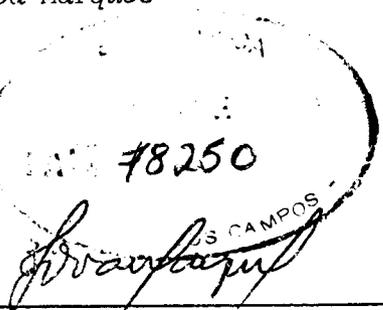
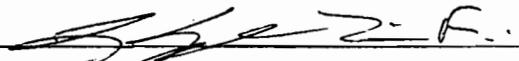


1. Publicação nº INPE-2288-TDL/068	2. Versão	3. Data Dez., 1981	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem Programa DME			
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) ENERGÉTICA FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA NORDESTE BRASILEIRO			
7. C.D.U.: 551.587(812/814)			
8. Título INPE-2288-TDL/068 ESTUDOS DA ENERGÉTICA E DO FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO		10. Páginas: 182	
		11. Última página: B.8	
		12. Revisada por V.B.Rao V.B.Rao	
9. Autoria Valdo da Silva Marques		13. Autorizada por 2546 Parada Nelson de Jesus Parada Diretor	
Assinatura responsável 			
14. Resumo/Notas O presente trabalho é um estudo diagnóstico da energética e do vapor d'água na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil, e evidência as variações sazonais e interanuais. A resolução numérica das equações foi possível com o uso de um cilindro. Foram usados dados mensais do período de 1971-1978, obtido por 9 estações de radiossondagem e 2 balões piloto. Dentro deste período, aplicou-se o modelo aos seguintes casos: estação seca (setembro-outubro-novembro) e estação chuvosa (março-abril-maio) - média de 8 anos; estações chuvosas do ano seco (1976) e do ano úmido (1974). Os cálculos da divergência e convergência de massa permitiram estabelecer as seguintes configurações: Para a estação chuvosa média e para estação chuvosa do ano úmido, tem-se convergência na baixa troposfera e divergência na alta troposfera, provocando um movimento vertical ascendente nos baixos níveis, estimulando a precipitação; por outro lado, para estação seca média e para a estação chuvosa do ano seco há uma convergência em níveis médios com divergência acima e abaixo, induzindo um movimento descendente em baixos níveis, provocando a seca. As variações interanuais e sazonais do fluxo de vapor d'água ocorreram principalmente nas fronteiras norte/nordeste e sul/sudeste. Foram obtidos resultados detalhados sobre os mecanismos de importação e exportação de energia estática seca e úmida. O fluxo lateral, a produção e a dissipação de energia cinética foram estudados em detalhes para os períodos considerados.			
15. Observações Tese de Doutorado em Meteorologia, aprovado em 30 de junho de 1981.			

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

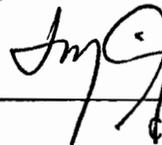
Dr. Luiz Gylvan Meira Filho


Presidente

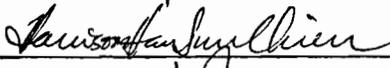
Dr. V. B. Rao


Orientador

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion


Co-Orientador

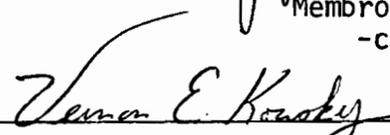
Dr. Harrison Chien


Membro da Banca
-convidado-

Dr. José Roberto Tarifa


Membro da Banca
-convidado-

Dr. Vernon Edgar Kousky


Membro da Banca

Dr. Antonio Divino Moura


Membro da Banca

Candidato: Valdo da Silva Marques

São José dos Campos, 30 de junho de 1981

Aos meus pais,
Estanislau e Aláides,
por terem me ensinado o
caminho do saber,

meu Reconhecimento.

