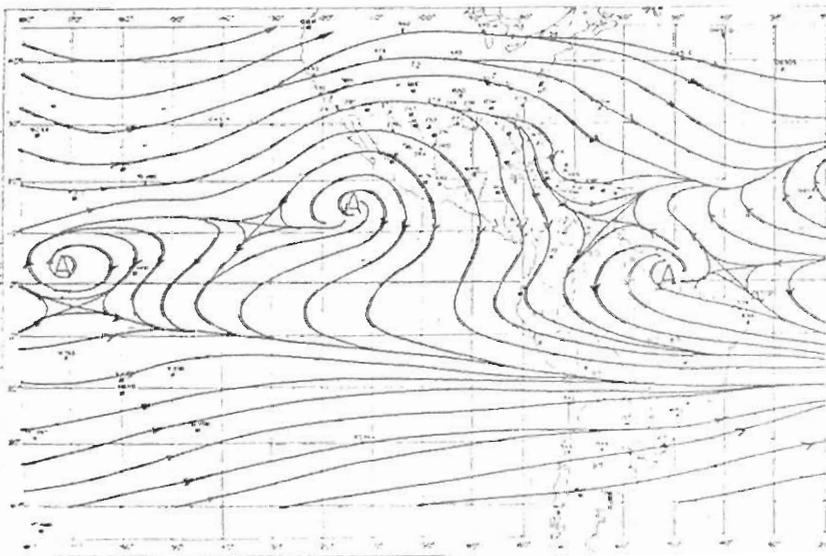


Fig. IV.7 - Linhas de corrente em 200mb, de junho a agosto, para a região tropical.
Adaptado de Newell et al (1972), p.123.

O sistema sofre nova intensificação gradativa de setembro a outubro e desloca-se do hemisfério norte para sul, localizando-se sobre a parte mais a oeste da Amazônia de outubro a novembro, quando se observam a componente zonal quase-nula, a componente meridional positiva e máximos de altura geopotencial nas duas estações.

Evidentemente, os mínimos de altura geopotencial, verificados em janeiro e fevereiro, correspondem ao período em que o sistema de alta pressão localiza-se em regiões mais ao sul e os mínimos de julho correspondem ao período em que esse sistema localiza-se em regiões mais ao norte da Amazônia.

O deslocamento do centro de alta pressão é ilustrado pelas cartas do brilho médio, determinadas utilizando-se imagens visíveis de satélite, para janeiro, abril, julho e outubro, da América do Sul (Miller, 1971), (Figura IV.8). Nessas cartas observam-se as posições do centro de nebulosidade nos meses acima citados, determinando uma trajetória quase-elíptica: em janeiro o centro de nebulosidade encontra-se na região da Bolívia e gradualmente desloca-se atingindo em abril a região central da Amazônia, em julho as regiões ao norte da Colômbia e em outubro as regiões na parte mais a oeste da Amazônia. Essa trajetória completa-se quando o sistema novamente atinge as regiões bolivianas.

Tal deslocamento, esquematizado na Figura IV.9, concorda com o vento e a altura geopotencial dos altos níveis.

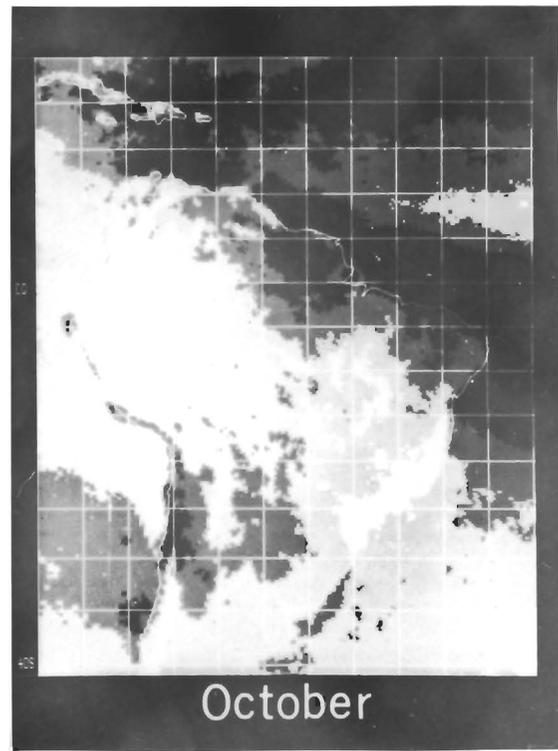
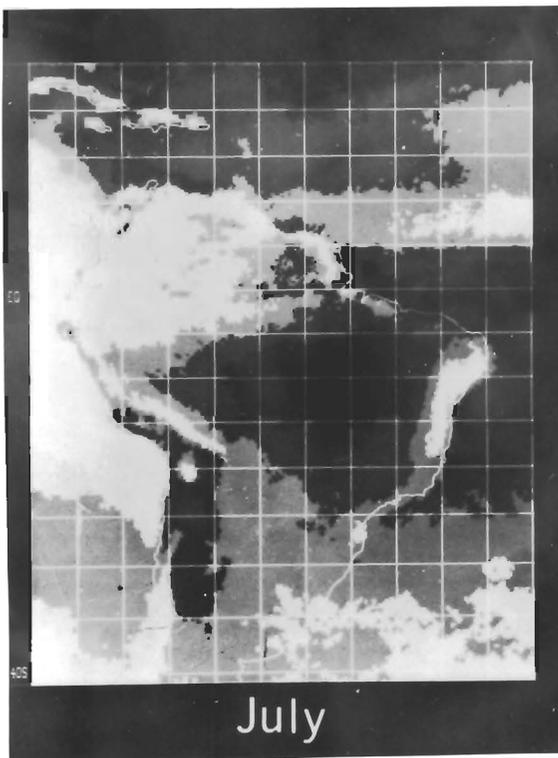
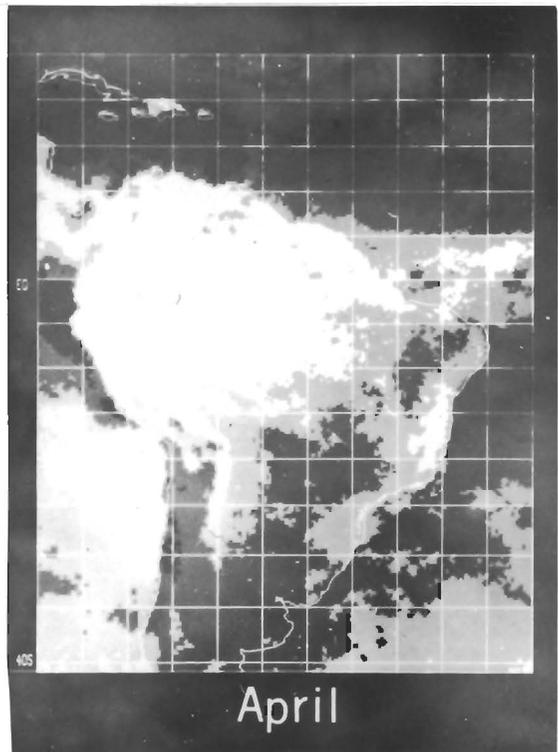
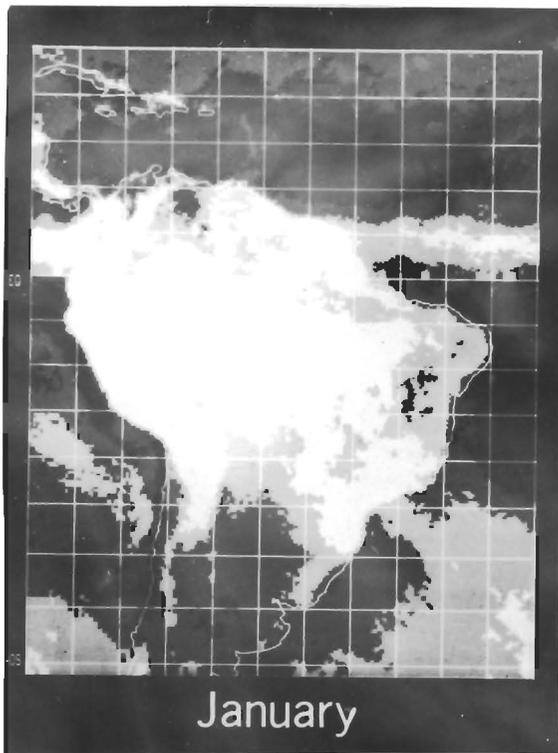


Fig. IV.8 - Cartas de brilho médio, determinadas utilizando imagens visíveis de satélite.

Fonte: Miller (1971), pp.210,214,218 e 222.

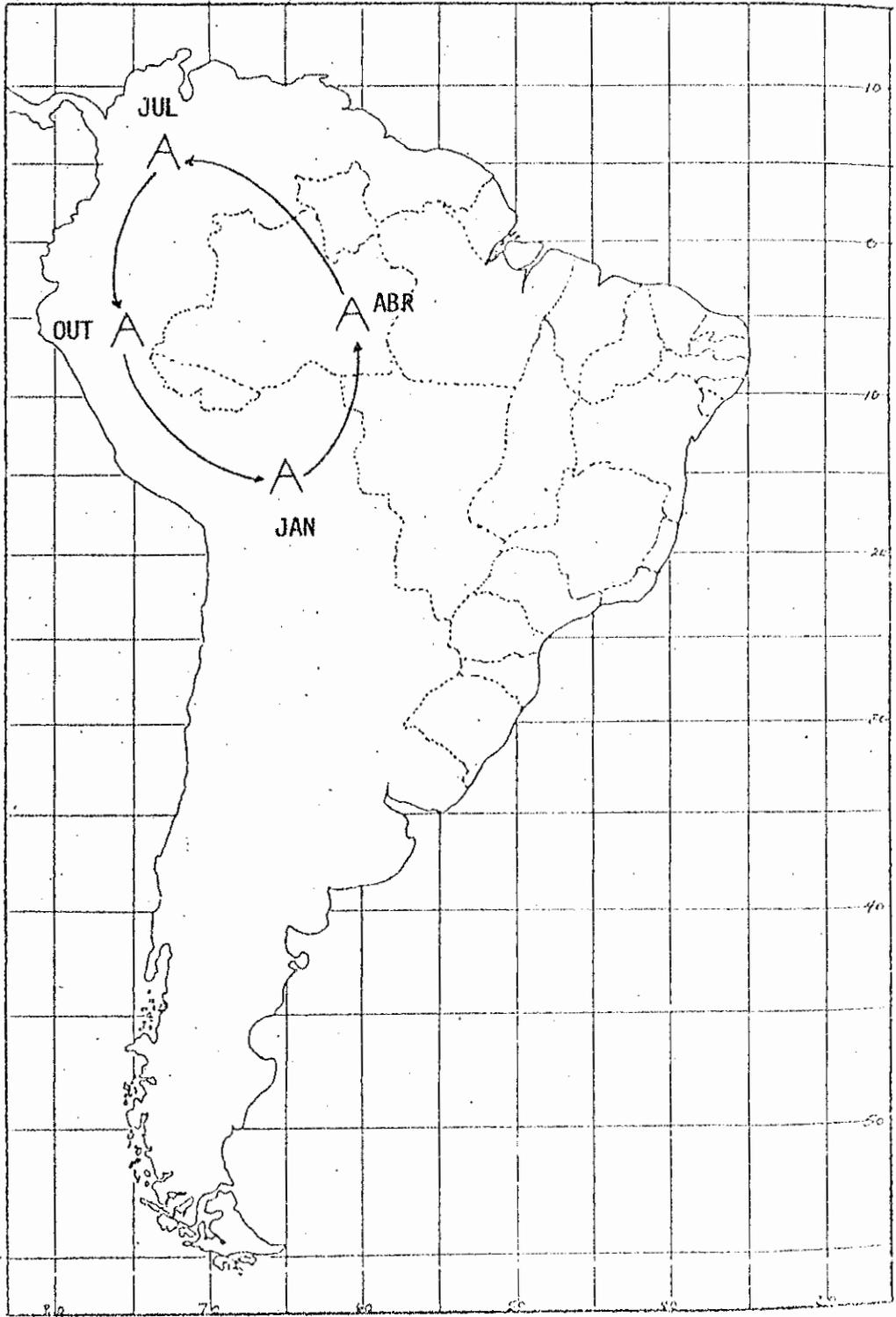


Fig. IV.9 - Esquema da trajetória quase elíptica do centro de alta pressão (representado por A). Este sistema não é necessariamente fechado.

Além dessas características das variações sazonais da circulação associadas com os deslocamentos e as intensificações do sistema de alta pressão dos altos níveis, é interessante notar dois aspectos no vento dos baixos níveis em Belém. O primeiro, verificado de maio a setembro, é a existência de uma máxima componente meridional de sul em 850mb e uma máxima componente zonal de leste entre 700mb e 500mb, predominando em 850mb fortes ventos de sudeste. Com essa orientação da direção do vento em 850mb, paralela às regiões costeiras, ocasiona menor advecção de umidade do oceano para o continente.

Essa característica de inverno do hemisfério sul verifica-se em todas as regiões equatoriais localizadas no lado leste dos continentes (Newell et al, 1972), (Figura IV.10).

Uma dessas regiões foi detalhadamente estudada por Hart et al (1978), que observaram na região da África, em junho e julho de 1977, entre 1 e 2 km, ventos máximos, que receberam a denominação de "corrente de jato dos baixos níveis". Uma diferença que se verifica do fenômeno observado na região da África com o de Belém é o fato de a componente zonal não ser máxima em 850mb nesta última.

O segundo aspecto interessante é a mudança de direção do vento com a altura que ocorre durante o ano inteiro. Em 1000mb e 700mb predominam os ventos de leste, enquanto no nível intermediário de 850mb os de sudeste. Possivelmente, tal distribuição vertical do vento está relacionada com a circulação local (brisa marítima e/ou terrestre); contudo, os dados de radiossondagem para um único horário não são suficientes para outras conclusões.

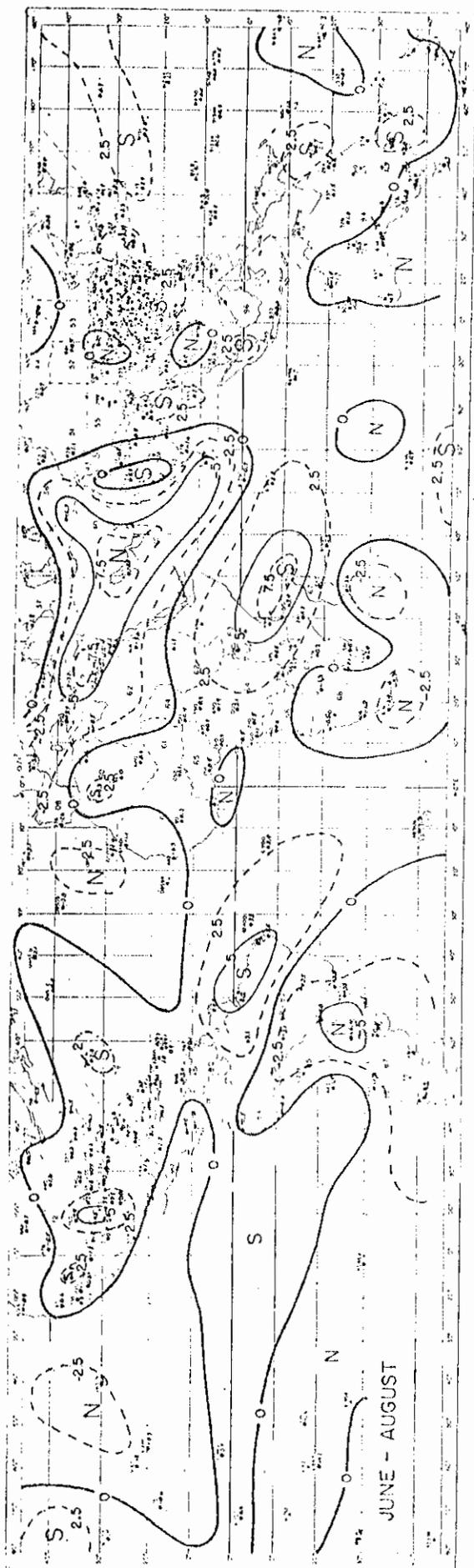


Fig. IV.10 - Linhas de igual valor da componente meridional (v) em 850mb, de junho a agosto, para a região tropical.

Fonte: Newell et al (1972), p.107.

Os ventos nos baixos níveis, em Manaus, também apresentam características interessantes. De maio a agosto, existem a componente zonal máxima de leste e a componente meridional positiva, prevalecendo ventos de sudeste, enquanto que de dezembro a março predominam os ventos de nordeste. Essa mudança sazonal da direção do vento está relacionada com o deslocamento meridional do cavado equatorial (região de pressões menores entre as regiões de altas subtropicais na superfície). Nos meses de dezembro a março, na superfície, o centro de baixa pressão localizada na região da Bolívia favorece um deslocamento para sul do cavado equatorial, ocasionando assim os ventos de nordeste, observados nos baixos níveis em Manaus neste período. Tal orientação da direção dos ventos facilita a entrada de umidade de regiões oceânicas para a Amazônica.

Por outro lado, de maio a agosto, o cavado equatorial situa-se mais ao norte, de forma que, a circulação dos baixos níveis é influenciada pelos alísios do hemisfério sul, resultando os ventos de sudeste.

A temperatura também mostra variações sazonais nas duas estações. Nos baixos níveis, os menores valores de temperatura observados nas duas estações (Figuras IV.11 e IV.12), de janeiro a abril, são causados pela alta precipitação e nebulosidade existentes neste período. Por outro lado, os menores valores de temperatura observados nos baixos níveis, no inverno do hemisfério sul, em Manaus, possivelmente são causados pela incursão das frentes frias nesta região. Os menores valores nesse mesmo período, em Belém, ocorrem na época mais seca, possivelmente devido a um maior esfriamento radiativo durante a noite.

Nos altos níveis, observa-se que a temperatura nas duas estações apresenta variações sazonais consistentes com aquelas de altura geopotencial e vento. Os máximos ocorrem em períodos quando o sistema de alta pressão localiza-se sobre a região central da Amazônia.

BELÉM

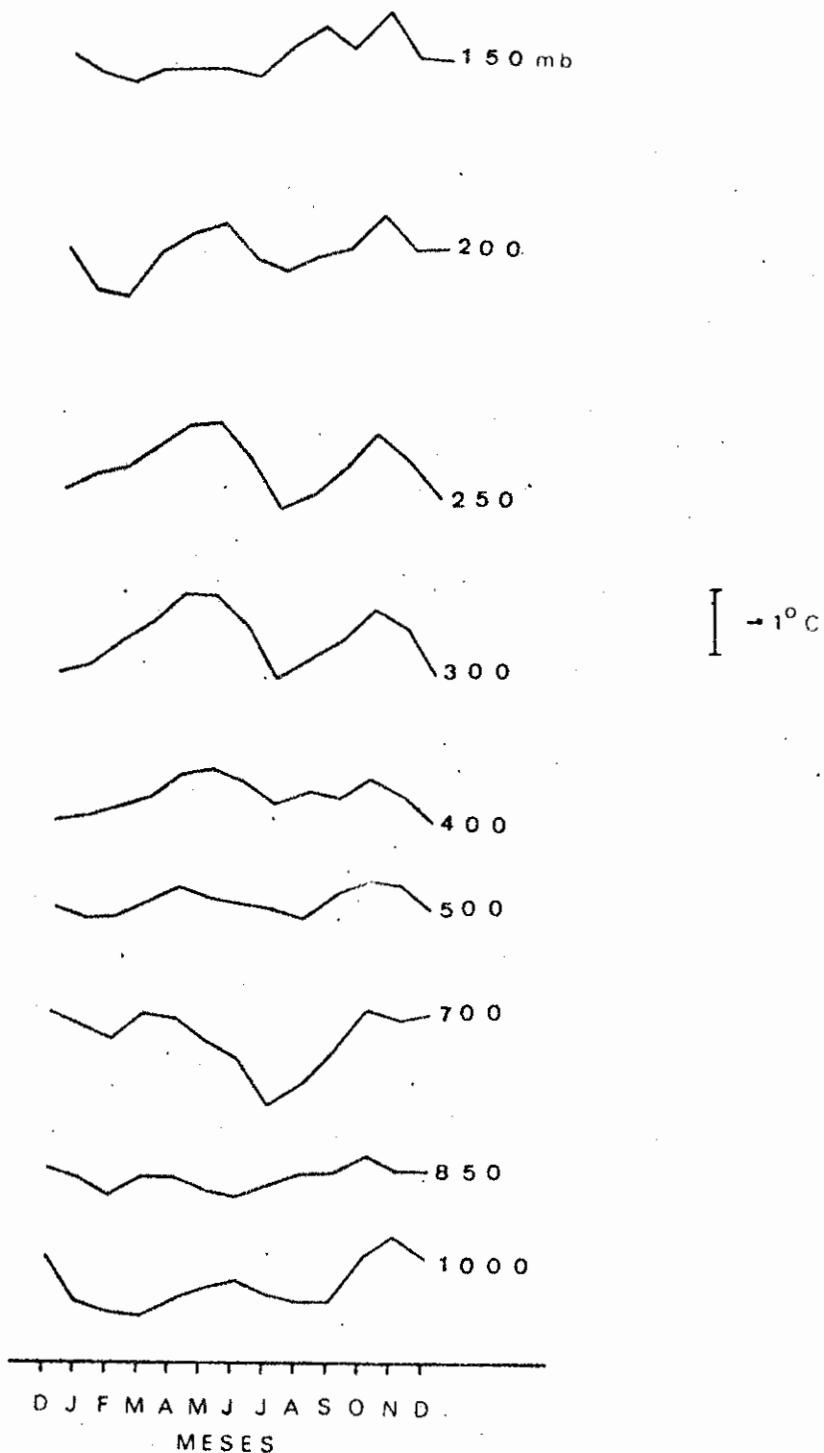


Fig. IV.11 - Desvios da temperatura em relação à média anual (utilizando médias climatológicas) para cada nível (indicado do lado direito da figura), para Belém.

MANAUS

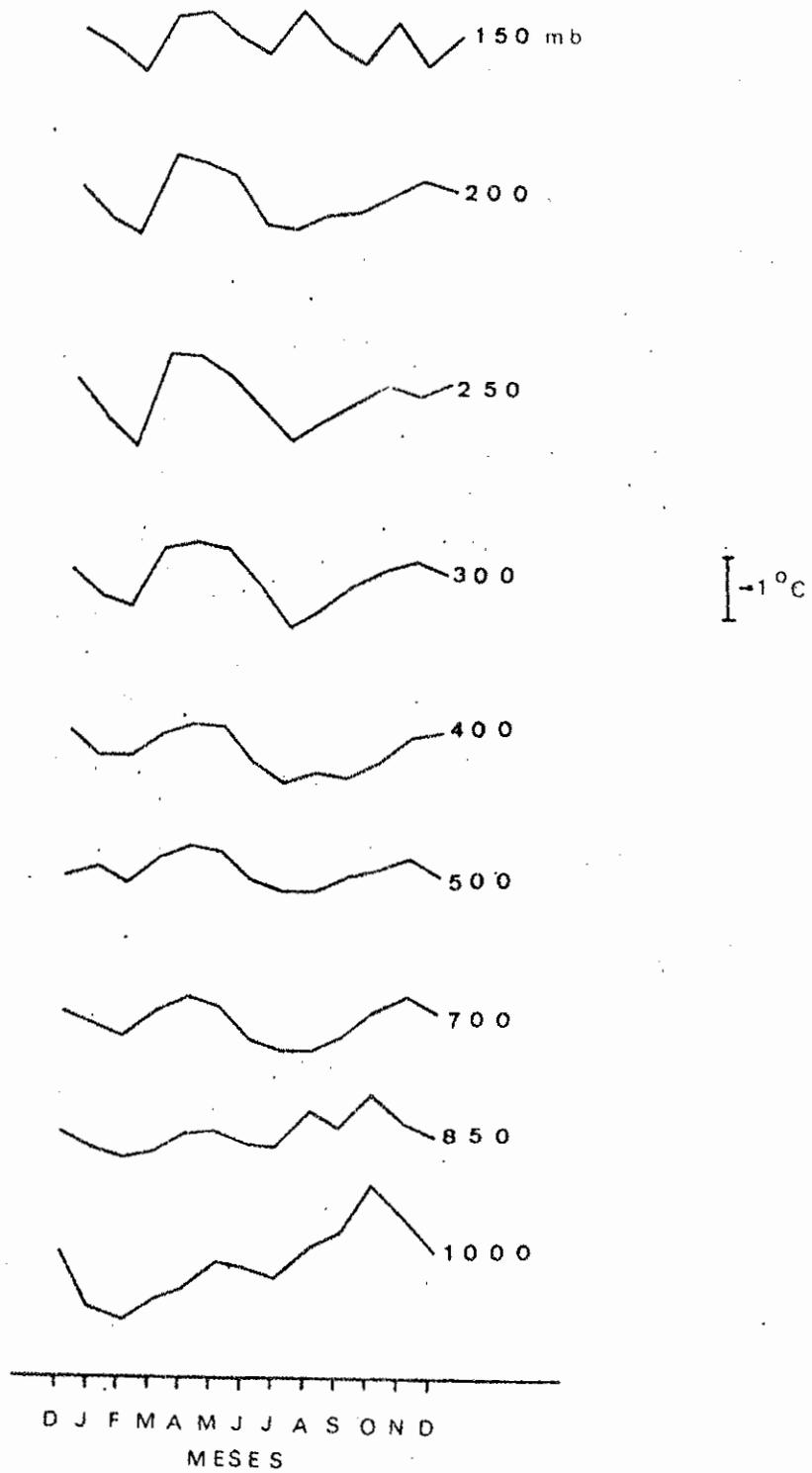


Fig. IV.12 - Desvios da temperatura em relação à média anual (utilizando médias climatológicas) para cada nível (indicado do lado direito da figura), para Manaus.

O desvio da espessura da camada entre 1000mb e 200mb (Figura IV.13) apresenta, em ambas as estações, os máximos e mínimos em períodos correspondentes aos de temperatura e altura geopotencial nos altos níveis.

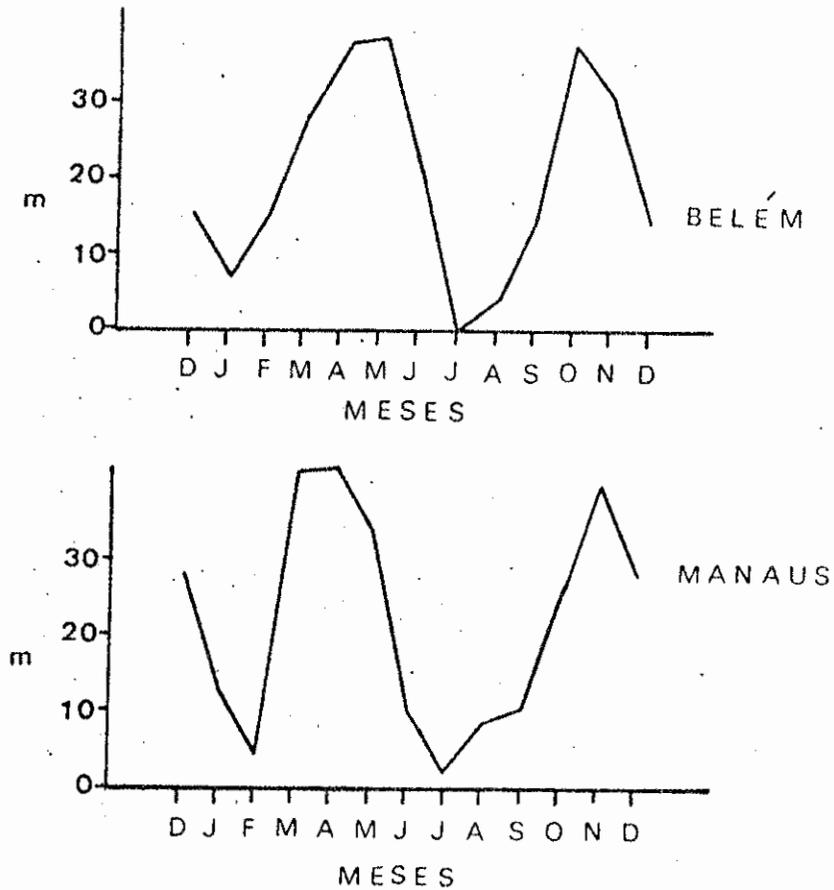


Fig. IV.13 - Desvios da espessura da camada entre 1000mb e 200mb ($\Delta z-12320$), utilizando médias climatológicas, para Manaus e Belém.

A água precipitável (Figura IV.14), nas duas estações, também concorda com o deslocamento do sistema de alta pressão. Os maiores valores desse parâmetro são observados no período em que esse sistema localiza-se sobre a região central da Amazônia (abril e maio). Os menores valores ocorrem de agosto a outubro, período que antecede aquele em que o sistema desloca-se do hemisfério norte para sul.

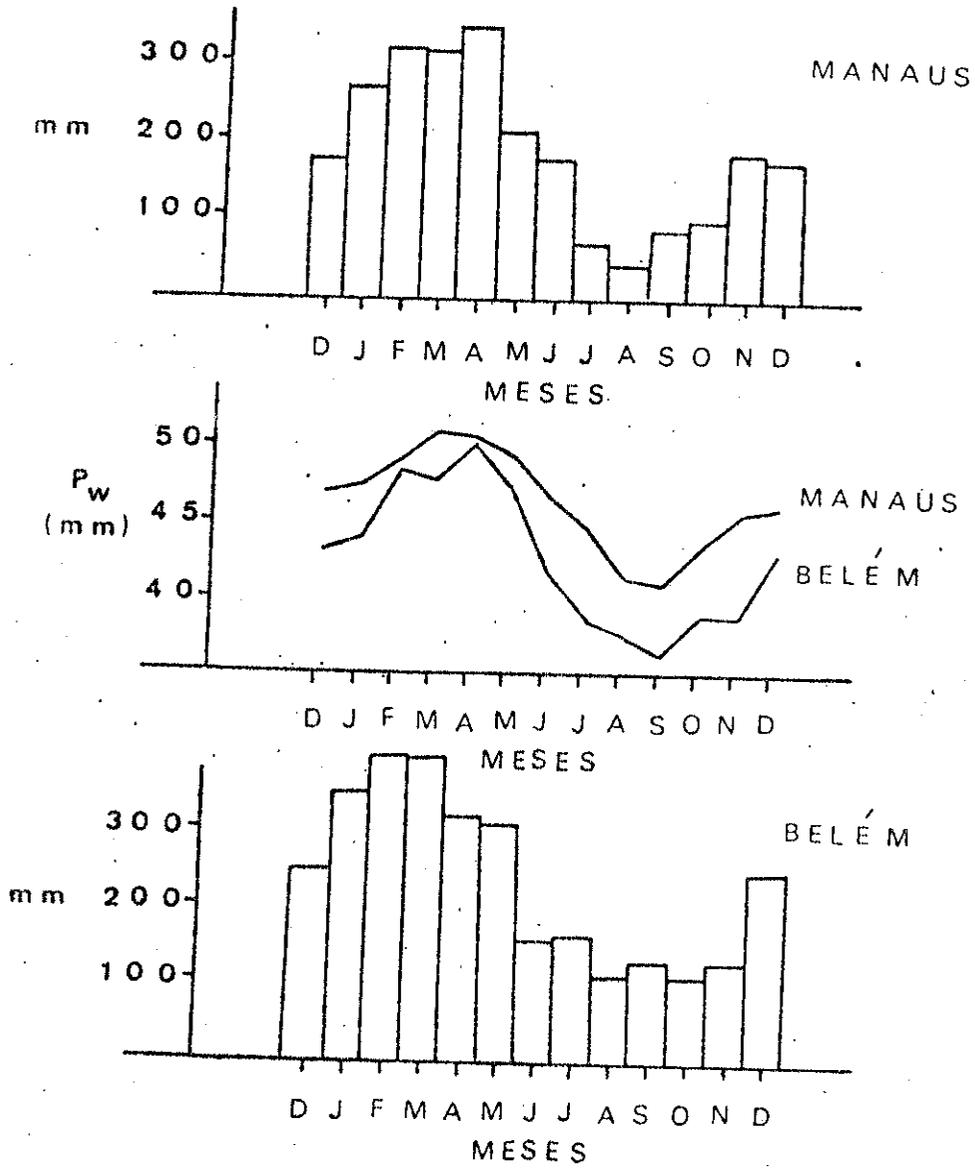


Fig. IV.14 - Curvas de água precipitável (P_w) (médias climatológicas) para Belém e Manaus, e os respectivos histogramas de precipitação média mensal (1968 - 1976).

Observa-se ainda que os valores de água precipitável em Manaus apresentam, em cada mês, valores superiores aos de Belém, apresentando as menores diferenças de janeiro a maio e as maiores de julho a dezembro. Essa diferença de água precipitável indica que existem outros fatores, além da advecção de umidade do oceano para o continente, que influem na quantidade de vapor d'água do ar. A precipitação constitui um sumidouro de umidade, enquanto que o fluxo vertical de vapor d'água da superfície (evapotranspiração das plantas e evaporação da superfície) constitui uma fonte de umidade. A divergência horizontal de vapor d'água pode ter o efeito de aumentar ou diminuir a quantidade de umidade no ar, dependendo do sinal. Para que se observe água precipitável em Manaus maior que em Belém, os efeitos das fontes têm que ser maiores que os efeitos dos sumidouros.

Entretanto, existe uma possibilidade dos valores calculados de água precipitável diária não serem representativos de um dia, visto que Kousky (1979) verificou uma grande variação diurna da atividade convectiva em Belém (provavelmente devido os efeitos das circulações locais). Ele observou o máximo de precipitação entre 16 e 18 horas (tempo local), que indica uma maior atividade convectiva e uma maior quantidade de vapor d'água no ar às 00TMG (21 horas, tempo local); enquanto que, o máximo de precipitação observado durante a noite indica menor atividade convectiva e menor quantidade de vapor d'água no ar às 12TMG (9 horas, tempo local). Isso ocasiona maior quantidade de água precipitável às 00TMG que às 12TMG.

As variações sazonais de umidade relativa (Figuras IV.15 e IV.16) concordam com aquelas de água precipitável, ocorrendo os maiores valores de fevereiro a abril e os menores de agosto a outubro, nas duas estações.

A umidade relativa decresce com a altura, mas os mínimos de cada nível em geral ocorrem em meses diferentes, especialmente em Manaus: em 500mb ocorre em agosto, em 700mb em setembro, e em 850 e 1000mb em outubro. Essa distribuição vertical de umidade relativa possivelmen

te é causada pelo fato do sistema de alta pressão afetar primeiro os níveis mais altos.

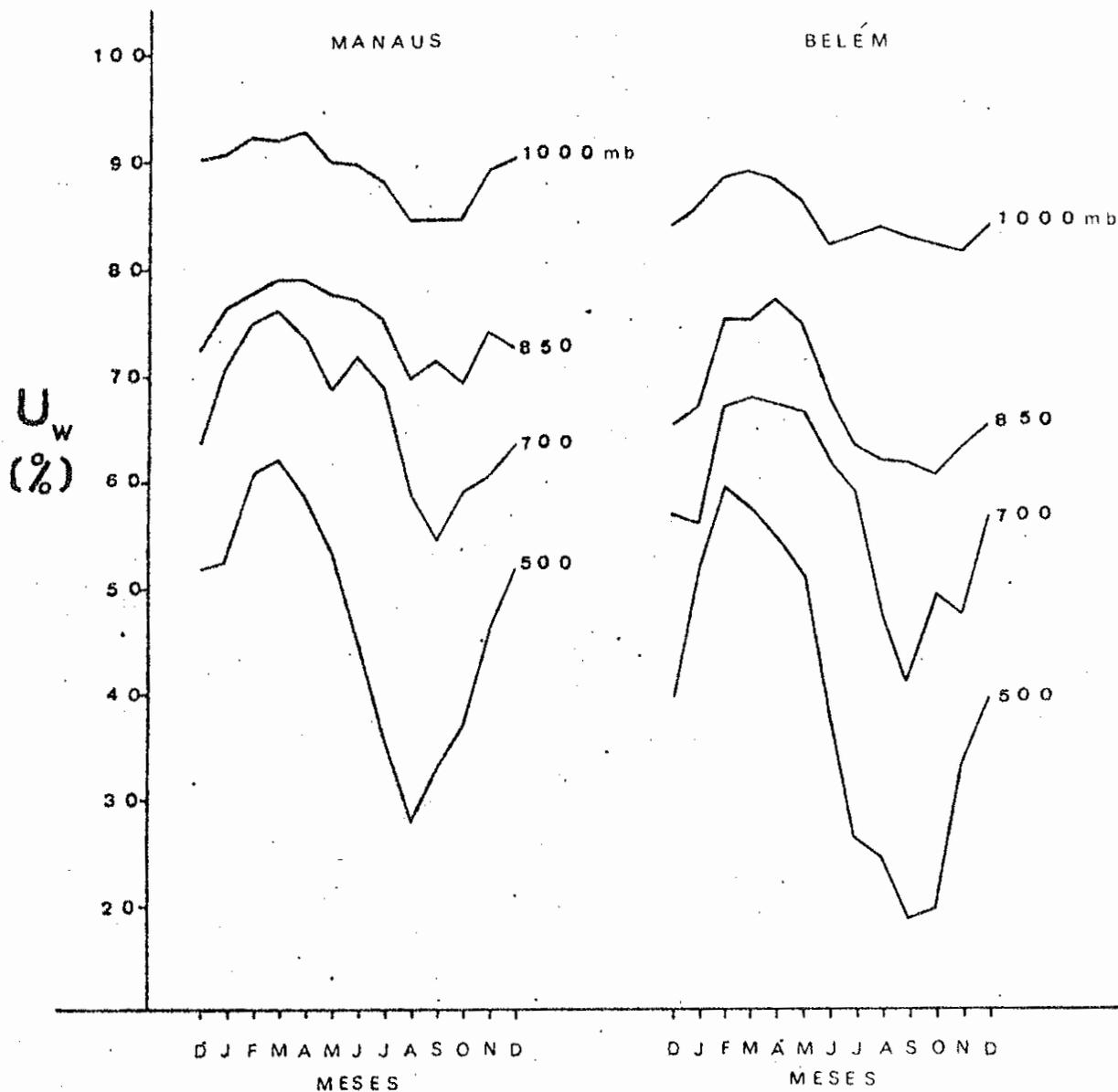


Fig. IV.15 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias climatológicas), para Manaus e Belém.

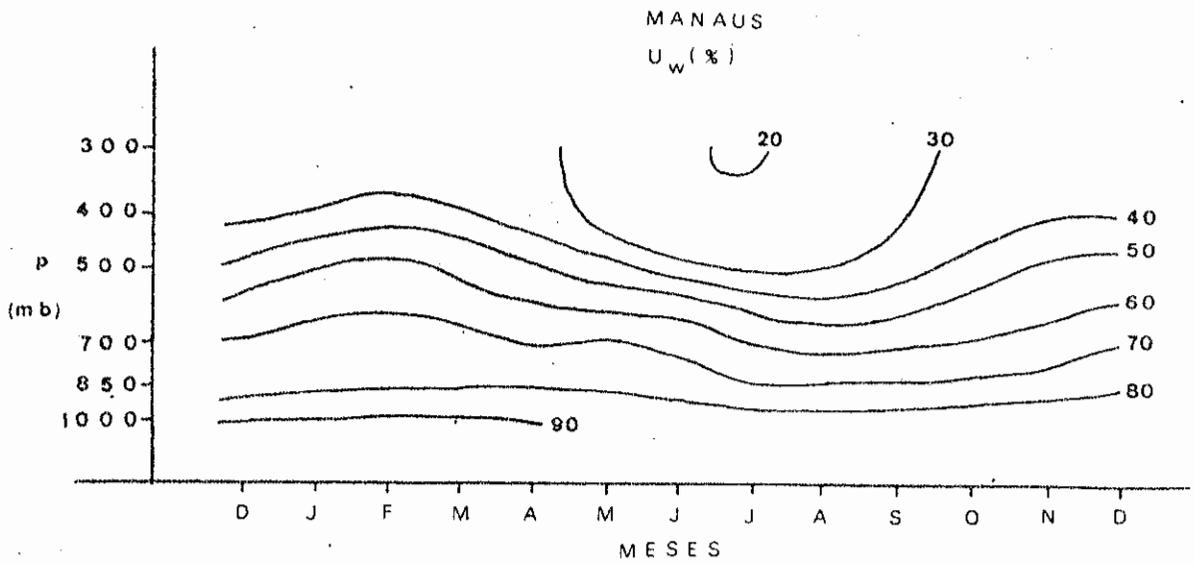
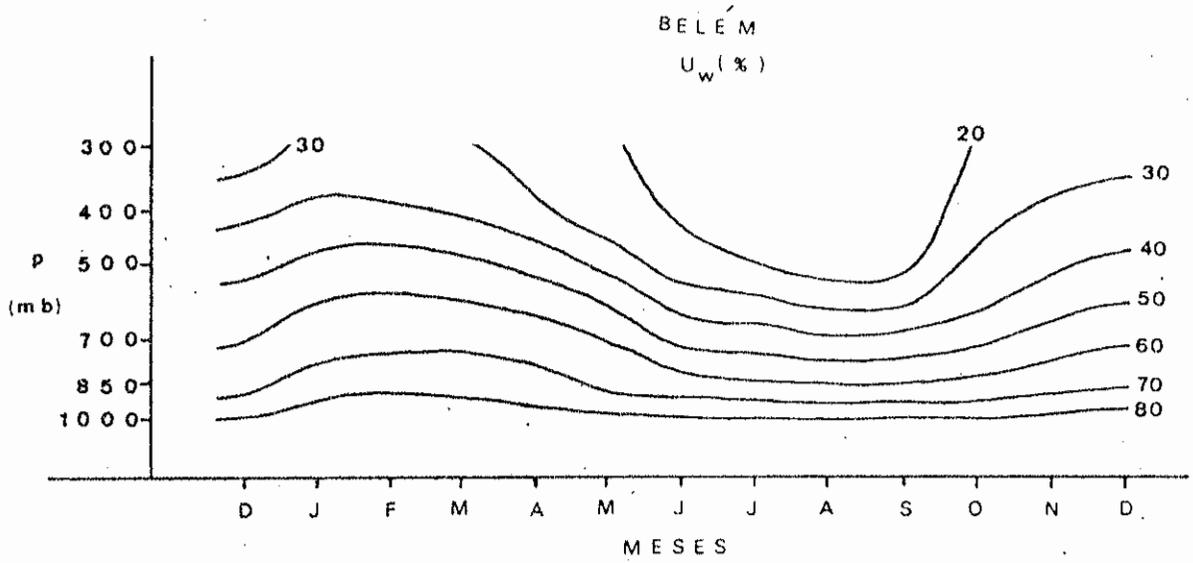


Fig. IV.16 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), para Belém e Manaus.