À Verinha, esposa e companheira,
e aos nossos filhos, Michele e Cláudio,
por terem me concedido parte de suas
vidas para realização destes estudos,

dedico-lhes.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. V. B. Rao pela valiosa orientação e encorajamento, sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Ao Dr. L. C. B. Molion pela co-orientação, apoio e eficiente revisão dos originais.

Ao Dr. L. Gilvan Meira Filho pelo apoio constante e pela ajuda na análise de erros.

Aos Drs. Romisio André e Rubens Vianelo pelo incentivo e apoio moral em todos os momentos difíceis.

Aos Drs. A. D. Moura e V. Kousky pelas estimulantes discussões e sugestões.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia e à Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste pelo fornecimento dos dados de precipitação.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro pelo apoio e compreensão durante toda a fase de elaboração do trabalho.

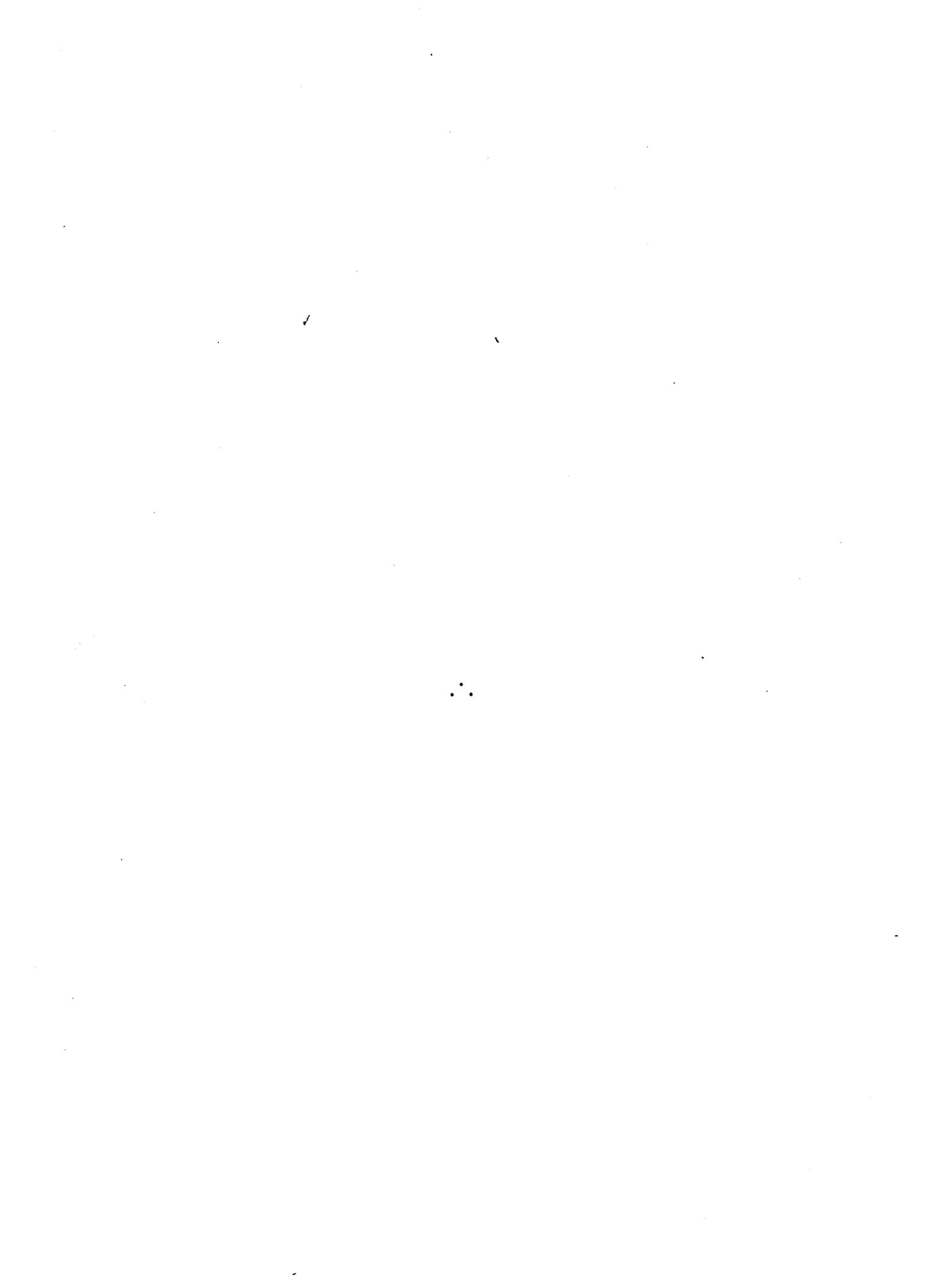
Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da Bolsa de Estudos que possibilitou a realização do trabalho, e ao Instituto de Pesquisas Espaciais pelas facilidades.