Nos transportes horizontais de quantidade de movimento produzido por turbilhões transientes ($\overline{u'v'}$), (Figura IV.17), em geral persistem valores negativos pequenos, mas algumas variações sazonais consistentes com as variações da circulação são aparentes. Nos altos níveis, as duas estações apresentam, de dezembro a março, valores negativos altos, causados pelas variações na intensidade do sistema de alta pressão. É interessante notar que o maior valor negativo verifica-se em janeiro, possivelmente devido a interação entre o sistema de alta pressão e a circulação das latitudes médias, ou devido às variações na intensidade do sistema de alta pressão de um ano para outro ou mesmo durante um ano.

Verificou-se que esse maior valor negativo, em janeiro, de Manaus excede (em valor absoluto) aquele de Belém, resultado contrário ao de Newell et al (1972). Talvez tal fato tenha sido ocasionado pela quantidade de dados usados, ou devido às variações interanuais.

É também interessante notar que em Manaus, nos altos níveis, de junho a julho, verifica-se valores negativos moderados. Esses podem ter sido causados pela penetração dos sistemas de latitudes médias do hemisfério sul.

O transporte zonal de umidade feito pelos turbilhões transientes ($\overline{u'q'}$) (Figura IV.18), em geral apresenta valores positivos pequenos. Contudo, nos níveis médios (700 a 500mb), de outubro a janeiro nas duas estações, existem valores relativamente maiores que em outros níveis ou meses. Isso indica que esse parâmetro também apresenta uma variação sazonal.

Essa variação pode ser causada pelas mudanças na posição da ITCZ. Quando a ITCZ está mais ao sul ocasiona vento zonal mais fraco (menos negativo), portanto $u' > 0$. Esse deslocamento também ocasiona um aumento de umidade, portanto o desvio de umidade é positivo ($q' > 0$). Desta forma resulta $\overline{u'q'} > 0$.

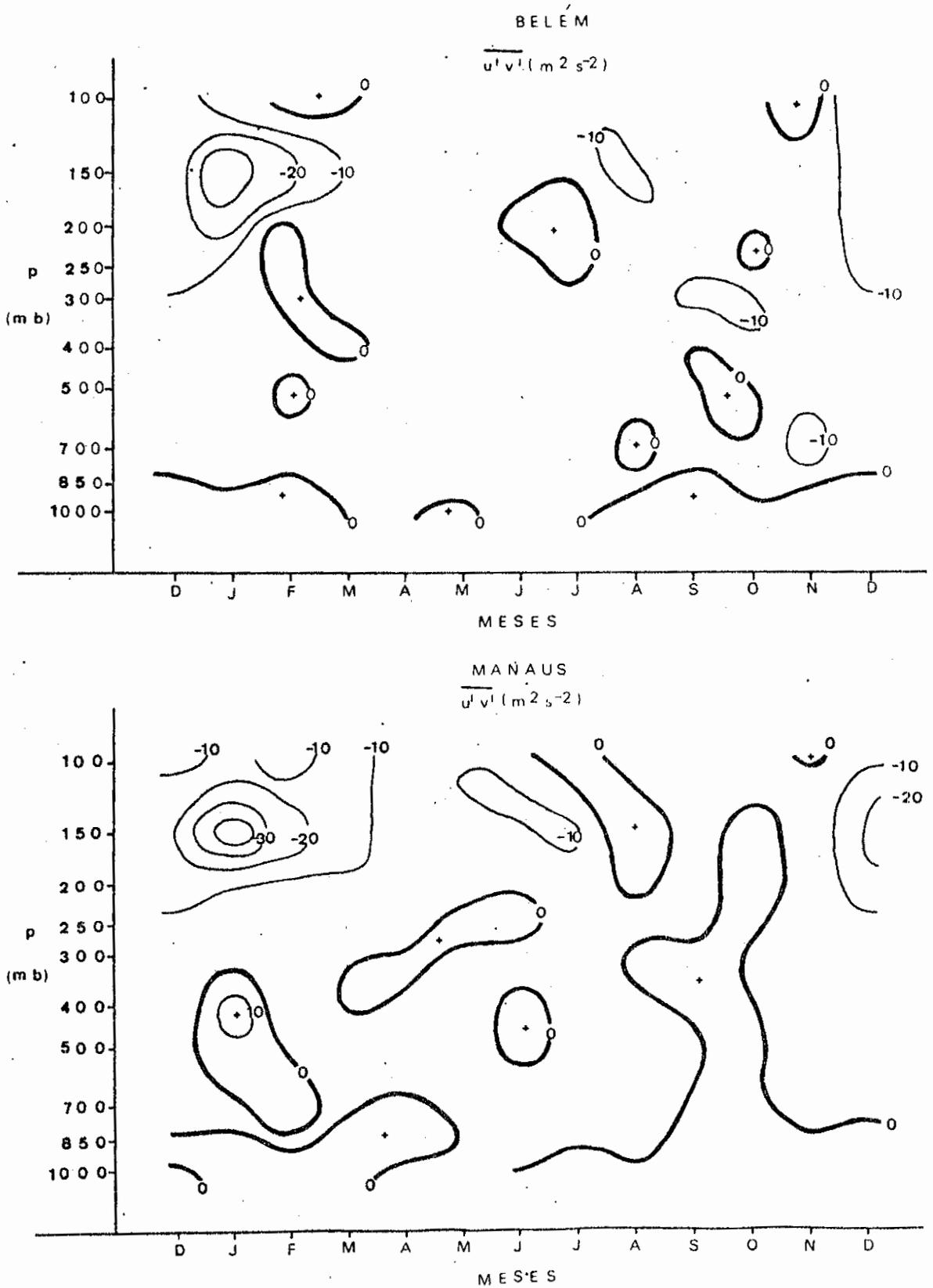


Fig. IV.17 - Seção "altura versus tempo" do transporte horizontal de quantidade de movimento feito pelos turbilhões transitentes, para Belém e Manaus.

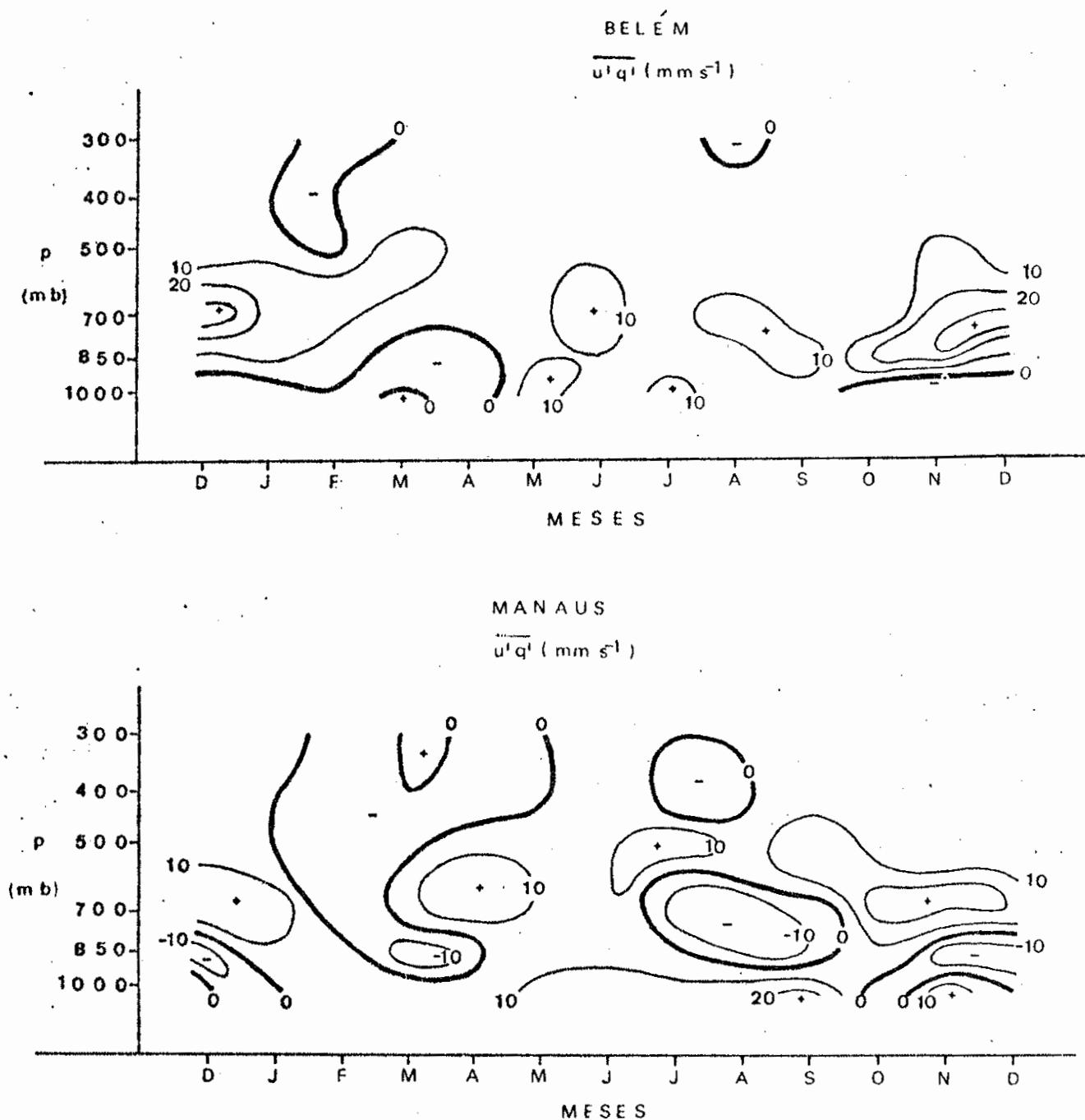


Fig. IV.18 - Seção "altura versus tempo" do transporte zonal de umidade feitos pelos turbilhões transientes, para Belém e Manaus.

Esse deslocamento da ITCZ pode ser causado por sistemas do hemisfério norte (Namias, 1972) ou por sistemas frontais penetrando nas latitudes baixas (Kousky, 1978).

Além desses prováveis efeitos dos sistemas de grande escala nas variações sazonais do transporte zonal de umidade (feito por turbulências transientes), existe a hipótese das ondas de leste também ocasionar tais variações. Essa hipótese será justificada com o auxílio do esquema abaixo (Figura IV.19).

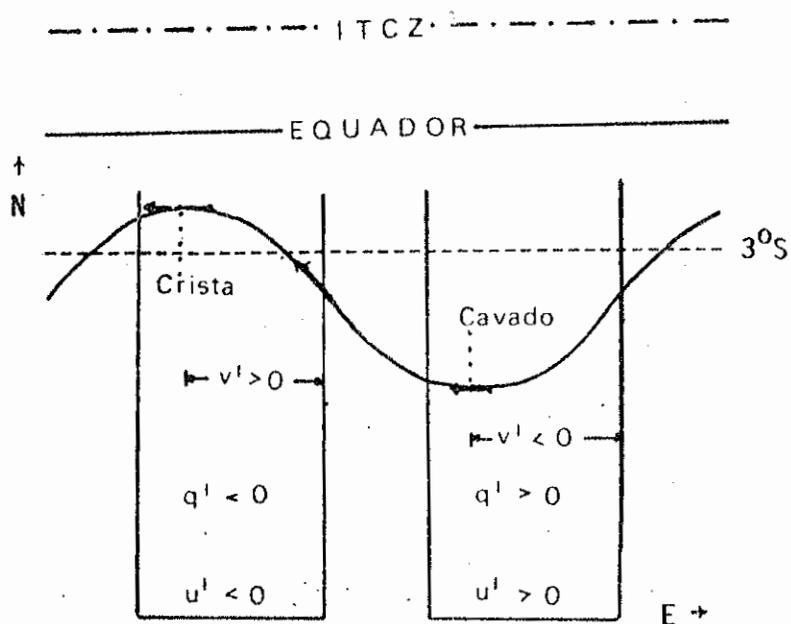


Fig. IV.19 - Esquema para correlacionar os desvios do vento e da umidade.

Na presença da ITCZ e de uma onda de leste, na região imediatamente a leste do cavado da onda existem o aumento de umidade ($q' > 0$) e o enfraquecimento da componente zonal do vento ($u' > 0$); enquanto que na região imediatamente a leste da crista existem a diminuição de umidade ($q' < 0$) e o aumento da componente zonal do vento ($u' < 0$). Desta forma a passagem de ondas de leste também provoca $\overline{u'q'} > 0$.

Analogamente, os efeitos de grande escala e/ou ondas de leste podem causar variações sazonais no transporte meridional de umidade (feito por turbilhões transientes) (Figura IV.20). Tal parâmetro apresenta, especialmente em Manaus, nos níveis 850 a 500mb, valores quase sempre negativos. Esses valores negativos persistentes podem ser uma indicação da existência de ondas de leste nessa região. Novamente, pela Figura IV.19 verifica-se que na região imediatamente a leste do cavado existem $q' > 0$ e a componente meridional de norte ($v' < 0$); enquanto que na região imediatamente a leste da crista existem $q' < 0$ e a componente meridional de sul ($v' > 0$). Portanto, tem-se $\overline{v'q'} < 0$ com a passagem de ondas de leste.

Portanto, as variações sazonais dos transportes meridional e zonal de umidade fornecem indícios de que, além dos fenômenos de grande escala, possivelmente as ondas de leste influenciam a região. No Capítulo VI serão investigados outros indícios da existência de tais ondas.

Dada a relevância das variações sazonais apresentadas pela circulação e clima da região Amazônica, deter-se-á um pouco mais, no capítulo que se segue, discutindo-se alguns aspectos interessantes dessas variações, com os dados mensais de certos anos selecionados.

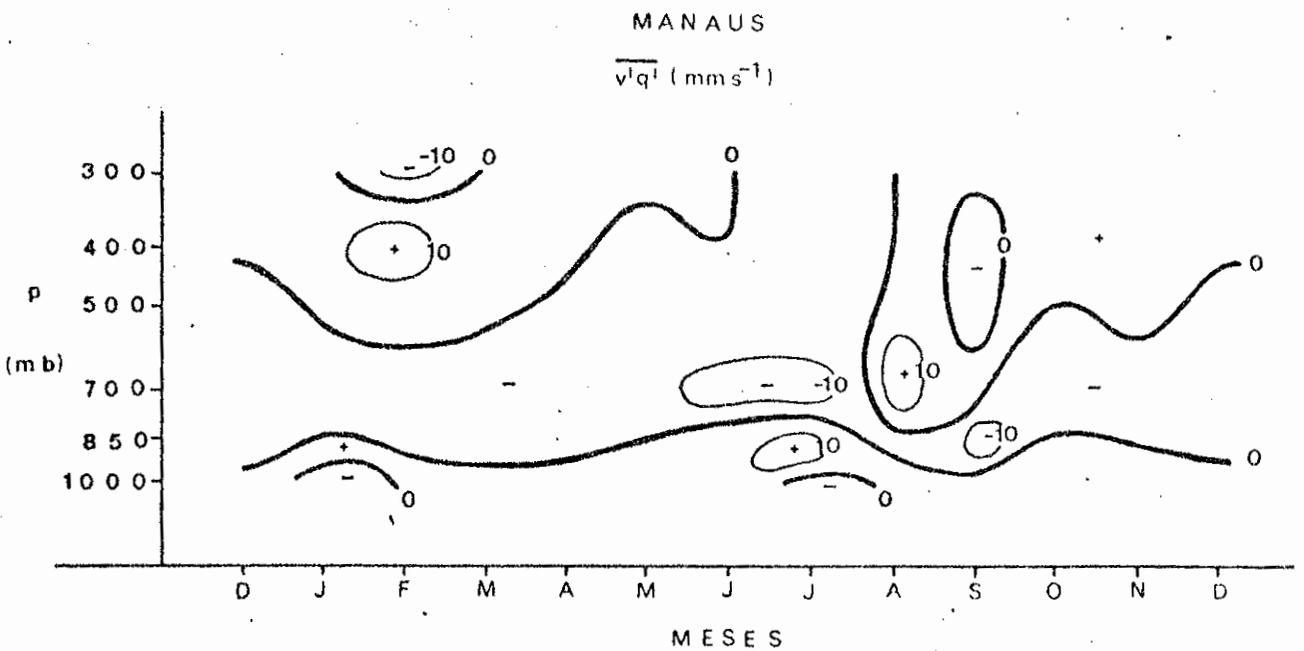
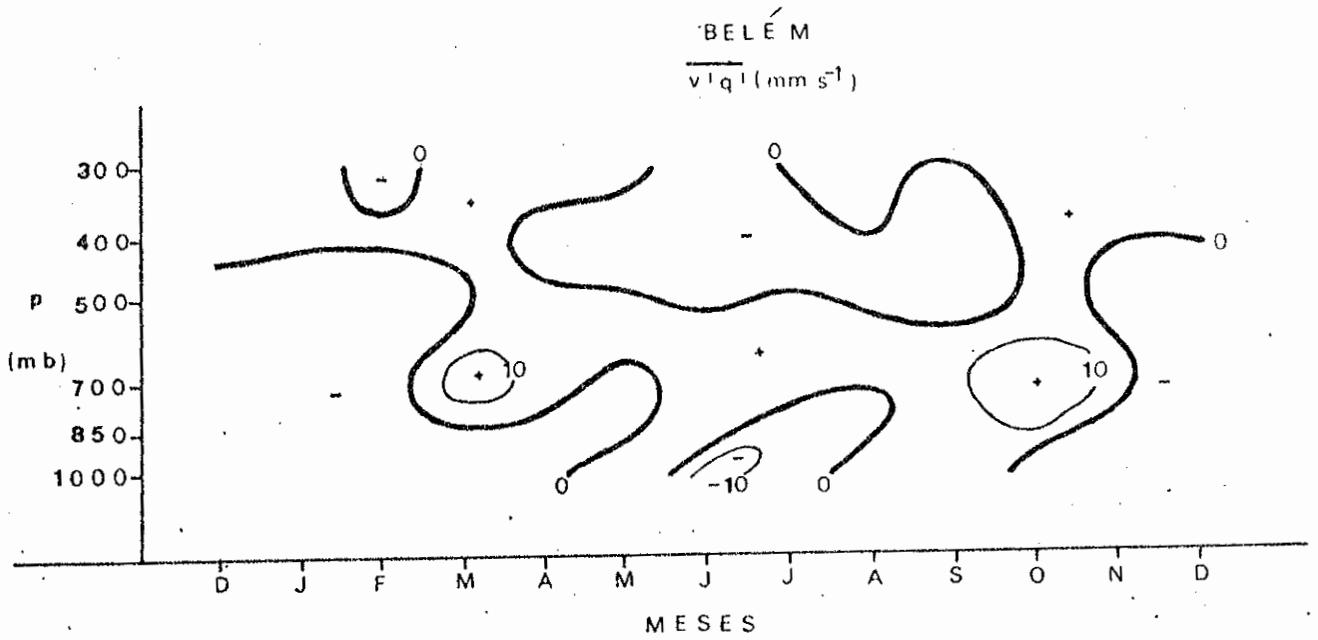


Fig. IV.20 - Seção "altura versus tempo" do transporte meridional de umidade feito pelos turbilhões, para Belém e Manaus.

CAPÍTULO V

MÉDIAS MENSAIS

Nas médias mensais dos parâmetros, considerando vários anos, são novamente observadas as características principais das variações sazonais discutidas no capítulo anterior, com algumas diferenças na intensidade e época de ocorrência dos fenômenos. Tais características serão discutidas para uma série temporal (1971 a 1974) que se apresentou mais completa, embora apresente alguns meses com menos de 15 dias com dados (pontos com círculos nas figuras). Com essa quantidade de dados, as médias mensais, algumas vezes, podem não ser representativas de um mês, pois no cálculo de tais médias o erro de um dia pode ocultar os valores reais.

A pressão de superfície (Figura V.1) consistentemente apresenta o máximo em todos os anos, em julho, nas duas estações, com exceção de 1973 em Belém que apresentou um período de três meses sem informações (junho a setembro) e do mesmo ano em Manaus que apresenta o máximo em setembro. Os máximos em julho concordam com aqueles das médias climatológicas mensais.

A componente zonal (u) e a componente meridional (v) do vento (Figuras V.2 e V.3) também apresentam, nos anos escolhidos, as características semelhantes às aquelas observadas nas médias climatológicas mensais. Nos níveis superiores (200mb a 150mb), de dezembro a fevereiro, em todos os anos, predominam em Belém os ventos de sudoeste e em Manaus os ventos de sudeste, com exceção de 1973 em que predominam os de sudoeste. Essa distribuição do vento é causada pela influência do sistema de alta pressão de 200mb, que nesse período situa-se sobre a região da Bolívia.

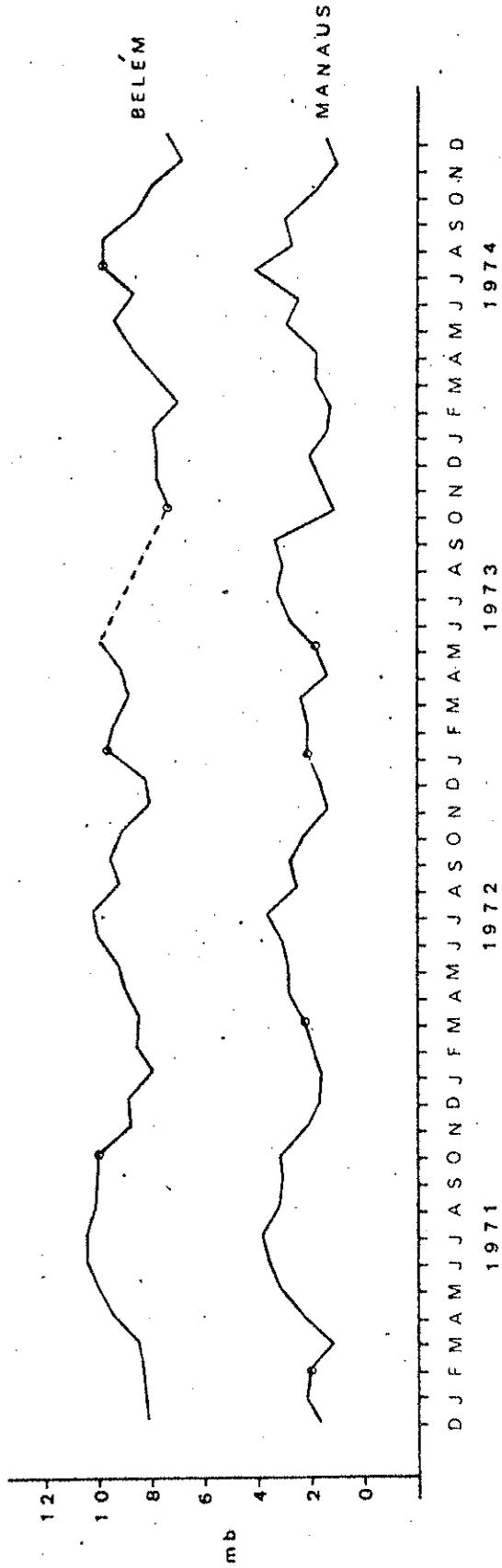


Fig. V.1 - Desvios da pressão de superfície (p-1000), para Belém e Manaus. A linha tracejada representa o período sem informação e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.

MANAUS

$u(m s^{-1})$

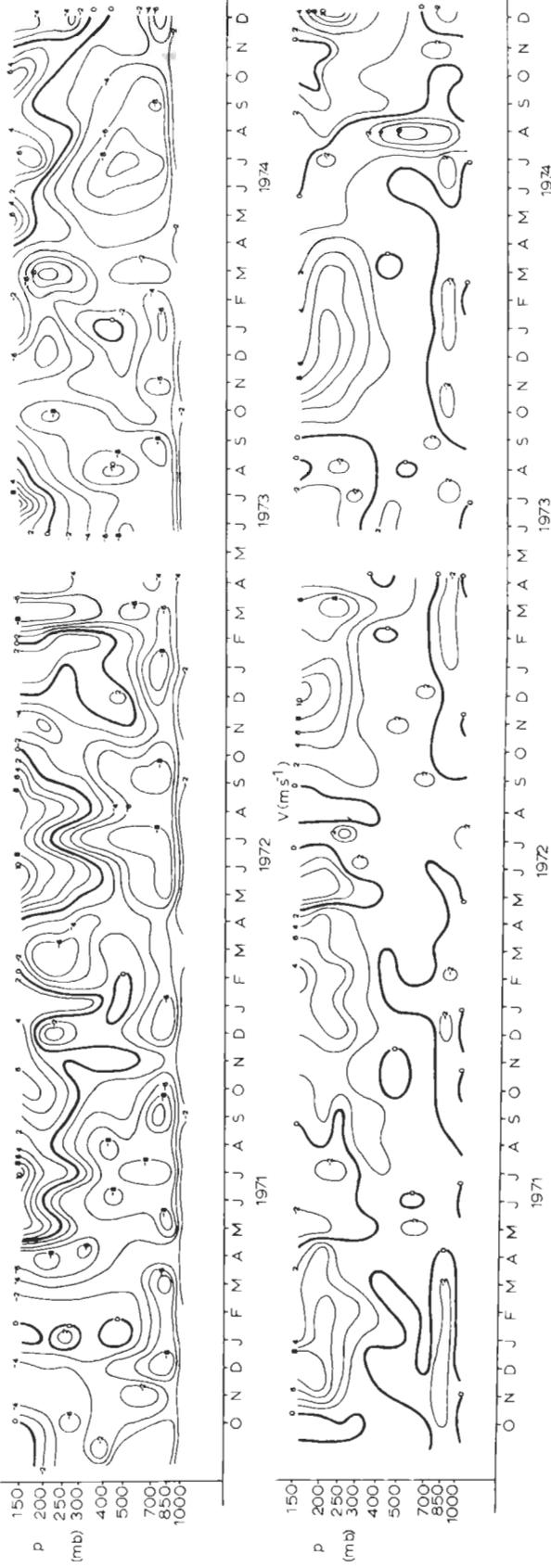


Fig. V.2 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, para Manaus.

BELÉM

$U (m s^{-1})$

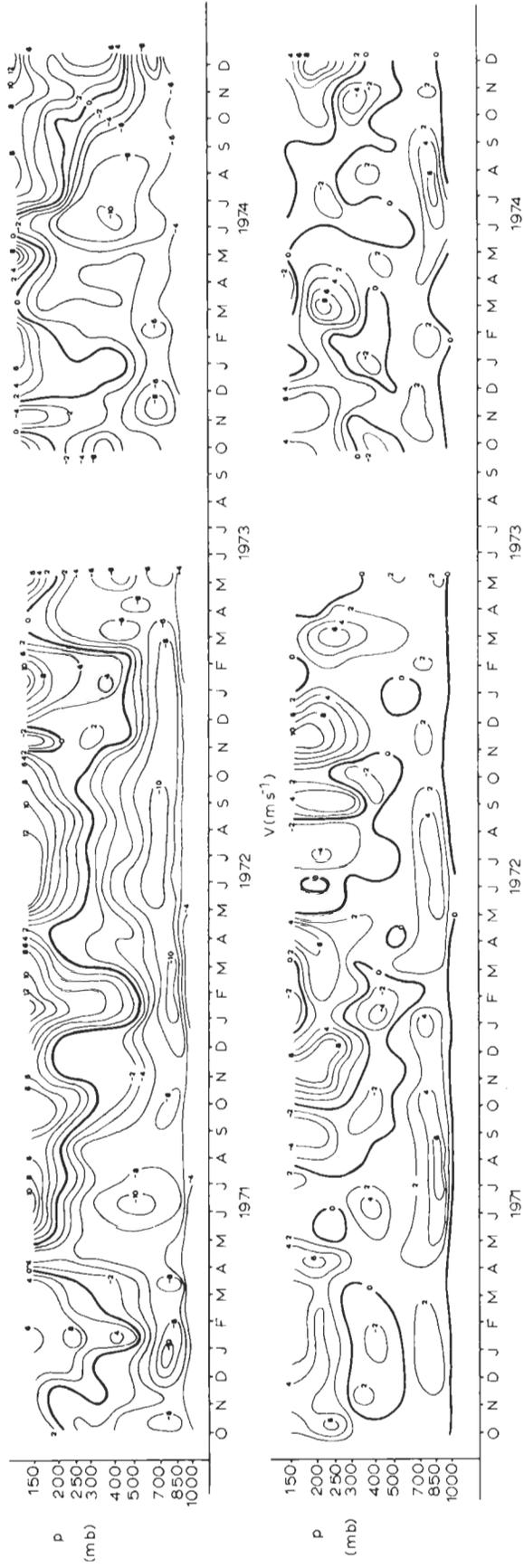


Fig. V.3 - Seção "altura versus tempo" das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, para Belém.

O deslocamento para o norte e o enfraquecimento gradativo desse sistema, de março a maio, são verificados em todos os anos pela distribuição dos ventos, indicando a posição do centro do sistema de alta pressão sobre a região central Amazônica, de abril a maio.

O deslocamento do centro de alta pressão para regiões mais ao norte da Amazônia, passando do hemisfério sul para norte de maio a julho, o posterior deslocamento para sul para localizar-se nas regiões mais a oeste da Amazônia em outubro, e a nova intensificação e deslocamento para sul são também verificados pela distribuição dos ventos nos altos níveis.

Portanto, as variações sazonais da circulação nos altos níveis apresentam-se muito semelhantes às discutidas no Capítulo IV.

Consistentemente, nos baixos níveis, as principais características da circulação, mencionadas no Capítulo IV, são novamente observadas em cada ano.

A velocidade vertical (Figura V.4) mostra também variações sazonais importantes. Uma primeira análise mostra que esse parâmetro, na área do triângulo formado por Belém, Manaus e Vilhena, está concordando qualitativamente com a precipitação verificada em Alto Tapajós (uma estação na área do triângulo). Os períodos de movimento subsidente forte ($\omega > 0,6 \mu\text{bar s}^{-1}$) concordam com os períodos de baixa precipitação; reciprocamente, os períodos de movimento ascendente ($\omega < 0$) coincidem com os períodos de alta precipitação.

A análise quantitativa da velocidade vertical (ω) mostra que o sinal da correlação $\overline{\omega'T}$ negativa e o valor da divergência em 200mb concordam com aqueles apresentados por Krishnamurti (1971), na região da monção da Ásia.

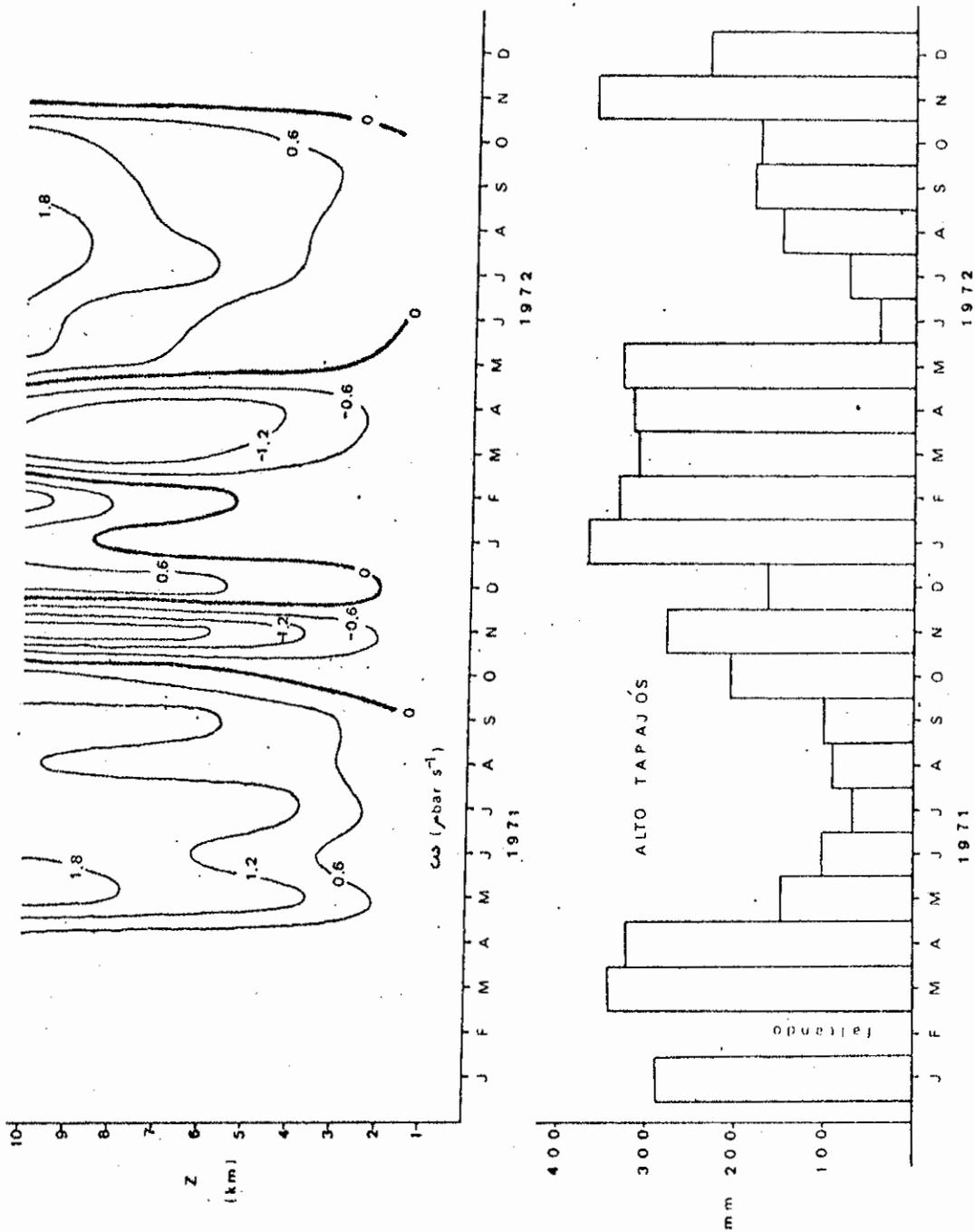


Fig. V.4 - Seção "altura versus tempo" da velocidade vertical (ω) na área do triângulo formado por Belém, Manaus e Vilhena e o histograma de precipitação de Alto Tapajós.

Quanto à água precipitável (Figura V.5), não existe um máximo único em cada ano, mas períodos de valores altos, que são consistentes em todos os anos com a localização do sistema de alta pressão na parte central Amazônica. Os períodos de menores valores apresentam-se, algumas vezes, defasados em relação ao período observado nas médias climatológicas mensais e mesmo de uma estação para outra.

É interessante notar que a água precipitável de 1971 a 1974, em Manaus, nem sempre é maior do que em Belém, como se observou nas médias climatológicas.

Além disso, uma pequena amostragem de dados de OOTMG de 1974 (junho a setembro) mostra que os valores da água precipitável às OOTMG em Belém são maiores do que os valores das 12TMG, das duas estações. Portanto, os valores diários de água precipitável, calculados com apenas os dados das 12TMG, podem estar ocultando os valores representativos de um dia (como mencionado no Capítulo IV).

Também é interessante verificar que a água precipitável apresenta muitas variações quantitativas de um ano para outro; 1974 apresenta, sistematicamente, em todos os meses, os valores maiores que nos outros anos.

Portanto, alguns aspectos relevantes na análise de água precipitável são evidentes: esse parâmetro apresenta muitas variações de um ano para outro; Manaus nem sempre apresenta os maiores valores; e existem indicações de que pelo menos em Belém os valores desse parâmetro dependam do horário.

Desta forma, para saber quão importantes são o fluxo vertical de vapor d'água da superfície e a divergência horizontal de unidade, todos esses aspectos devem ser considerados.

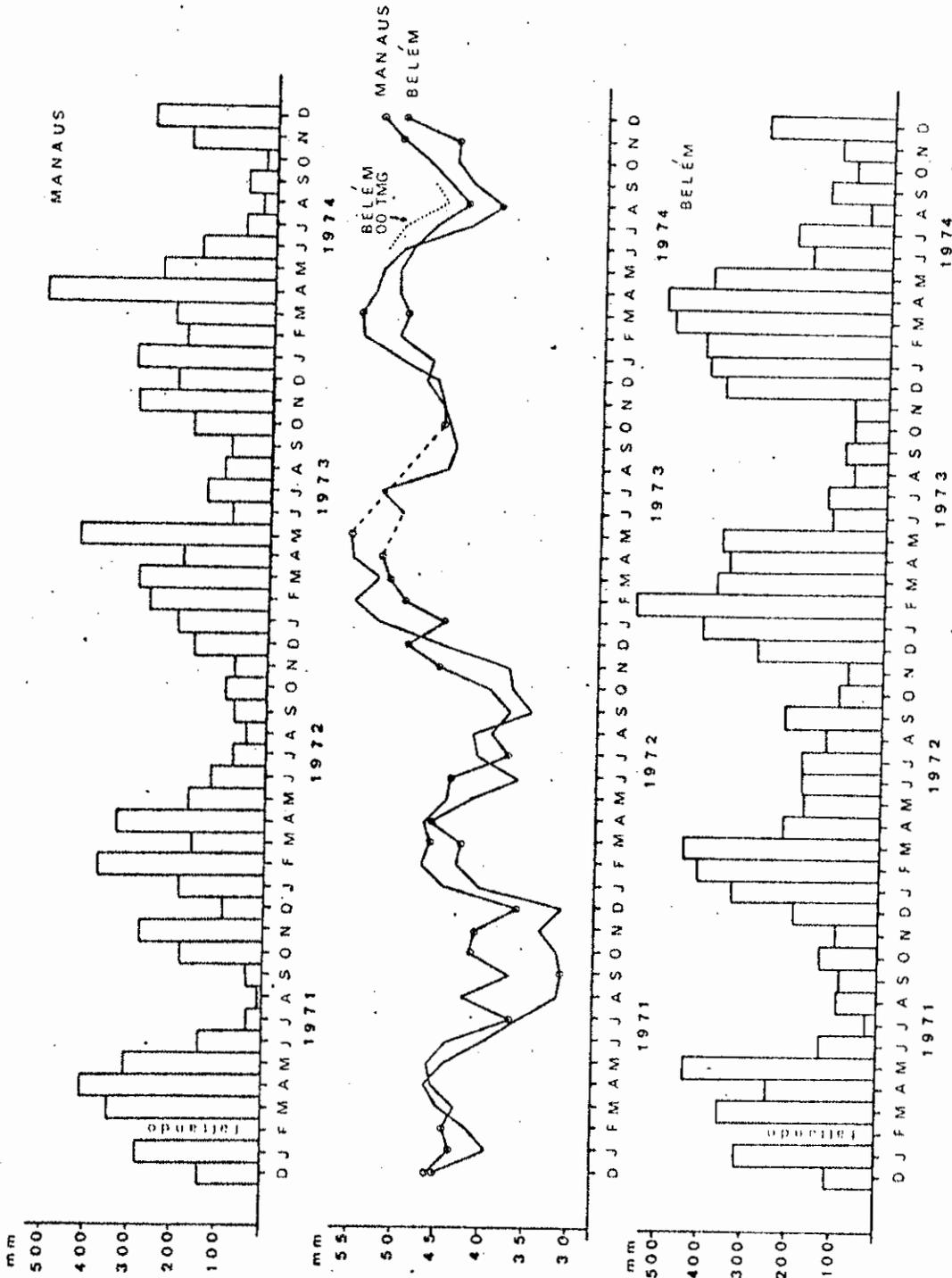


Fig. V.5 - Curvas de água precipitável para Belém e Manaus, com os respectivos histogramas. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.

A umidade relativa (Figuras V.6, V.7, V.8 e V.9) apresenta-se consistente com a água precipitável. Os mínimos e os máximos de umidade relativa variam a cada nível e ano, consistente com os observados nas médias climatológicas.

Neste capítulo, as principais variações sazonais da circulação foram confirmadas pelas médias mensais dos parâmetros de alguns anos. A velocidade vertical (ω) também mostrou-se consistente com essas variações sazonais.

Os valores de divergência horizontal, no nível de 200mb, mostraram-se consistentes com aqueles verificados por Krishnamurti (1971) num estudo da circulação monsonal da Ásia.

Portanto, neste capítulo e no anterior foram estudadas as principais variações de longo prazo. No capítulo seguinte serão estudadas as variações de curto prazo.