Ao Dr. Stefan Hastenrath, da Universidade de Winsconsin, pelas discussões e sugestões apresentadas.

À Regina Lúcia de Souza Bruno pela excelente datilografia e organização do texto.

ABSTRACT

A diagnostic study of the energetics and water vapor balance over Northeast Brasil is made with the purpose of identifying interannual and seasonal variations. All the quantities are calculated for a cylinder, containing mos of Northeast Brasil. Monthly mean data of 9 RS/RW and 2 pilot balloon stations for a period of 8 years (1971-1978) are used. Calculations are made separately for the dry season (September-October-November), wet season (March-April-May), wet season of 1976 (relatively dry) and 1974 (relatively wet). Evaluation of the mass budget revealed the following pattersns: during the wet year/season, there is convergence in the lower troposphere and divergence in the upper troposphere causing rising motion in the lower atmosphere, thus favoring precipitation. On the other hand, during the dry year/season convergence is found in the middle troposphere with divergence above and below, inducing sinking motion in the lower levels. Such a situation provokes drought. Interannual and seasonal variations of water vapor flux are found to occur mainly in the North/Northwest and South/Southeast borders of the cylinder. Detailed calculations regarding the import and export of dry and wet static energy are also performed. The production, dissipation and lateral flux of kinetic energy are studied for the periods mentioned.



SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURA	<i>xi</i>
LISTA DE TABELAS	<i>xv</i>
LISTA DE SÍMBOLOS	<i>xvii</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Generalidades	1
1.2 - Revisão da Literatura	4
1.3 - Proposta	9
<u>CAPÍTULO 2 - ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO</u>	13
<u>CAPÍTULO 3 - A CIRCULAÇÃO GERAL E SUA RELAÇÃO COM O CLIMA DO NOR DESTE BRASILEIRO</u>	31
<u>CAPÍTULO 4 - FORMULAÇÃO TEÓRICA</u>	49
4.1 - Fluxo da vapor d'água	49
4.2 - Energia Estática	54
4.3 - Energia Cinética	57
<u>CAPÍTULO 5 - MATERIAL E MÉTODO</u>	65
5.1 - Material	65
5.1.1 - Análise de erros	68
5.1.2 - Consistência de temperatura	68
5.1.3 - Altura geopotencial	69
5.1.4 - Temperatura do ponto de orvalho	69
5.1.5 - Vento	69
5.1.6 - Interpolação vertical	69
5.2 - Método	70
5.2.1 - O cilindro do nordeste	70
5.2.2 - As componentes zonal, meridional, normal, e tangencial da velocidade do vento	72
5.2.3 - Ajustamento de massa	74
5.2.3 - Temperatura e umidade específica	74
5.2.4 - Geopotencial	75
5.2.5 - Avaliação dos termos das equações de energia e fluxo da va por d'água	75