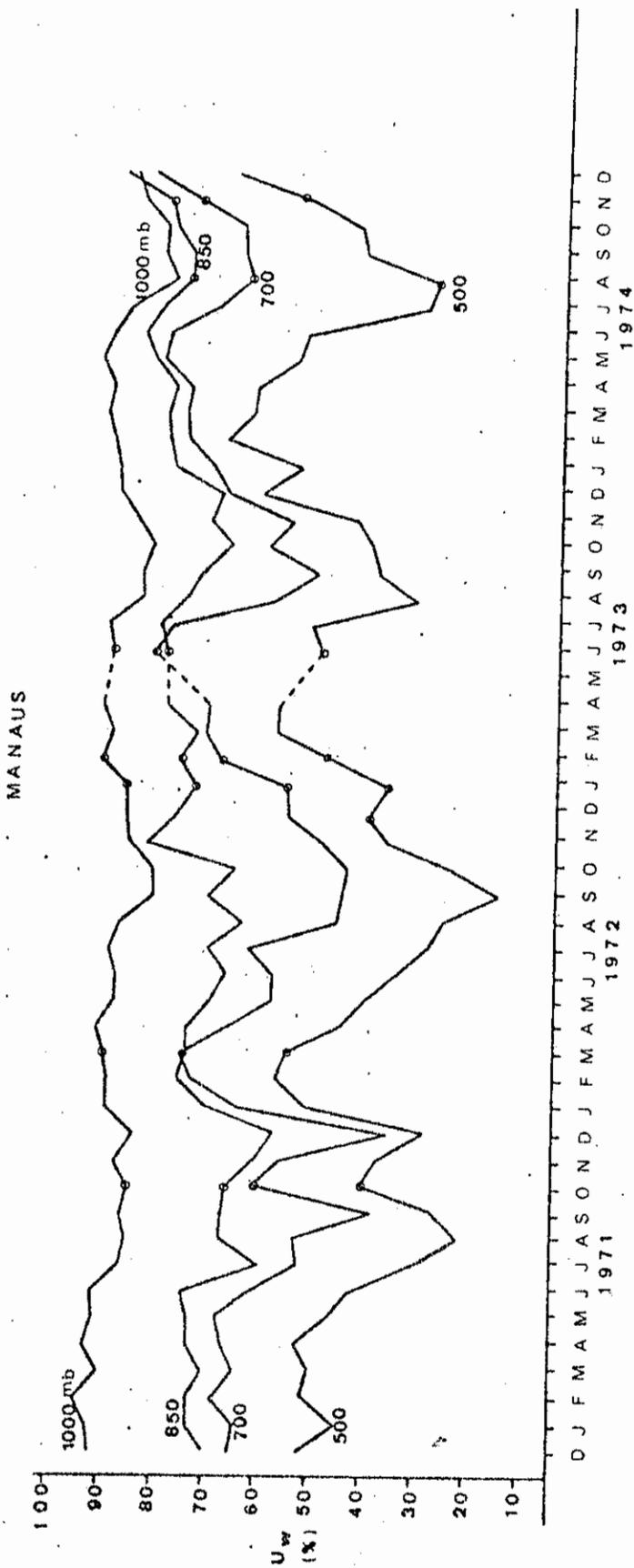


Fig. V.6 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias mensais) para Manaus. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.

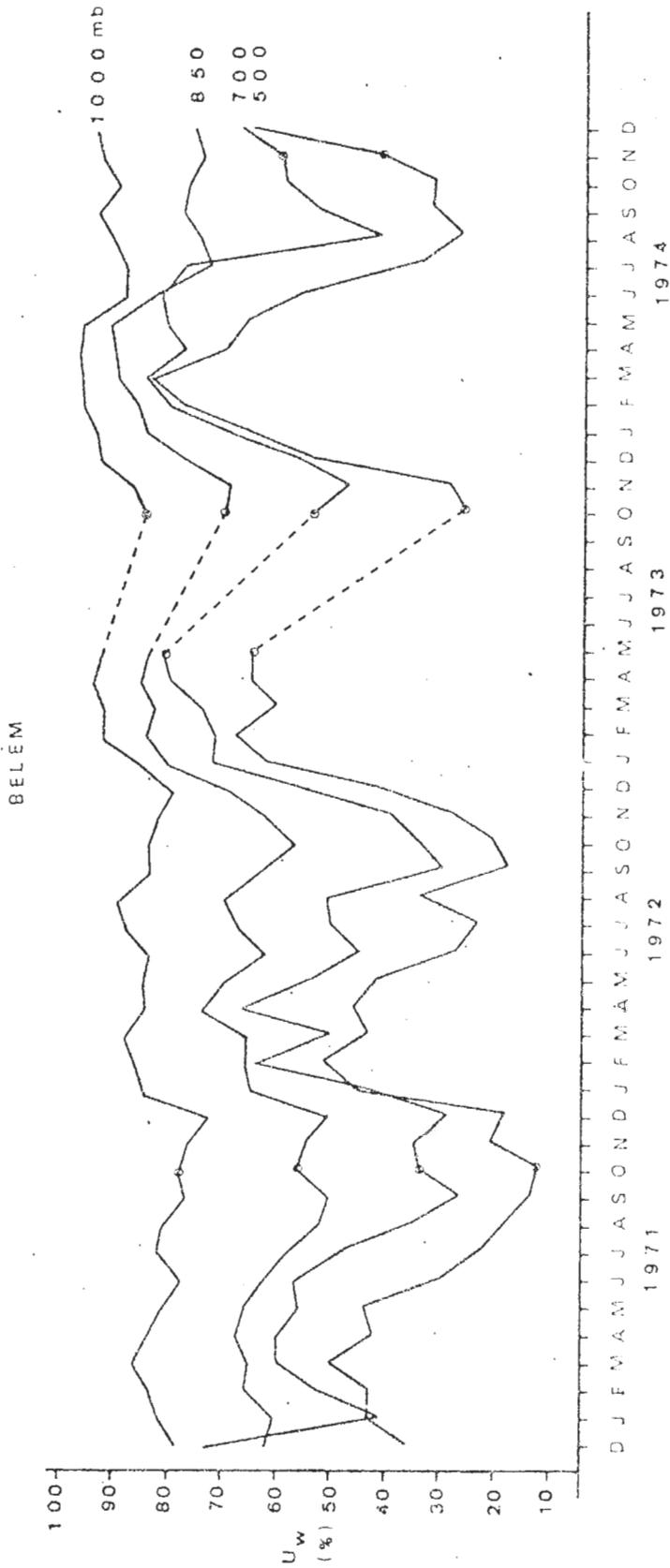


Fig. V.7 - Curvas de umidade relativa (U_w) (médias mensais) para Belém. As linhas tracejadas representam o período sem informações e os círculos representam os meses com dados inferiores a 15 dias.

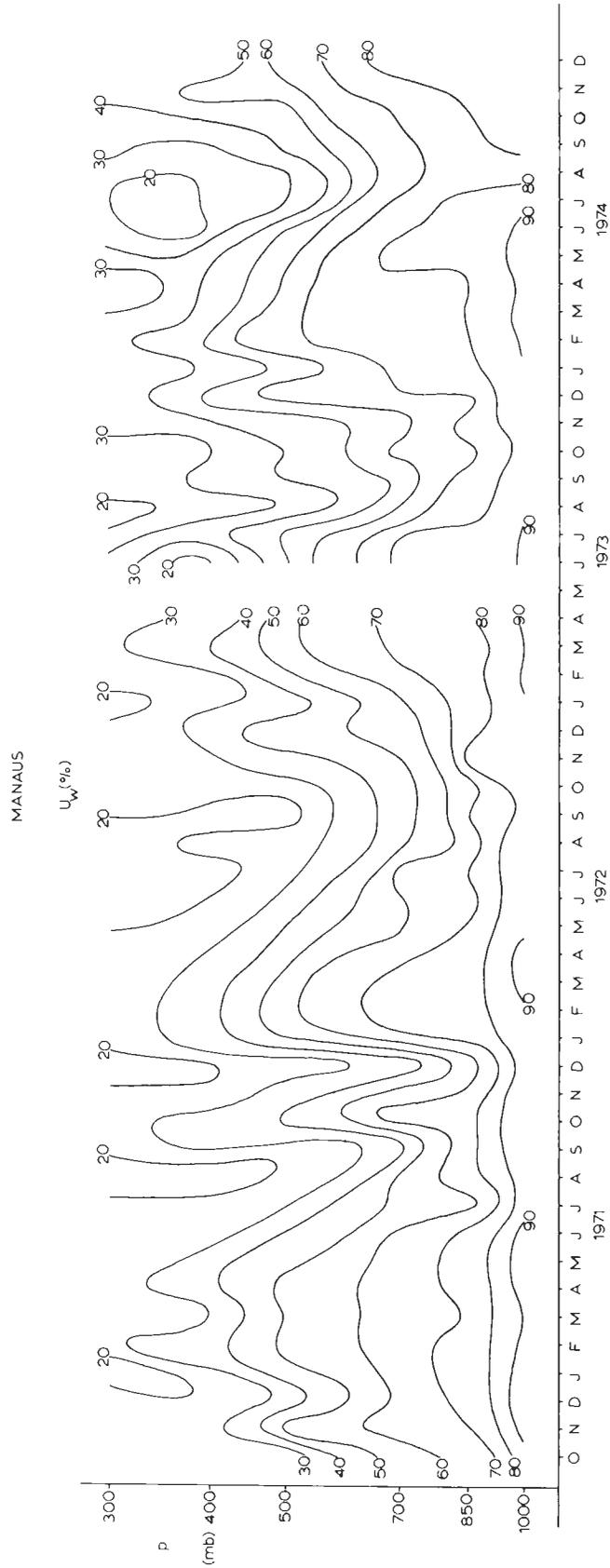


Fig. V.8 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w) para Manaus.

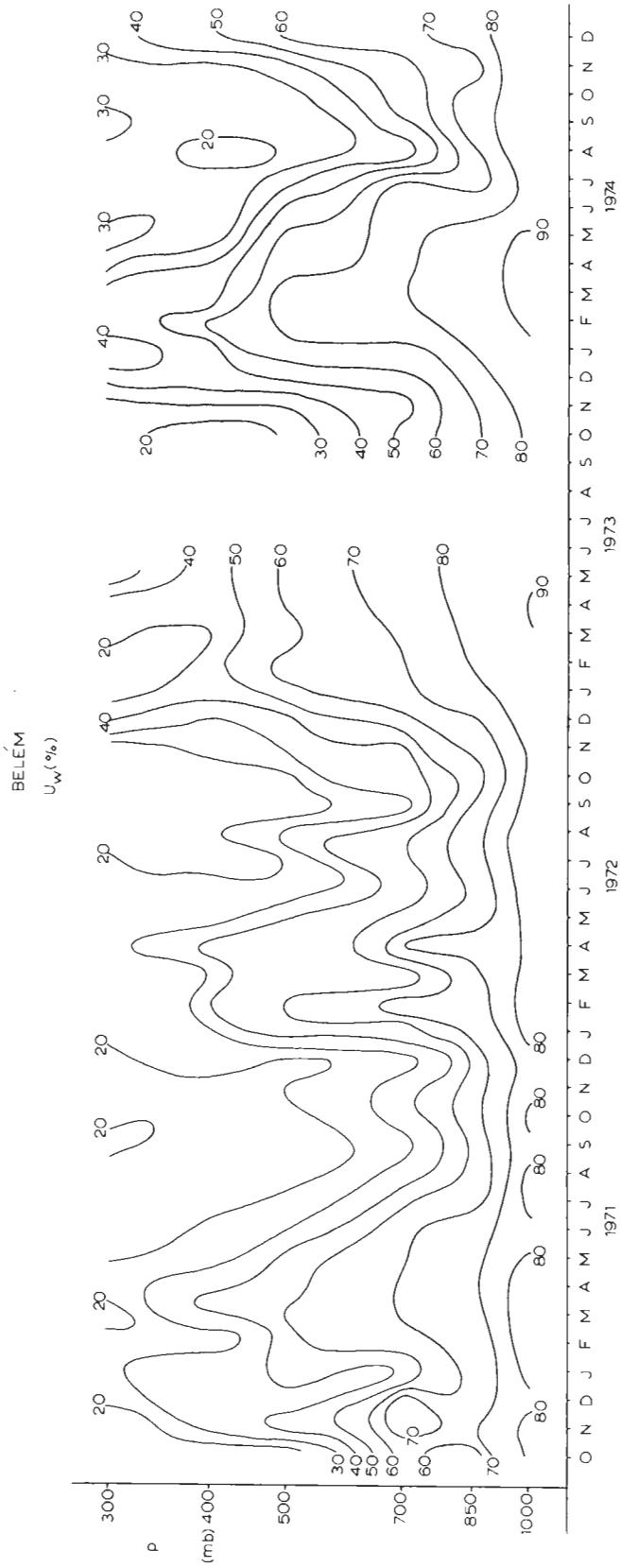


Fig. V.9 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w) para Belém.

CAPÍTULO VI

VARIAÇÕES DE CURTO PRAZO

No Capítulo IV, notou-se indícios da existência de ondas de leste na região Amazônica. Neste capítulo, a existência de tais ondas será investigada através das análises dos dados diários de janeiro a fevereiro para Belém e Manaus, em 1974 e 1977, respectivamente.

Nos campos de vento (Figuras VI.1 a VI.4) nota-se nos baixos níveis, nas duas estações, variações quase-periódicas na direção do vento. Uma periodicidade de 3 a 5 dias foi determinada pelos cavados (região de maior curvatura ciclônica e mínimo de altura geopotencial em tempo, num certo nível) que estão indicados por linhas tracejadas nos diagramas.

A umidade relativa (Figuras VI.5 a VI.8) também apresenta muitas variações temporais. Nota-se, especialmente nos baixos níveis, nas duas estações, que se alternam períodos mais secos e mais úmidos. Os mais úmidos ocorrem próximos aos cavados, e os mais secos próximos às cristas, ou seja, deve ocorrer convergência (divergência) atrás (na frente) dos cavados.

Algumas vezes, o aumento de umidade próxima aos cavados é observada em toda a coluna atmosférica. Geralmente, quando isso ocorre, verifica-se que os cavados são mais profundos, indicando maior intensidade do distúrbio.

Essa correlação entre os ventos e a umidade relativa já havia sido notada nos estudos conduzidos por Reed e Recker (1971) sobre as ondas de leste, na região do Pacífico oeste.

Essa correlação adicionada ao fato de que as oscilações exibem um período de 3 a 5 dias, concordante com o período das ondas de leste (Riehl, 1954), leva a concluir que os distúrbios causadores das variações diárias na umidade, observadas em Manaus e Belém, são, portanto, as ondas de leste.

Os transportes turbulentos transientes de umidade, tanto zonal como meridional, estão em concordância, em termos de sentido, com aqueles da teoria das ondas de leste (Capítulo IV). Isso fortalece a conclusão acima e, portanto, *pode-se afirmar a existência das ondas de leste sobre a região Amazônica*, observadas, até agora, somente sobre regiões tropicais oceânicas.

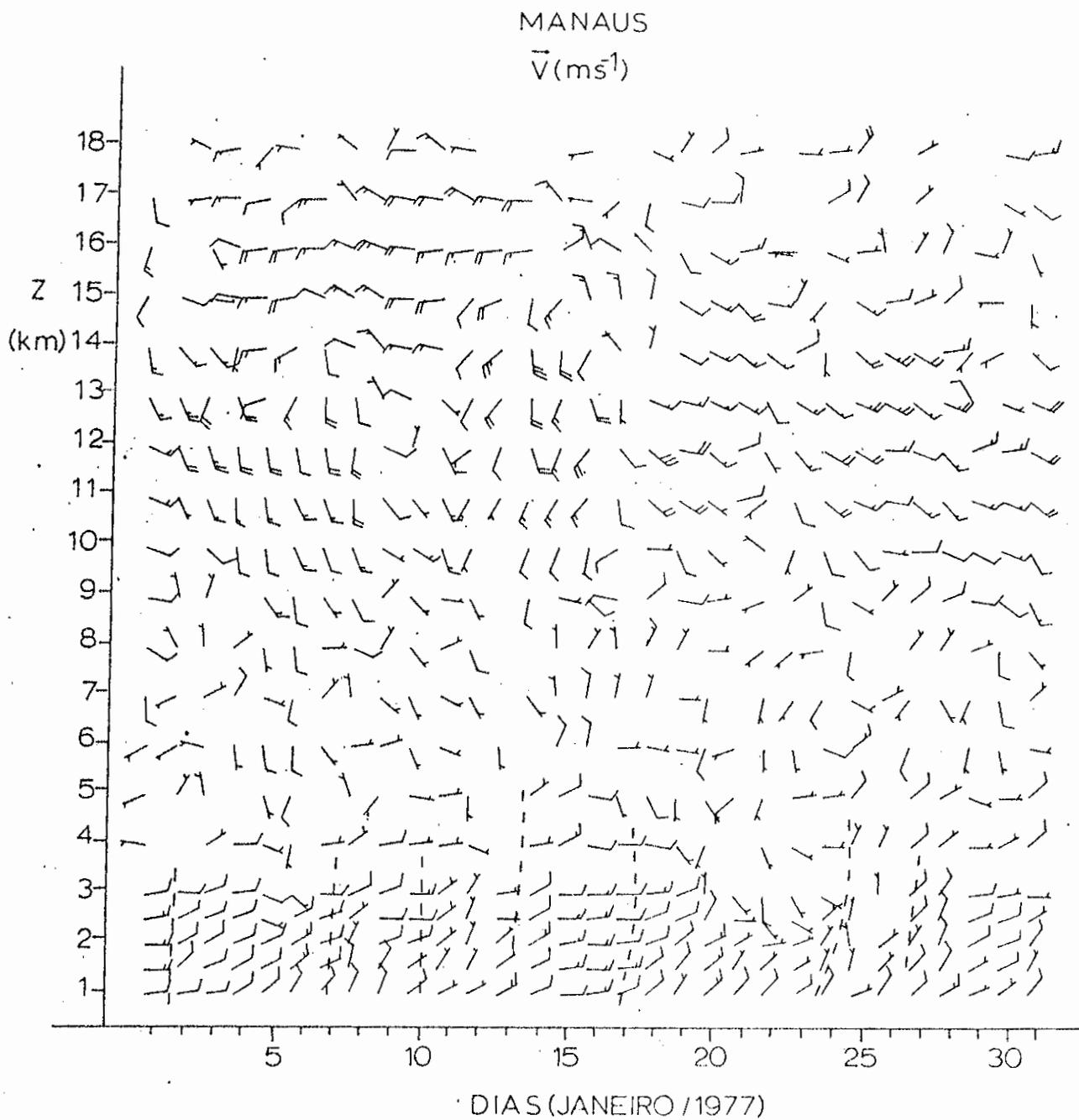


Fig. VI.1 - Seção "altura versus tempo" do vento (\vec{V}), de janeiro de 1977, para Manaus. As linhas traçadas representam o cavado.

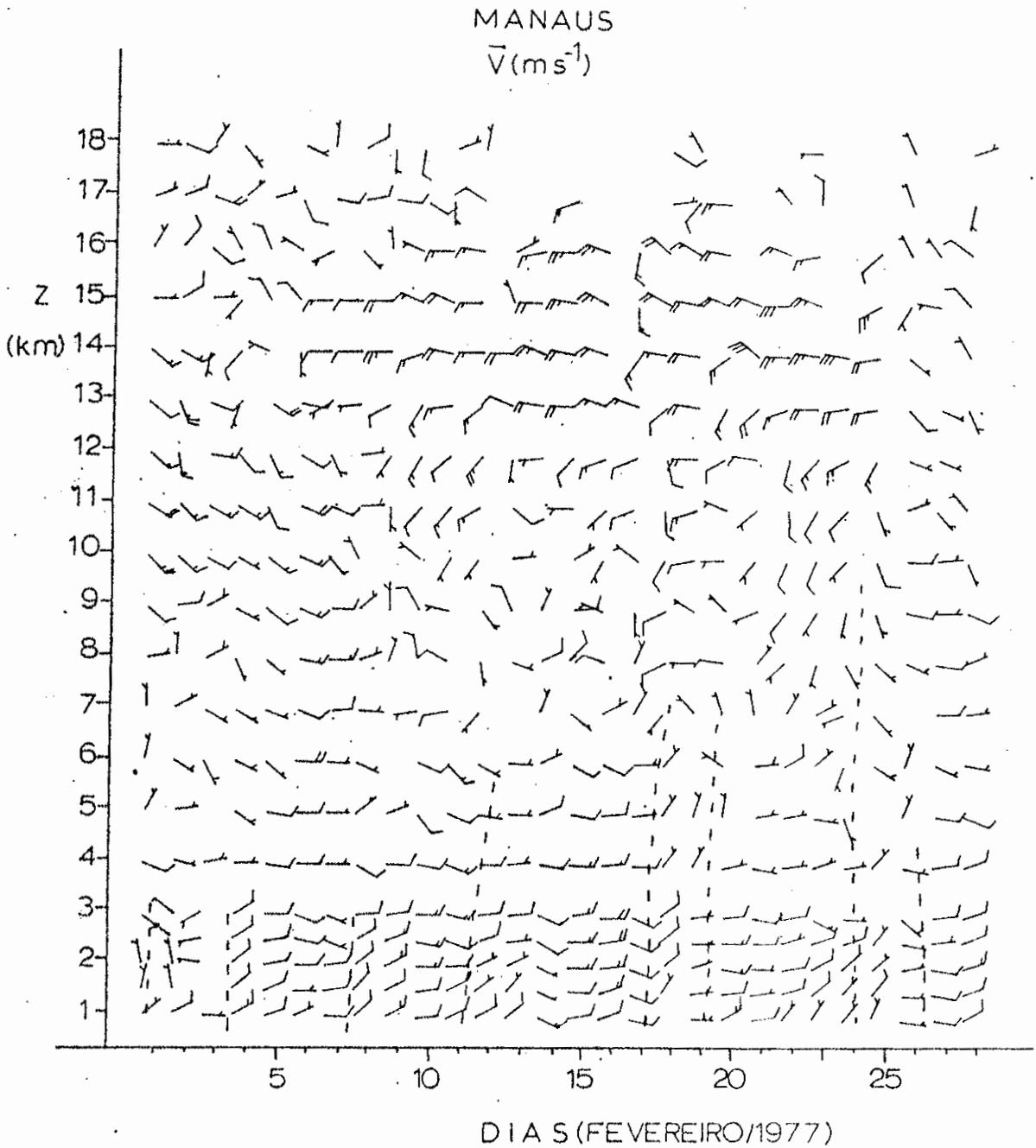


Fig. VI.2 - Seção "altura versus tempo" do vento (\bar{V}), de fevereiro de 1977, para Manaus. As linhas traçadas representam o cavado.