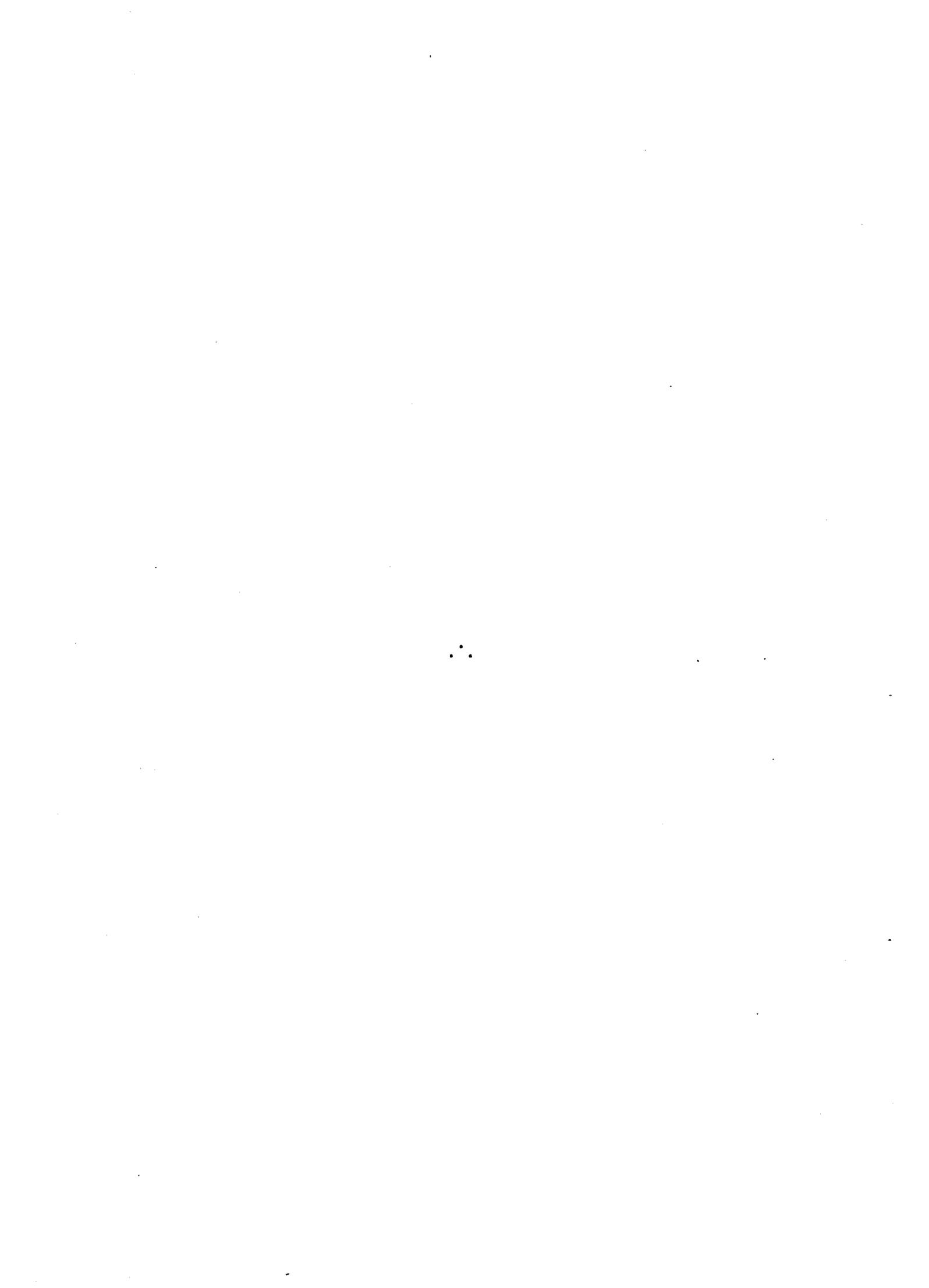
	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 6 - ENERGÉTICA E FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA DAS ESTAÇÕES SECA</u> <u>E CHUVOSA</u>	77
6.1 - Aspectos gerais	77
6.2 - Fluxo de vapor d'água	87
6.3 - Energia estática	91
6.4 - Fluxo lateral de energia estática	96
6.5 - Energia cinética	102
<u>CAPÍTULO 7 - ANÁLISE DE ENERGÉTICA E DO FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA PA</u> <u>RA UM ANO SECO E UM ANO CHUVOSO</u>	109
7.1 - Generalidades	109
7.2 - Variação de Fluxo de vapor	116
7.3 - Energia estática em 1974 e 1975	120
7.4 - Fluxo lateral de energia estática	122
7.5 - Energia cinética	128
7.6 - Conclusão	132
<u>CAPÍTULO 8 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES</u>	135
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	139
APÊNDICE A - ANÁLISE DE ERROS	
APÊNDICE B - RELAÇÃO DE ESTAÇÕES E DADOS UTILIZADOS	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Localização da Região Nordeste do Brasil	2
1.2 - Precipitação anual média no período de 1931-1960 para o Nordeste do Brasil	3
1.3 - Desvio médio normalizado da precipitação anual, com base em 40 estações e em 20 estações, nos períodos de 1912-1958 e de 1958-1970, respectivamente	4
2.1 - Regime de precipitação na Região Nordeste do Brasil	14
2.2 - Áreas em que os sistemas identificados como 3 (março), 5 (maio) e 12 (dezembro) produzem normalmente máximos principais de precipitação na Região Nordeste do Brasil	16
2.3 - Trimestre mais seco para a Região Nordeste do Brasil	18
2.4 - Modelo simplificado representativo dos trimestres mais secos da Região Nordeste do Brasil	19
2.5 - Modelo simplificado representativo dos trimestres mais chuvosos da Região Nordeste do Brasil	19
2.6 - Localização das estações pluviométricas usadas no presente estudo	24
2.7 - Desvio médio normalizado da precipitação anual, referente a 58 estações localizadas no Nordeste do Brasil; para o período de 1971-1978	25
2.8 - Precipitação do trimestre chuvoso para o Nordeste do Brasil, referente ao ano de 1974	26
2.9 - Precipitação do trimestre chuvoso para o Nordeste do Brasil, referente ao ano de 1976	27
2.10 - Desvio da precipitação trimestral chuvosa, em relação à normal, para o ano de 1974	28
2.11 - Desvio da precipitação trimestral chuvosa, em relação à normal, para o ano de 1976	29
3.1 - Posições do eixo de confluência para o ano de 1958 (seco) e para média de 60 anos (N)	32
3.2 - Posições do eixo de confluência para o ano de 1974 (chuvoso) e para média de 60 anos (N)	33
3.3 - Posições do eixo de confluência: média de setembro/outubro para 60 anos (N) e para 10 anos extremamente secos (S) ...	33
3.4 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento em m/s, para o meridiano de 41° 30' W. Média de março-abril maio de 1974	35
3.5 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento em m/s, para o meridiano de 41° 30' W. Média de março-abril maio de 1976	36