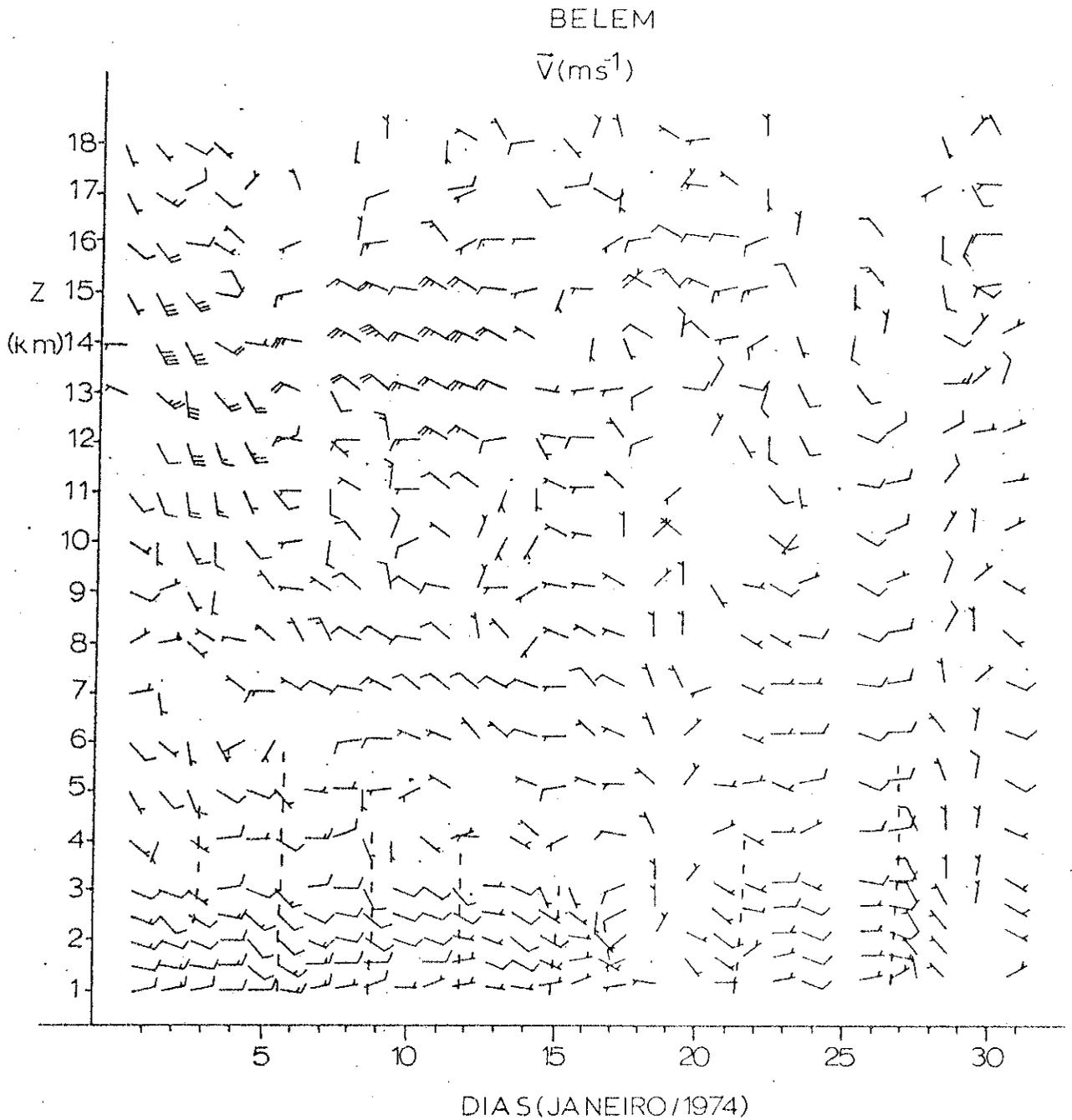


Fig. VI.3 - Seção "altura versus tempo" do vento (\vec{V}), de janeiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado.

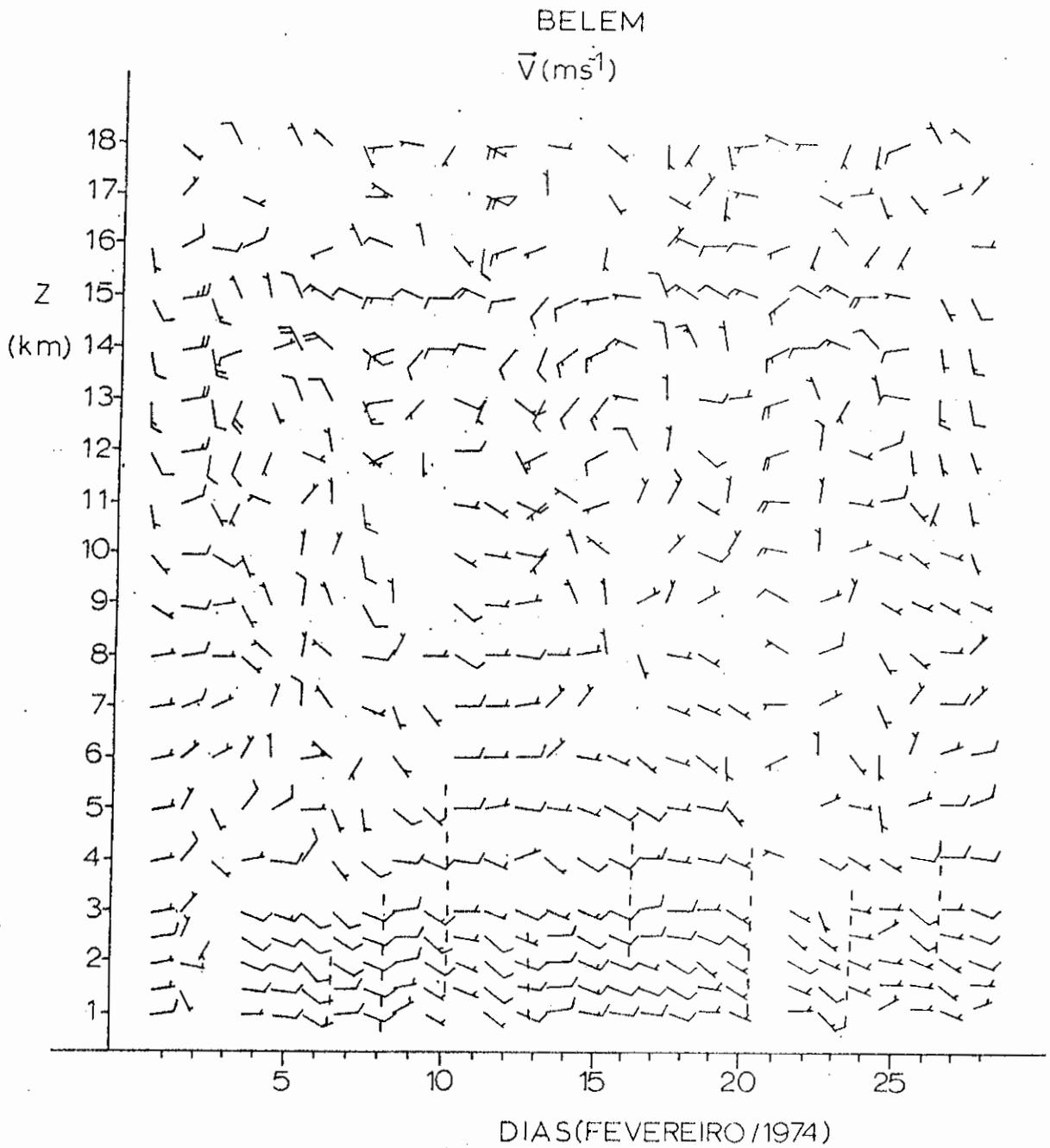


Fig. VI.4 - Seção "altura versus tempo" do vento (V), de fevereiro de 1974, para Belém. As linhas traçadas representam o cavado.

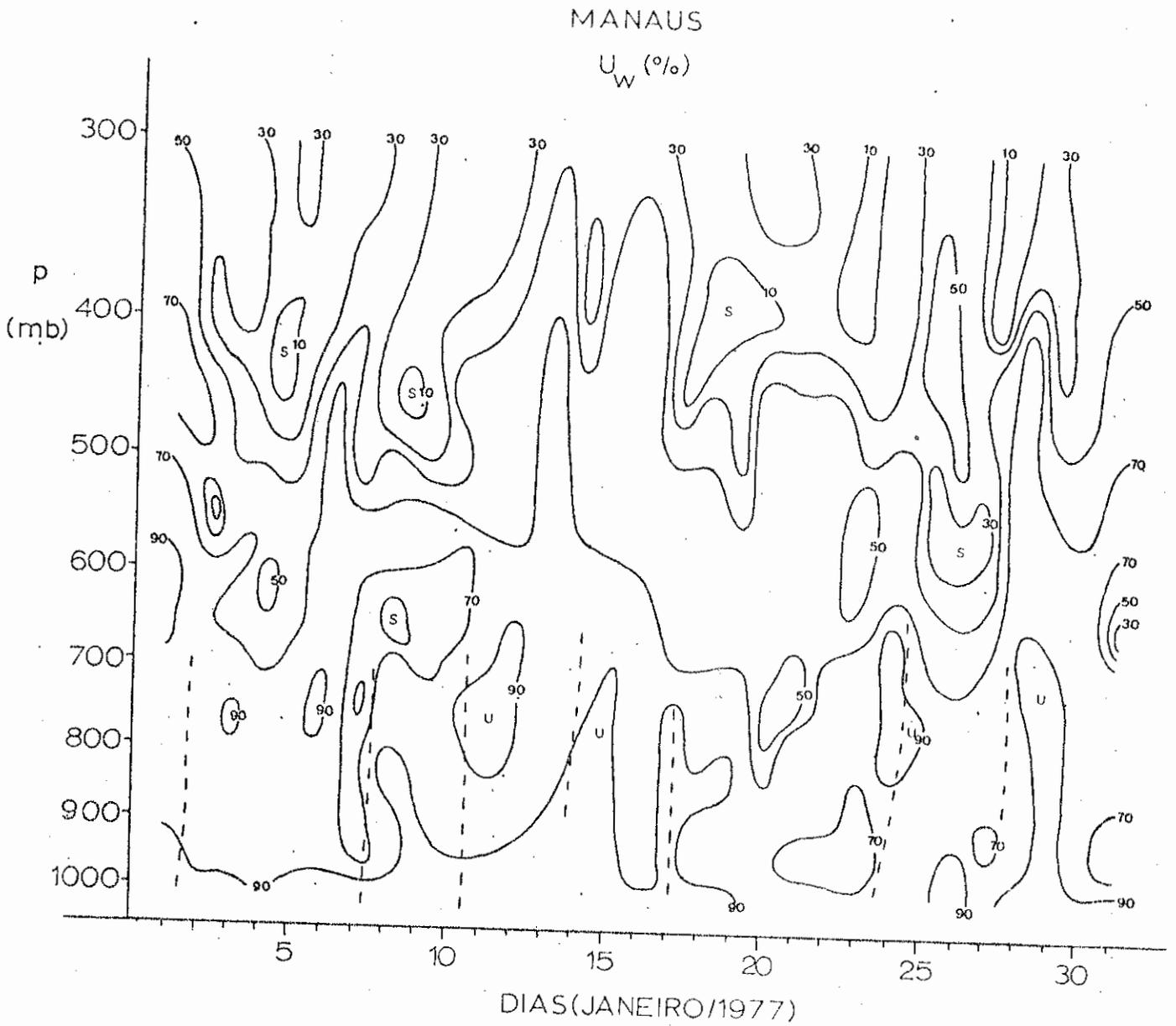


Fig. VI.5 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de janeiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.

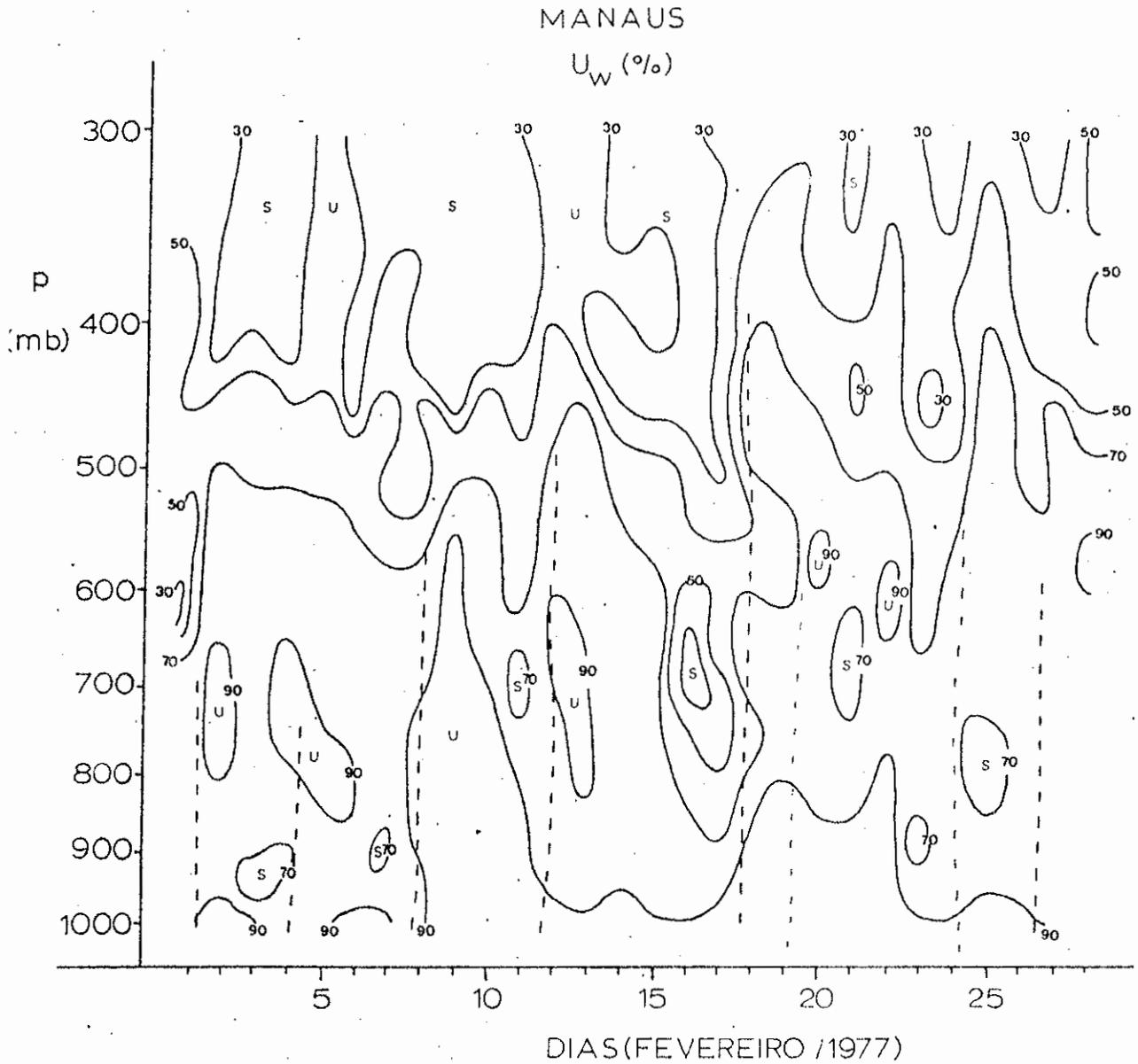


Fig. VI.6 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_W), de fevereiro de 1977, para Manaus. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.

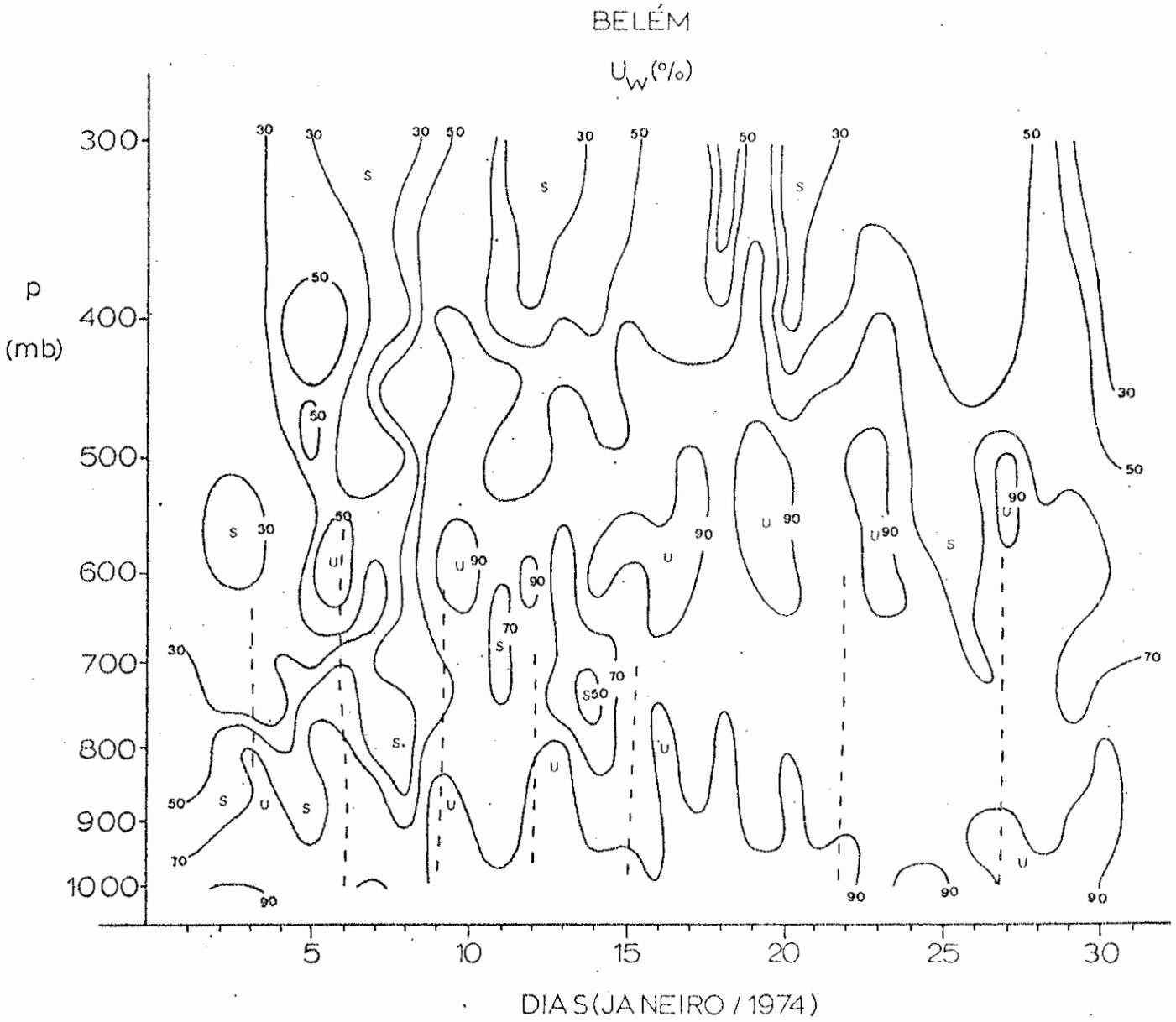


Fig. VI.7 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_W), de janeiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.