	<u>Pág.</u>
3.6 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de 41° 30'. Média de março-abril maio no período de 1971-1978	38
3.7 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de 41° 30'. Média de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978	39
3.8 - Seção vertical da componente meridional da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de 41° 30'. Média de março-abril-maio no período de 1971-1978	40
3.9 - Seção vertical da componente meridional da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de 41° 30'. Média de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978	41
3.10 - Isotermas médias à superfície em °C, de março-abril-maio no período de 1971-1978	43
3.11 - Isotermas médias à superfície em °C, de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978	44
3.12 - Umidade específica média à superfície, em g/kg, de março-abril-maio no período de 1971-1978	45
3.13 - Umidade específica média à superfície, em g/kg, de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978	46
5.1 - Localização das estações aerológicas, delimitação da área em estudo e circunferência que forma a base do cilindro ..	67
5.2 - Grade sobre a superfície lateral do cilindro do Nordeste..	71
5.3 - Esquema para determinação das componentes normal e tangencial da velocidade do vento em relação à superfície lateral do cilindro	73
6.1 - Perfis verticais médios de umidade específica de MAM e SON no período de 1972-1978	78
6.2 - Perfis verticais médios das componentes zonal (u) e meridional (v) para MAM, no período de 1971-1978	79
6.3 - Perfis verticais médios das componentes zonal (u) e meridional (v) para SON, no período de 1971-1978	80
6.4 - Perfis verticais da componente normal média da velocidade do vento de MAM e SON, período de 1971 a 1978	82
6.5 - Modelo simplificado do fluxo de massa para o cilindro do Nordeste	86
6.6 - Perfis verticais médios da componente meridional da velocidade do vento	86
6.7 - Perfis verticais do fluxo de vapor para MAM e SON no período de 1971-1978	89
6.8 - Fluxo de vapor perpendicular à superfície lateral do cilindro na camada 900/800 mb	90