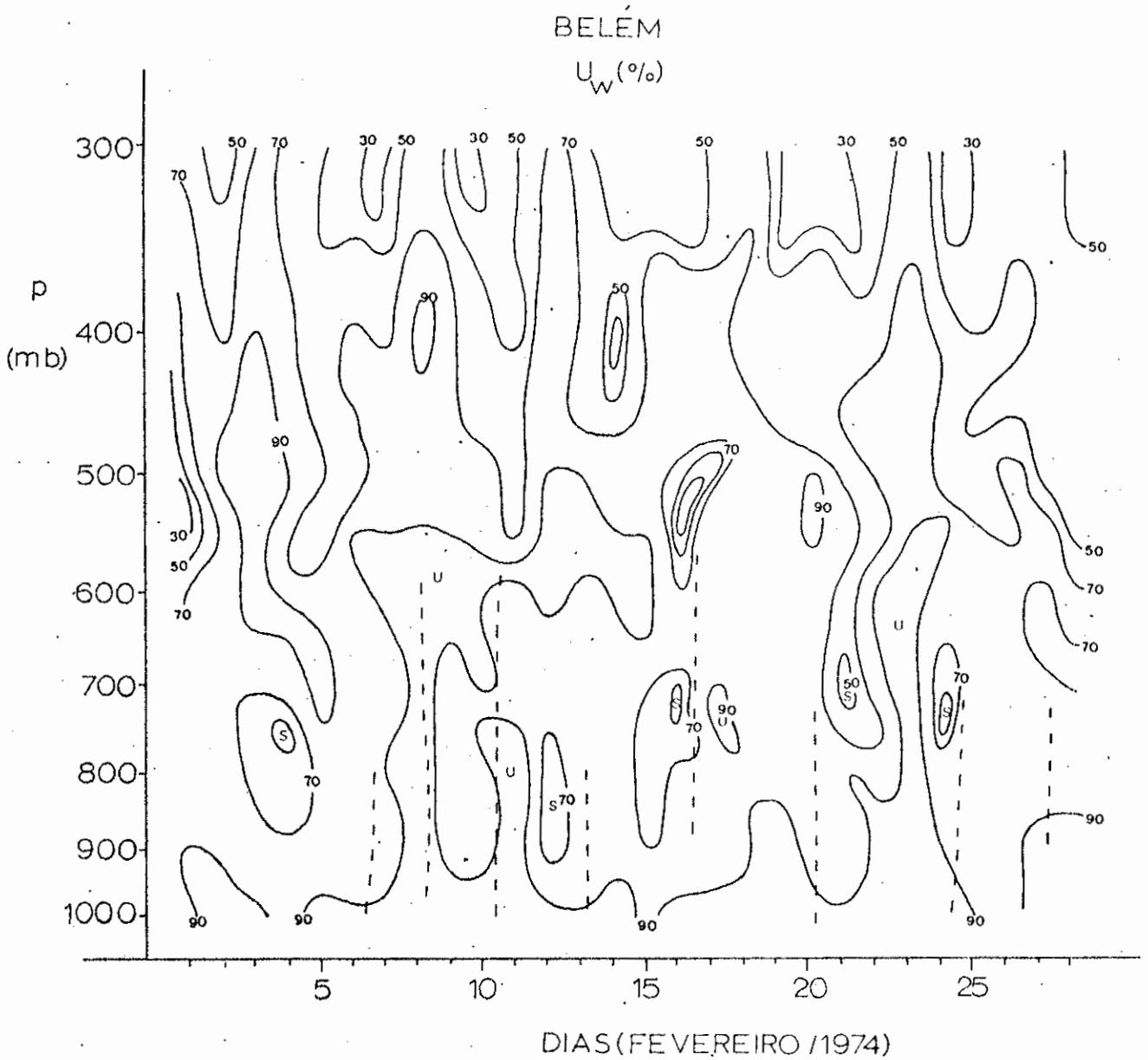


Fig. VI.8 - Seção "altura versus tempo" de umidade relativa (U_w), de fevereiro de 1974, para Belém. As linhas tracejadas representam o cavado, S e U representam as regiões seca e úmida respectivamente.

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

Verificou-se que o clima da região Amazônica é influenciado por um sistema de alta pressão (em 200mb), cujo centro descreve uma trajetória quase elíptica. Em janeiro, o centro de alta pressão localiza-se sobre a região da Bolívia. Gradualmente, de março a abril esse sistema desloca-se para o norte, sobre a região central da Amazônia. De maio a julho, a alta pressão desloca-se para a região da Colômbia. De setembro a outubro, desloca-se para o sul sobre a região mais a oeste da Amazônia e gradualmente retorna a região da Bolívia.

As influências desse sistema foram mais evidentes pelas mudanças observadas na circulação, principalmente nos altos níveis. A alta pressão de 200mb também afeta a circulação nos baixos níveis. Desde que o sistema esteja associado com a área de máxima convecção e liberação de calor latente, existe nos baixos níveis um centro de baixa pressão. Quanto mais forte for a alta, tanto mais intensa será a baixa na superfície. Isso influi na posição do cavado equatorial durante o verão do hemisfério sul; de modo que ele fica mais para o sul, próximo do continente. Isso se verificou de dezembro a fevereiro, quando nos baixos níveis em Manaus predominam os ventos de nordeste e em Belém predominam os ventos de sudeste.

Em Belém, observou-se dois aspectos interessantes nos ventos dos baixos níveis. O primeiro é a mudança da direção com a altura (em 1000mb e 700mb a direção é de leste e em 850mb de sudeste), o segundo aspecto é a presença de máxima componente meridional de sul no inverno, em 850mb. Tais mudanças são possivelmente devido aos efeitos das circulações locais.

Verificou-se que a média climatológica de água precipitável das 12TMG apresenta sempre em Manaus os maiores valores, porém as médias mensais mostraram que algumas vezes o valor em Belém é superior

ao de Manaus. Verificou-se, também, com uma pequena amostra de dados das 00TMG, que nesse horário a água precipitável em Belém é maior que o valor das 12TMG de Belém e de Manaus. Portanto, conclui-se que o valor desse parâmetro, calculado com as informações de um só horário, pode não ser representativo do valor de um dia.

Ao se estudar as variações de curto prazo, verificou-se a existência de ondas de leste na região Amazônica, com as seguintes características:

1. período de 3 a 5 dias;
2. máxima umidade em regiões próximas ao cavado;
3. transporte turbulento zonal de umidade positivo ($\overline{u'q'} > 0$) e transporte turbulento meridional de umidade negativo ($\overline{v'q'} < 0$).

Portanto, fenômenos de várias escalas e origens, conjuntamente, influem no clima da região Amazônica.

Futuramente, pretende-se estudar mais detalhadamente os seguintes aspectos:

1. as variações de curto prazo com os dados convencionais juntamente com as imagens de satélites;
2. a interação do sistema de alta pressão de 200mb com os sistemas de latitudes médias, com os dados de radiossondagem de toda a América do Sul e imagens de satélites geoestacionários.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Dr. V.E.Kousky pela orientação e su gestões sem as quais esse trabalho não poderia ter sido realizado.

Aos Drs. A.D.Moura e L.C.B.Molion os agradecimentos pelos comentários e sugestões apresentadas.

Ao Dr. Luiz Gylvan Meira Filho, Chefe do Departamento de Meteorologia, pelo apoio dado durante a execução deste trabalho.

Os agradecimentos são extensivos a todos que, direta ou indiretamente, colaboraram para que este trabalho chegasse a seu final, em particular, Aparecida dos Santos e Sueli Aparecida de Godoi Guratti pela datilografia do texto original; Ubirajara Moura Freitas e Paulo Na kaya pela colaboração nos programas de computador.

BIBLIOGRAFIA

- ARAGÃO, J.O.R. *Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste*. Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, dez., 1975. (INPE-789-TPT/017)
- BATES, J.R. Dynamics of disturbances on the intertropical convergence zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 677-701, 1970.
- BENNET, J.R.; YOUNG, J.A. The influence of latitudinal wind shear upon large-scale wave propagation into the tropics. *Monthly Weather Review*, 99(3) : 202-214,
- CHANG, C.P. Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time composite satellite photographs. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(1) : 133-138; Jan., 1970.
- . On the stability of low latitude quasi-geostrophic flow in a conditionally unstable atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(2) : 270-274,
- ; MORRIS, V.F.; WALLACE, J.M. A statistical study of easterly waves in the western Pacific: July-December, 1964. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(1) : 195-201, Jan., 1970.
- CHARNEY, J.G. A further note on large-scale motions in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1) : 182-185, Jan., 1969.
- GAMBO, K. A note on the Rossby and gravity waves on a rotating sphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 49, special issue, 678-690, Dec., 1971.
- HALTINER, G.J.; MARTIN, F.L. *Dynamical and Physical Meteorology*. New York, McGraw-Hill, 1957.
- HART, J.E.; RAO, G.V.; BOOGAARD, H. van de; YOUNG, J.A.; FINDLATER, J. Aerial observations of the east african low-level jet stream. *Monthly Weather Review*, 106(12) : 1714-1724, Dec., 1978.

- HOUZE, E.J.Jr. Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Monthly Weather Review*, 105(12) : 1540-1567, Dec., 1977.
- KOUSKY, V.E. *Frontal influences on northeast Brazil*. São José dos Campos, INPE, Jun., 1978. (INPE-1269-PE/137)
- . *Diurnal rainfall variability in northeast Brazil*. São José dos Campos, INPE, May, 1979. (INPE-1487-RPE/033)
- KRISHNAMURTI, T.N. Tropical east-west circulations during the northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(11) : 1342-1347, Nov., 1971.
- KUNG, E.C.; BURGDORF, H.A. Maintenance of kinetic energy in large-scale tropical disturbances over the eastern Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104(440) : 393-411, Feb., 1978.
- LINDZEN, R.S. Wave-CISK in the tropics. *Journal Atmospheric Sciences*, 31(4) : 156-179, Jan., 1974.
- LIPPS, F.B. Barotropic stability and tropical disturbances. *Monthly Weather Review*, 98(1) : 122-131, Jan., 1970.
- LIST, R.J. *Smithsonian meteorological tables*. Washington, D.C., Smithsonian Institute Press, 1971. p.350
- MAK, M.K. Laterally driven stochastic motions in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1) : 41-64, Jan., 1969.
- MARQUES, J.; SANTOS, J.M.dos; NOVA, N.A.V.; SALATI, E. Precipitable water and water vapor flux between Belem and Manaus. *Acta Amazônica*, 7(3) : 355-362,
- MILLER, D.D. *Global atlas of relative cloud cover 1967-1970*. Washington, D.C., U.S. Department of Commerce. NOAA. U.S. Air Force (AWS), Sept, 1971. p.210-22
- MURAKAMI, M. Influence of mid-latitudinal planetary waves on the tropics under the existence of critical latitude. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 52(3) : 261-271, Jun., 1974.
- NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulations on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24(4) : 336-342, Apr., 1972.

- NEWELL, R.E.; KIDSON, J.W.; VINCENT, D.G.; BOER, G.J. *The general circulation of the tropical atmosphere*. Cambridge, Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology, 1972. v.1
- NITTA, T.; YANAI, M. A note on the barotropic instability of the tropical easterly current. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47 : 127-130, 1969.
- NORQUIST, D.C.; REED, R.J.; RECKER, E.C. The energetics of african wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Reviews*, 105(3) : 334-342,
- OOYAMA, L. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1) : 3-40, Jan., 1969.
- PADRO, J. A spectral model for CISK-barotropic energy sources for tropical waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(44) : 468-479, Jul., 1973.
- RAMOS, R.P.L. Precipitation characteristics in the northeast Brazil dry region. *Journal of Geophysical Research*, 80(12) : 1665-1678, Apr., 1975.
- REED, R.J.; RECKER, E.E. Structure and properties of synoptic-scale waves disturbances in the equatorial western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(7) : 113-117, Oct., 1971.
- ; ———; NORQUIST, D.C. Structure and properties of african wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105(3) : 317-333,
- RIEHL, H. *Tropical Meteorology*. New York, McGraw-Hill, 1954.
- . Venezuelan rain systems and the general circulations of the summer tropics II: Relations between low and high latitudes. *Monthly Weather Review*, 105(11) : 1421-1433, Nov., 1977.
- TREWARTA, G.T. Atlantic South America: Tropical latitudes. In: *The earth's problem climates*. Madison Wisconsin, University of Wisconsin Press, 1961. p.41-56

U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE. NOAA *Monthly Climate Data for the World*. Washington, D.C., 1968-1976.

WALLACE, J.M. *Time longitude sections of tropical cloudiness (Dec.1966-Nov.1967)*. Washington, D.C., ESSA, 1970. p.1-37 (Technical Report NESG, 56)

WILLIAMS, R.T.; SCHMINK, T.K.; NEWMAN, R.L. Effect of surface friction on the structure of barotropically unstable tropical disturbances. *Monthly Weather Review*, 99(10) : 778-785, Oct., 1971.

YAMASAKI, M. Large scale disturbances in the conditionally unstable atmosphere in low latitudes. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 20 : 289-336, 1969.

———. A further study of wave disturbance in the conditionally unstable model tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 49(5) : 391-415, Oct., 1971.

———; WADA, M. Vertical structure of the barotropic unstable wave in a tropical easterly current. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 50(4) : 271-284, Aug., 1972.

YAMAZAKI, Y. *Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais*. Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, fev., 1975. (INPE-LAFE-624)

ZIPSER, E.J. Mesoscale and convective downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*, 105(12) : 1568-1589, Dec., 1977.

APÊNDICE A

EQUAÇÕES PARA CÁLCULO DAS VARIÁVEIS ÚMIDAS

O cálculo de pressão de vapor de saturação sobre superfície plana de água pura foi feito usando (List, 1971):

$$\begin{aligned} \log_{10} e_w = & - 7,90298 (T_s/T - 1) + 5,02808 \log_{10} (T_s/T) \\ & - 1,3816 \times 10^{-7} (10^{11,344(1 - T/T_s)} - 1) \\ & + 8,1328 \times 10^{-3} (10^{-3,49149(T_s/T-1)} - 1) + \log_{10}(e_{ws}), \end{aligned} \quad (A.1)$$

onde:

e_w = pressão de saturação sobre superfície plana de água líquida

T = temperatura absoluta [K]

T_s = temperatura de ponto de ebulição [373,16 K]

e_{ws} = pressão de vapor de saturação de água líquida pura na temperatura de ponto de ebulição [1013,246mb]

Por definição, a razão de mistura é dada por:

$$r = \frac{m_v}{m_d}, \quad (A.2)$$

onde:

r = razão de mistura

m_v = massa de vapor d'água

m_d = massa de ar seco

Dividindo (A.2) por volume, a razão de mistura \bar{e} é dada por:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d}, \quad (\text{A.3})$$

onde:

ρ_d = densidade do ar seco

ρ_v = densidade do vapor d'água

Pela equação de estado, assumindo vapor d'água e ar seco, gases ideais, as expressões para pressão de vapor d'água e pressão parcial para ar seco são, respectivamente:

$$e = \rho_v R_v T, \quad (\text{A.4})$$

$$p_d = \rho_d R_d T, \quad (\text{A.5})$$

onde:

e = expressão de vapor d'água

p_d = pressão parcial de ar seco

R_d = constante específica do ar seco

R_v = constante específica do vapor d'água

Utilizando as equações (A.4) e (A.5) e $p_d = p - e$, onde p é a pressão total do ar, as expressões para ρ_d e ρ_v , respectivamente:

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T} \quad (\text{A.6})$$

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (\text{A.7})$$

Substituindo (A.6) e (A.7) em (A.3) tem-se:

$$r = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - e} \quad (\text{A.8})$$

Como $R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1}$ e $R_v = 461,51 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ então
(A.8) fica:

$$r = 0,622 \frac{e}{p - e} \quad (\text{A.9})$$

Se o ar é saturado em relação à água a razão de mistura saturada em relação à água é dada por:

$$r_w = 0,622 \frac{e}{p - e_w} \quad (\text{A.10})$$

As equações (A.9) e (A.10) foram usadas para cálculos de razão de mistura e razão de mistura saturada em relação à água respectivamente.

Por definição, umidade relativa em porcentagem é dada por:

$$U_w = \frac{e}{e_w} \times 100 \quad (\text{A.11})$$

A expressão usada para cálculo de pressão de vapor d'água é dada por:

$$e = \frac{U_w \times e_w}{100} \quad (\text{A.12})$$

Por definição a umidade específica \bar{e} é dada por:

$$q = \frac{m_v}{m} , \quad (\text{A.13})$$

onde:

m = massa total de ar úmido

Como $m = m_d + m_v$ expressa a massa total de ar úmido, a equação (A.13) fica:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d} \quad (\text{A.14})$$

Substituindo m_v por rm_d em (A.14), tem-se:

$$q = \frac{r}{1 + r} \quad (\text{A.15})$$

Essa expressão foi usada para o cálculo de umidade específica.

Pelas equações (A.4) e (A.5) tem-se:

$$p_d + e = (\rho_d R_d + \rho_v R_v) T \quad (\text{A.16})$$

Mas $p_d + e = p$, $\rho_d = \frac{m_d}{V}$ e $\rho_v = \frac{m_v}{V}$, então (A.16) fica:

$$p = \left(\frac{m_d}{V} R_d + \frac{m_v}{V} \right) T \quad (\text{A.17})$$

$$p_v = (m_d R_d + m_v R_v) T \quad (\text{A.18})$$

Seja $\alpha = \frac{V}{m}$ o volume específico do ar úmido; então a expressão (A.18) fica:

$$p\alpha = \left(\frac{m_d}{m} R_d + \frac{m_v}{m} R_v \right) T \quad (\text{A.19})$$

Esta é a equação de estado do ar úmido, onde a constante específica do ar úmido (R) é:

$$R = \left(\frac{m_d}{m} R_d + \frac{m_v}{m} R_v \right) \quad (\text{A.20})$$

Escrevendo R em termos de R_d , R_v e q :

$$R = (1 - q) R_d + q R_v \quad (\text{A.21})$$

ou

$$R = \left[(1 - q) + q \frac{R_v}{R_d} \right] R_d$$

Como $\frac{R_v}{R_d} = 1,608$ então R fica:

$$R = (1 + 0,608 q) R_d \quad (\text{A.22})$$

Substituindo (A.22) em (A.19):

$$p\alpha = (1 + 0,608 q) R_d T \quad (\text{A.23})$$

A temperatura virtual (T_v) é definida por:

$$T_v = (1 + 0,608 q) T \quad (\text{A.24})$$

De (A.24) a equação de estado para ar úmido fica:

$$p\alpha = R_d T_v \quad (A.25)$$

A equação (A.24) foi usada para calcular a temperatura virtual.

Por definição o vapor d'água precipitável de uma coluna de ar é a massa total (P_w) de água por unidade de área da coluna. Portanto,

$$P_w = \int_0^{\infty} \rho_v dz \quad (A.26)$$

Pela aproximação hidrostática $\partial p = - \rho g \partial z$

Para $z = 0$, $p = p_0$ a pressão na superfície e para $z \rightarrow \infty$, $p \rightarrow 0$. Então a equação (A.26) fica:

$$P_w = - \int_{p_0}^0 \frac{\rho_v}{\rho g} dp, \quad (A.27)$$

onde

g = aceleração da gravidade

p_0 = pressão na superfície

Como $q = \frac{\rho_v}{\rho}$ então a equação (A.27) fica:

$$P_w = - \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q dp \quad (A.28)$$

Para uma coluna de ar limitada pelas superfícies de pressão p_1 e p_2 tal que $p_1 > p_2$, tem-se:

$$p_w = \frac{-1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q \, dp \quad (A.29)$$

Assumindo a umidade específica média da camada entre p_1 e p_2 (\bar{q}) o resultado da integração é dado por:

$$P_w = \frac{\bar{q}}{g} (p_1 - p_2), \quad (A.30)$$

onde $\bar{q} = \frac{q_1 + q_2}{2}$, q_1 e q_2 são q nos níveis de pressão p_1 e p_2 , respectivamente.

A equação (A.30) foi usada para calcular a água precipitável na camada entre dois níveis subsequentes, com dados. A soma desses valores individuais, a partir da superfície até um certo nível, resulta na água precipitável correspondente a esse nível. A soma dos valores de água precipitável das camadas contidas entre a superfície e o último nível (nível com pressão menor que 500mb) resulta na água precipitável total para um dia.

APÊNDICE B

EQUAÇÃO HIPSONÔMICA E CÁLCULO DE TRANSPORTES

1. EQUAÇÃO HIPSONÔMICA

Começando com a aproximação hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (\text{B.1})$$

e usando a equação de estado do ar úmido (A.25):

$$\rho = \frac{p}{R_d \bar{T}_v} \quad (\text{B.2})$$

Substituindo (B.2) em (B.1):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{-pg}{R_d \bar{T}_v} \quad (\text{B.3})$$

Integrando a equação (B.2) de um nível de pressão p_1 a outro p_2 com alturas z_1 e z_2 , respectivamente, tais que $z_2 > z_1$ e $p_1 > p_2$, tem-se:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z} dz = \frac{-g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\bar{T}_v} dz \quad (\text{B.4})$$

Tomando a temperatura virtual média (\bar{T}_v) para a camada de p_1 a p_2 , tem-se:

$$\ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) = \frac{-g}{R \bar{T}_v} (z_2 - z_1), \quad (\text{B.5})$$

onde:

$$\bar{T}_V = \frac{T_{V_1} + T_{V_2}}{2}, \quad T_{V_1} \text{ e } T_{V_2} \text{ são } T_V \text{ nos n\u00edveis de press\u00e3o } p_1 \text{ e } p_2.$$

Os n\u00edveis de press\u00e3o p_1 e p_2 s\u00e3o n\u00edveis significativos subsequentes. Na camada limitada por p_1 e p_2 a temperatura e umidade relativa variam linearmente com a altura, justificando o m\u00e9todo usado para calcular a temperatura virtual m\u00e9dia da camada.

Resolvendo (B.5) para a espessura ($z_1 - z_2$) tem-se:

$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}_V}{g} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (\text{B.6})$$

A express\u00e3o (B.6) \u00e9 a equa\u00e7\u00e3o da espessura.