	<u>Pág.</u>
6.9 - Energia estática seca e úmida para MAM e SON no período de 1971-1978, comparada com valores de Riehl (1979)	95
6.10 - Fluxo de energia estática úmida para MAM e SON no período de 1971-1978	98
7.1 - Perfil vertical de temperatura média de MAM para 1974 a 1976	101
7.2 - Perfil vertical de umidade específica média de MAM para 1974 e 1976	111
7.3 - Perfil vertical da velocidade normal de MAM: (a) 1974 e (b) 1976	114
7.4 - Perfil vertical do fluxo de vapor de MAM para 1974 e 1976	118
7.5 - Fluxo de vapor nas camadas 900/800 mb e 600/500 mb para MAM: (a) 1974 e (b) 1976	119
7.6 - Energia estática seca e úmida para MAM de 1974 a 1976	122
7.7 - Fluxo de energia estática úmida de MAM para 1974 e 1976 .	127
A.1 - Perfil médio de velocidade normal e erros padrões em cada perfil ..	A.7
A.2 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética média e erros padrões em cada nível	A.8
A.3 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética dos distúrbios	A.9
A.4 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética total e erros padrões em cada nível	A.10



LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
5.1 - Relação das estações usadas no presente estudo	66
6.1 - Divergência horizontal média na área ($\nabla \cdot \bar{V}$) e velocidade vertical (ω) calculadas para o cilindro do nordeste, para as estações chuvosas (MAM) e SECA (SON)	83
6.2 - Fluxo lateral de massa e velocidade normal calculados para o cilindro do nordeste, para as estações chuvosas e seca .	84
6.3 - Fluxo horizontal de vapor d'água estimado para o cilindro do nordeste, MAM e SON, no período de 1971-1978	88
6.4 - Energia estática por unidade de massa calculada para o cilindro do Nordeste. Média de março-abril-maio no período de 1971-1978	92
6.5 - Energia estática por unidade de massa calculada para o cilindro do Nordeste. Médias de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978	93
6.6 - Fluxo lateral de energia estática úmida calculada para o cilindro do Nordeste valores médios de MAM e SON no período de 1971-1978	99
6.7 - Fluxo lateral de energia estática seca calculada para o cilindro do Nordeste valores médios de MAM e SON no período de 1971-1978	100
6.8 - Fluxo lateral de calor latente calculado para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM e SON no período de 1971-1978	101
6.9 - Fluxo lateral de energia cinética calculado para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM e SON no período de 1971-1978	103
6.10 - Produção de energia cinética. Valores médios de MAM e SON no período de 1977-1978	105
6.11 - Dissipação de energia cinética calculada para o cilindro do Nordeste (K_0) e velocidade média do vento a superfície (V_0)	106
6.12 - Balanço de energia cinética no cilindro do nordeste para MAM e SON no período de 1971-1978	107
7.1 - Temperatura e umidade específica média de MAM para 1974 e 1976	112
7.2 - Componente normal média da velocidade do vento (\bar{V}_n) e fluxo lateral de massa (FLM) calculados para o cilindro do Nordeste, média de MAM para 1974 e 1976	115
7.3 - Fluxo horizontal de vapor d'água calculado para o cilindro do nordeste; média de MAM para 1974 e 1976	117
7.4 - Energia estática por unidade de massa calculada para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1976	120

	<u>Pág.</u>
7.5 - Energia estática por unidade de massa calculada para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1976	121
7.6 - Fluxo lateral de energia estática seca calculado para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1974 e 1976	123
7.7 - Fluxo lateral de energia estática úmida calculados para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1975 e 1976	124
7.8 - Fluxo lateral de calor latente calculado para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1974 e 1976	125
7.9 - Fluxo lateral de energia cinética calculados para o cilindro do Nordeste. Valores médios de MAM para 1974 e 1976	129
7.10 - Produção de energia cinética devido a variação do geopotencial. Valores médios de MAM para 1974 e 1976	130
7.11 - Dissipação de energia cinética devido ao atrito (K_D) e velocidade média do vento à superfície (V_0) referentes à média de MAM para 1974 e 1976	131
7.12 - Balanço de energia cinética para os períodos chuvosos dos anos úmido (1974) e seco (1976)	131
A.1 - Erros padrões prováveis para a média de direção e para o módulo da velocidade do vento, inferiores a 10 m/s	A.3
A.2 - Velocidade normal (V_n), fluxos de energia cinética (F_1 , F_2 , F_3) e respectivos desvios padrões relativos aos possíveis erros aleatórios dos dados de entrada (módulo e direção da velocidade)	A.6
B.1 - Relação das estações com dados de vento à superfície	B.2
B.2 - Relação dos postos pluviométricos localizados na região Nordeste, cujos dados foram usados no presente trabalho.	B.3
B.3 - Número de dados de vento e MAM e SON, referentes ao período de 1971-1978	B.5
B.4 - Número de dados de temperatura, geopotencial e umidade de MAM e SON, referentes ao período de 1971-1978	B.6
B.5 - Número de dados de vento de MAM referentes aos anos de 1974 e 1976	B.7
B.6 - Número de dados de temperatura, geopotencial e umidade de MAM, referentes aos anos de 1974 e 1976	B.8

LISTA DE SÍMBOLOS

- A - área de uma seção reta do cilindro (m^2)
- CP - Contribuição percentual do mês em relação à média anual (%)
- C_p - calor específico do ar a pressão constante ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)
- D_s - dissipação de energia cinética devida ao atrito em superfície ($J\ s^{-1}$).
- D_i - dissipação de energia cinética devida ao atrito interno ($J\ s^{-1}$).
- E - taxa de evaporação (por unidade de área) a partir da superfície da terra.
- f - parâmetro de Coriolis (s^{-1}).
- \underline{F} - força de atrito à superfície (N)
- FLM - fluxo lateral de massa ($kg\ s^{-1}$)
- g - aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$).
- \underline{k} - vetor unitário na direção vertical
- K - energia cinética por unidade de massa ($J\ kg^{-1}$)
- K_F - fluxo de energia cinética ($J\ s^{-1}$).
- K_{p1} - produção parcial de energia cinética ($J\ s^{-1}$).
- K_{p2} - produção parcial de energia cinética ($J\ s^{-1}$).
- K_p - produção total de energia cinética ($J\ s^{-1}$).
- K_D - dissipação total de energia cinética ($J\ s^{-1}$).
- k - coeficiente de arrasto.
- L - calor latente
- M - número de dados na direção horizontal da grade.
- N - número de dados na direção vertical da grade.
- P_i - precipitação do trimestre março-abril-maio da i-ésima estação.
- \bar{P} - precipitação normal do trimestre março-abril-maio