Resolvendo (B.6) para z_2 tem-se:

$$z_2 = z_1 + \frac{R\bar{T}_V}{g} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (\text{B.7})$$

A equa\u00e7\u00e3o (B.7) \u00e9 a equa\u00e7\u00e3o hipsom\u00e9trica, que foi usada para o c\u00e1lculo da altura geopotencial, para cada n\u00edvel de press\u00e3o, dada a altura geopotencial da esta\u00e7\u00e3o.

2. C\u00c1LCULO DE TRANSPORTES FEITOS POR TURBILH\u00d5ES TRANSIENTES

As m\u00e9dias climatol\u00f3gicas para componentes zonal e meridional do vento, umidade espec\u00edfica e altura geopotencial foram calculadas para cada m\u00eas e n\u00edvel padronizado de press\u00e3o, utilizando todos os dados dispon\u00edveis para o per\u00edodo inteiro.

Assim a express\u00e3o geral para calcular a m\u00e9dia climatol\u00f3gica no m\u00eas m da vari\u00e1vel v , em um n\u00edvel padronizado de press\u00e3o \u00e9 dada por

$$\bar{v}_m = \left[\sum_{i=1}^{N_v} v_i \right] / N_v, \quad (\text{B.8})$$

onde:

\bar{v}_m = média climatológica da variável v para o mês m

N_v = número total de dias do mês m com dados da variável

v_i = valor da variável v no dia i

A expressão geral para calcular o desvio da variável v em relação à média temporal, no dia i , em um nível padronizado de pressão é dado por:

$$v'_i = v_i - \bar{v}_m \quad (\text{B.9})$$

Os transportes feitos por turbilhões transientes são calculados em cada nível padronizado de pressão, para cada dia (i), por:

$$(u'v')_i = u'_i v'_i, \quad (\text{B.10})$$

$$(u'q')_i = u'_i q'_i, \quad (\text{B.11})$$

$$(v'q')_i = v'_i q'_i, \quad (\text{B.12})$$

onde:

$(u'v')_i$ = transporte de quantidade de movimento

$(u'q')_i$ = transporte zonal de umidade específica

$(v'q')_i$ = transporte meridional de umidade específica

u_i' = desvio do vento zonal em relação a \bar{u}

v_i' = desvio do vento meridional em relação a \bar{v}

q_i' = desvio da umidade específica em relação a \bar{q}

Todos os desvios e transportes, acima citados, se referem aos níveis padronizados de pressão, e o índice i se refere ao dia.

As médias mensais dos transportes foram calculadas para cada nível padronizado de pressão.

A expressão geral para calcular o transporte médio mensal (\bar{F}_m) para o mês m é dada por:

$$\bar{F}_m = \left(\sum_{i=1}^{N_m} F_i \right) / N_m, \quad (B.13)$$

onde:

N_m = número de dias do mês com fluxo F

F_i = transporte de alguma quantidade no dia i

APÊNDICE C

CORREÇÃO DE TEMPERATURA

Os testes aplicados corrigiram erros de sinal de temperatura ou taxas de variação vertical de temperatura superadiabáticas.

Inicialmente, foram verificados os sinais das temperaturas correspondentes às pressões maiores ou iguais a 700mb. Sempre que a temperatura era negativa trocava-se o sinal, porque as temperaturas encontradas nesses níveis de pressão são sempre positivas. Para níveis de pressão menores ou iguais a 500mb procedeu-se de modo contrário, uma vez que, nesses níveis de pressão, as temperaturas são sempre negativas.

Feito esse teste, passou-se à análise da temperatura de superfície. No caso em que não existia a informação ou em que o valor era maior do que 35°C, fez-se extrapolação, considerando o processo como adiabático, como está explicado a seguir:

Sejam T_0 , T_1 e T_2 e p_0 , p_1 e p_2 as temperaturas e correspondentes pressões de superfície, do segundo e terceiro níveis, respectivamente.

A taxa de variação vertical de temperatura (Γ) foi calculada por:

$$\Gamma = \frac{T_2 - T_1}{\ln(p_2/p_1)} \quad (C.1)$$

A temperatura T_0 foi extrapolada utilizando Γ , por:

$$T_0 = T_1 - \Gamma \ln \frac{p_1}{p_0} \quad (C.2)$$

As temperaturas ausentes nos demais níveis, não incluindo o último, foram interpoladas considerando-se um processo adiabático, como se segue:

Sejam j um nível genérico com dado de temperatura ausente, k o último nível anterior a j com dados e ℓ o primeiro nível posterior a j com dados.

A taxa de variação vertical de temperatura foi calculada para a camada entre os níveis k e ℓ , por:

$$\Gamma = \frac{T_{\ell} - T_k}{\ln(p_k/p_{\ell})} \quad (C.3)$$

A temperatura no nível j foi interpolada usando Γ , pela expressão:

$$T_j = T_k + \Gamma \ln(p_k/p_{\ell}) \quad (C.4)$$

Feitas essas interpolações e/ou extrapolações, as temperaturas de todos os níveis, a partir do segundo até o penúltimo, foram comparadas com as respectivas temperaturas calculadas supondo um processo adiabático.

Seja uma camada genérica entre os níveis de pressão j e $j+1$, com temperaturas lidas T_j e T_{j+1} e pressões p_j e p_{j+1} , respectivamente.

Considerando um processo adiabático, a temperatura no nível $j+1$ foi calculada por:

$$T_c = (T_j + 273,16) (p_{j+1}/p_j)^{R/C_p} \quad (C.5)$$

onde: T_c = temperatura calculada no nível $j+1$

R = constante específica do ar úmido [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]

C_p = calor específico a pressão constante [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]

T_c foi então comparada com T_{j+1} . Se T_c fosse maior que T_{j+1} , então a camada em consideração tinha taxa de variação vertical superadiabática, ou seja, T_j era muito alta ou T_{j+1} muito baixa, quer dizer, uma dessas temperaturas estava errada.

Então, foi calculada a taxa de variação vertical de temperatura da camada entre os níveis de pressão (j-1) e (j+2), por:

$$\gamma_b = \frac{T_{j+2} - T_{j-1}}{\ln(p_{j+2}/p_{j-1})} \quad (C.6)$$

Usando γ_b , as temperaturas dos níveis j e j+1 foram interpoladas verticalmente por:

$$T'_j = T_{j-1} + \gamma_b \ln \frac{p_j}{p_{j-1}} \quad (C.7)$$

$$T'_{j+1} = T_{j-1} + \gamma_b \ln \frac{p_j}{p_{j-1}} \quad (C.8)$$

Depois, calcularam-se os valores absolutos das diferenças entre temperaturas lida e interpolada por:

$$D_j = |T'_j - T_j| \quad (C.9)$$

$$D_{j+1} = |T'_{j+1} - T_{j+1}| \quad (C.10)$$

A diferença D_k indicou o erro da correspondente T_k .

Se $D_{j+1} > D_j$, então T_{j+1} era a temperatura errada. Portanto a temperatura do nível j+1 era interpolada verticalmente usando dados dos níveis j e j+2.

Se $D_j > D_{j+1}$, então T_j era a temperatura errada. E nesse caso, a temperatura do nível j era interpolada verticalmente com os da dos dos níveis $j-1$ e $j+1$.

APÊNDICE D

EXTRAPOLAÇÃO E INTERPOLAÇÃO DE UMIDADE RELATIVA

Tanto a extrapolação quanto a interpolação de umidade relativa foram muito semelhantes às da temperatura.

Assim, fez-se extrapolação quando a umidade relativa estava ausente no nível de superfície.

Com a mesma notação dos índices usada para temperatura, a umidade relativa extrapolada para o nível de superfície e a interpolada para um nível genérico j são dadas, respectivamente, por:

$$U_{w0} = U_{w1} - \left[\frac{U_{w2} - U_{w1}}{\ln(p_2/p_1)} \right] \ln \left(\frac{p_1}{p_0} \right) \quad (D.1)$$

$$U_{wj} = U_{wk} + \left[\frac{U_w - U_{wk}}{\ln(p_k/p_\ell)} \right] \ln \left(\frac{p_k}{p_j} \right) \quad (D.2)$$

onde: U_{w0} = umidade relativa extrapolada para o nível de superfície;

U_{wj} = umidade relativa interpolada para o nível j .

APÊNDICE E

CÁLCULO DA DIVERGÊNCIA HORIZONTAL DO VENTO

Seja a Figura E.1:

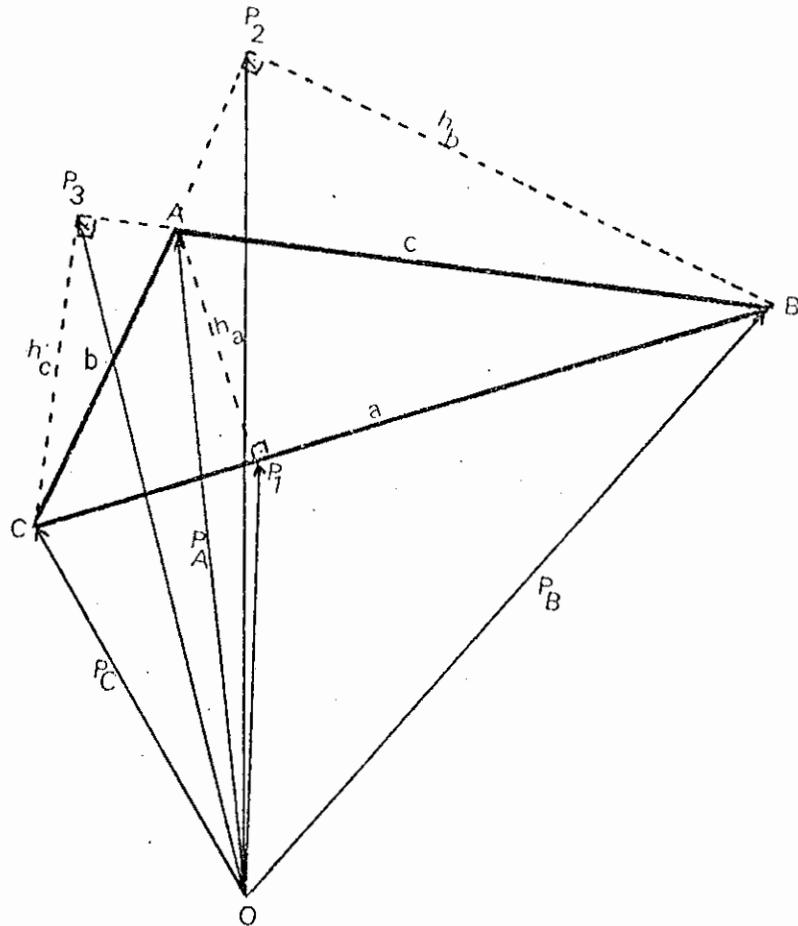


Fig. E.1 - Esquema para a dedução da fórmula da divergência horizontal do vento.

Notação:

\hat{i} versor unitário na direção x

\hat{j} versor unitário na direção y

\vec{k} versor unitário na direção z
os índices A, B e C se referem aos vértices A, B e C, respectivamente.

Sejam $\vec{p}_A = (x_A, y_A)$, $\vec{p}_B = (x_B, y_B)$, $\vec{p}_C = (x_C, y_C)$ os vetores posição dos vértices A, B e C, respectivamente.

Pela Figura E.1

$$\vec{CA} = \vec{p}_A - \vec{p}_C = (x_A - x_C) \vec{i} + (y_A - y_C) \vec{j} \quad (\text{E.1})$$

$$\vec{CB} = \vec{p}_B - \vec{p}_C = (x_B - x_C) \vec{i} + (y_B - y_C) \vec{j} \quad (\text{E.2})$$

$$\vec{AB} = \vec{p}_B - \vec{p}_A = (x_B - x_A) \vec{i} + (y_B - y_A) \vec{j} \quad (\text{E.3})$$

Os módulos desses vetores são dados por:

$$|\vec{CA}| = b = |(x_A - x_C)^2 + (y_A - y_C)^2|^{1/2} \quad (\text{E.4})$$

$$|\vec{CB}| = a = |(x_B - x_C)^2 + (y_B - y_C)^2|^{1/2} \quad (\text{E.5})$$

$$|\vec{AB}| = c = |(x_B - x_A)^2 + (y_B - y_A)^2|^{1/2} \quad (\text{E.6})$$

Sejam $\vec{p}_1 = (x_1, y_1)$, $\vec{p}_2 = (x_2, y_2)$, $\vec{p}_3 = (x_3, y_3)$ os pontos conforme a Figura E.1.

Os vetores de direção das alturas são dados por:

$$\vec{h}_A = \vec{p}_A - \vec{p}_1 = (x_A - x_1) \vec{i} + (y_A - y_1) \vec{j} \quad (\text{E.7})$$

$$\vec{h}_B = \vec{p}_B - \vec{p}_2 = (x_B - x_2) \vec{i} + (y_B - y_2) \vec{j} \quad (\text{E.8})$$

$$\vec{h}_C = \vec{p}_C - \vec{p}_3 = (x_C - x_3) \vec{i} + (y_C - y_3) \vec{j} \quad (\text{E.9})$$

A área do triângulo (A') é dado por:

$$A' = \frac{1}{2} \hat{k} \cdot (\vec{CB} \times \vec{CA}) \quad (E.10)$$

ou

$$A' = \frac{1}{2} \hat{k} \cdot (\vec{AB} \times \vec{CA}) \quad (E.11)$$

ou

$$A' = \frac{1}{2} \hat{k} \cdot (\vec{AB} \times \vec{CB}) \quad (E.12)$$

ou

$$A' = \frac{1}{2} h_A a = \frac{1}{2} h_B b = \frac{1}{2} h_C c \quad (E.13)$$

onde

$$h_i = |\vec{h}_i|$$

Como \vec{h}_A e \vec{CB} são ortogonais, também o são

\vec{h}_B e \vec{CA} , e \vec{h}_C e \vec{AB} , tem-se

$$\vec{h}_A \cdot \vec{CB} = 0 = (x_A - x_1)(x_B - x_C) + (y_A - y_1)(y_B - y_C) \quad (E.14)$$

$$\vec{h}_B \cdot \vec{CA} = 0 = (x_B - x_2)(x_A - x_C) + (y_B - y_2)(y_A - y_C) \quad (E.15)$$

$$\vec{h}_C \cdot \vec{AB} = 0 = (x_C - x_3)(x_B - x_A) + (y_C - y_3)(y_B - y_A) \quad (E.16)$$

Expandindo (E.10) tem-se:

$$\begin{aligned} A' &= \frac{1}{2} \hat{k} \cdot \left\{ [(x_B - x_C) \hat{i} + (y_B - y_C) \hat{j}] \times [(x_A - x_C) \hat{i} + (y_A - y_C) \hat{j}] \right\} \\ &= \frac{1}{2} \left\{ (x_B - x_C)(y_A - y_C) - (y_B - y_C)(x_A - x_C) \right\} \quad (E.17) \end{aligned}$$

Diferenciando (E.17) com relação ao tempo (t) tem-se:

$$\frac{dA'}{dt} = \frac{1}{2} \left\{ (y_A - y_C) \frac{dx_B}{dt} - (y_A - y_C) \frac{dx_C}{dt} + (x_B - x_C) \frac{dy_A}{dt} - \right.$$

$$\begin{aligned} & (x_B - x_C) \frac{dy_C}{dt} - (y_B - y_C) \frac{dx_A}{dt} + (y_B - y_C) \frac{dx_C}{dt} - \\ & (x_B - x_C) \frac{dy_B}{dt} + (x_A - x_C) \frac{dy_C}{dt} \} \end{aligned} \quad (E.18)$$

Definindo o vento nos vértices A, B e C por:

$$\vec{v}_A = u_A \hat{i} + v_A \hat{j} \quad (E.19)$$

$$\vec{v}_B = u_B \hat{i} + v_B \hat{j} \quad (E.20)$$

$$\vec{v}_C = u_C \hat{i} + v_C \hat{j} \quad (E.21)$$

onde

$$u_i = \frac{dx_i}{dt} \quad \text{e} \quad v_i = \frac{dy_i}{dt}, \quad i = A, B, C$$

Substituindo (E.19), (E.20), (E.21) em (E.18) tem-se:

$$\begin{aligned} \frac{dA'}{dt} = \frac{1}{2} \{ & u_B (y_A - y_C) - u_C (y_A - y_C) + v_A (x_B - x_C) - \\ & v_C (x_B - x_C) - u_A (y_B - y_C) + u_C (y_B - y_C) - \\ & v_B (x_A - x_C) + v_C (x_A - x_C) \} \end{aligned} \quad (E.22)$$

Simplificando, fica:

$$\begin{aligned} \frac{dA'}{dt} = \frac{1}{2} \{ & u_B (y_A - y_C) - v_B (x_A - x_C) + u_C (y_B - y_A) + \\ & v_C (x_A - x_B) - u_A (y_B - y_C) + v_A (x_B - x_C) \} \end{aligned} \quad (E.23)$$

do por: A componente do vetor velocidade \vec{V}_A ao longo de h_A é da

$$v_{AN} = \vec{V}_A \cdot \frac{\vec{h}_A}{h_A} = \frac{u_A (x_A - x) + v_A (y_A - y)}{h_A} \quad (E.24)$$

Analogamente:

$$v_{BN} = \vec{V}_B \cdot \frac{\vec{h}_B}{h_B} = \frac{u_B (x_B - x_2) + v_B (y_B - y_2)}{h_B} \quad (E.25)$$

$$v_{CN} = \vec{V}_C \cdot \frac{\vec{h}_C}{h_C} = \frac{u_C (x_C - x_3) + v_C (y_C - y_3)}{h_C} \quad (E.26)$$

De (E.24):

$$u_A = \frac{h_A v_{AN}}{(x_A - x_1)} - \frac{v_A (y_A - y_1)}{(x_A - x_1)} \quad (E.27)$$

De (E.14):

$$(x_A - x_1) = - \frac{(y_A - y_1) (y_B - y_C)}{(x_B - x_C)} \quad (E.28)$$

Portanto, de (E.27) e (E.28):

$$u_A = - \frac{h_A v_{AN} (x_B - x_C)}{(y_A - y_1) (y_B - y_C)} + \frac{v_A (x_A - x_C)}{(y_B - y_C)} \quad (E.29)$$

Analogamente:

$$u_B = - \frac{h_B v_{BN} (x_A - x_C)}{(y_B - y_2) (y_A - y_C)} + \frac{v_B (x_A - x_C)}{(y_A - y_C)} \quad (E.30)$$

e

$$u_C = - \frac{h_C v_{CN} (x_A - x_B)}{(y_C - y_3)(y_A - y_B)} + \frac{v_C (x_A - x_B)}{(y_A - y_B)} \quad (E.31)$$

Substituindo (E.29), (E.30) e (E.31) em (E.23) tem-se:

$$\frac{dA'}{dt} = \frac{1}{2} \left\{ - \frac{h_B v_{BN} (x_A - x_C)}{(y_B - y_2)} - \frac{h_C v_{CN} (x_B - x_A)}{(y_C - y_3)} + \frac{h_A v_{AN} (x_B - x_C)}{(y_A - y_1)} \right\} \quad (E.32)$$

Dividindo (E.32) por $A' = \frac{1}{2} a h_A = \frac{1}{2} b h_B = \frac{1}{2} c h_C$ tem-se:

$$\frac{1}{A'} \frac{dA'}{dt} = \frac{v_{BN}}{b} \frac{(x_A - x_C)}{(y_2 - y_B)} + \frac{v_{CN}}{c} \frac{(x_B - x_A)}{(y_3 - y_C)} + \frac{v_{AN}}{a} \frac{(x_B - x_C)}{(y_A - y_1)} \quad (E.33)$$

Mas

$$b = |(x_A - x_C)^2 + (y_A - y_C)^2|^{1/2} \quad (E.34)$$

Multiplicando (E.34) por $\frac{y_2 - y_B}{x_A - x_C}$ tem-se:

$$\left[\frac{y_2 - y_B}{x_A - x_C} \right] b = \left[(y_2 - y_B)^2 + \frac{(y_2 - y_B)^2 (y_A - y_C)^2}{(x_A - x_C)^2} \right]^{1/2} \quad (E.35)$$

Mas de (E.15):

$$\frac{(y_2 - y_B)(y_A - y_C)}{(x_A - x_C)} = (x_B - x_2) \quad (E.36)$$

Então de (E.35) e (E.36) tem-se:

$$\left[\frac{y_2 - y_B}{x_A - x_C} \right] b = \left[(y_2 - y_B)^2 + (x_B - x_2)^2 \right]^{1/2} = h_b \quad (\text{E.37})$$

Analogamente para os outros termos

$$\left[\frac{y_3 - y_C}{x_B - x_A} \right] c = h_C \quad (\text{E.38})$$

$$\left[\frac{y_A - y_1}{x_B - x_C} \right] a = h_A \quad (\text{E.39})$$

Substituindo (E.37), (E.38) e (E.39) em (E.33) tem-se

$$\frac{1}{A'} \frac{dA'}{dt} = \frac{v_{AN}}{h_A} + \frac{v_{BN}}{h_B} + \frac{v_{CN}}{h_C} \quad (\text{E.40})$$

A equação (E.40) foi usada para calcular a divergência vertical média, no triângulo formado por Manaus, Belém e Vilhena.