- P_0 - pressão atmosférica à superfície ($N\ m^{-2}$).
 P_T - pressão atmosférica no topo da camada ($N\ m^{-2}$).
 P - taxa de precipitação (por unidade de área) ($mm.m^{-2}$).
 p - pressão atmosférica ($N\ m^{-2}$).
 Q - calor trocado entre dois meios (J).
 Q_L - fonte ou sumidouro de calor latente ($J\ s^{-1}$).
 Q_S - fonte ou sumidouro de energia estática seca ($J\ s^{-1}$).
 Q_T - fonte ou sumidouro de energia estática úmida ($J\ s^{-1}$).
 q - umidade específica ($g\ kg^{-1}$).
 R - raio da circunferência de uma seção reta do cilindro (m).
 S - perímetro da circunferência (m).
 T - temperatura do ar (K).
 t - tempo (s).
 u - componente zonal da velocidade do vento (velocidade zonal) ($m\ s^{-1}$).
 v - componente meridional da velocidade do vento (velocidade meridional) ($m\ s^{-1}$).
 V_0 - módulo da velocidade do vento (m/s).
 V_n - componente da velocidade do vento normal à superfície lateral do cilindro (velocidade normal) ($m\ s^{-1}$).
 V_t - componente da velocidade do vento tangencial à superfície lateral do cilindro (velocidade tangencial) ($m\ s^{-1}$).
 \underline{V} - vetor velocidade horizontal do vento.
 Z - altura acima da superfície da terra (m).
 i - índice que indica os pontos de grade na horizontal.
 j - índice que indica os pontos de grade na vertical.
 α - volume do cilindro (m^3).
 β - parâmetro de ajuste de massa.
 ∇ - operador "del".

ψ - ângulo formado entre a coordenada x (direção zonal) e a posição da estação, passando pelo centro do cilindro (rd).

ξ - ângulo entre dois pontos consecutivos ao longo de uma seção reta do cilindro (rd).

ϕ - geopotencial (m g p).

μ - coeficiente de viscosidade dinâmica ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$).

ρ - massa específica do ar (kg m^{-3}).

σ - superfície lateral do cilindro (m^3).

$\sigma(q)$ - taxa de geração ou destruição de vapor d'água

$\bar{\sigma}$ - desvio padrão

τ - tensor tensão viscosa ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)

θ - temperatura potencial (K)

ω - velocidade vertical (mb s^{-1})

Ω - velocidade angular da terra (rd s^{-1})

$(-)\bar{S} = \frac{1}{S} \int (-)\bar{S} ds$ - média ao longo da linha S.

$[()]_a = \frac{1}{A} \iint () dA$ - média dentro da área A.

$\langle () \rangle = \frac{1}{t} \int () dt$ - média no tempo.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - GENERALIDADES

A Região Nordeste do Brasil (NEB), compreendendo uma área aproximada de 10^6 km², o que representa cerca de 12% do território brasileiro, localizada mais ou menos entre os meridianos de 35°W e 47°W e os paralelos de 1°S e 18°S (Figura 1.1), apresenta uma anomalia climática caracterizada por uma alta variabilidade na distribuição espacial e temporal da precipitação. A costa Este recebe mais de 2000 mm anuais de precipitação, enquanto a parte central recebe menos de 400 mm e a parte Sul cerca de 800 mm, conforme pode ser visto na Figura 1.2, de Strang (1972), e no trabalho de Kousky (1979).

A distribuição anual média mostra que a estação chuvosa está concentrada em poucos dias do ano, em grande parte da região NEB, trazendo como consequência longos períodos de seca. Isto pode ser comprovado, por exemplo, pelo estudo de Ramos (1975), o qual mostra, usando média de 30 anos, que cerca de 40% da precipitação de Petrolina (localizada na região central do Nordeste) ocorre em apenas dois meses (fevereiro e março). Por outro lado, o desvio anual, como pode ser visto na Figura 1.3, mostra a alta variabilidade interanual, com anos extremamente secos e outros com abundância de chuva (Hastenrath e Heller, 1977).

Estas características da distribuição da precipitação na Região NEB, já foi objeto de estudos de vários pesquisadores, podendo-se destacar Serra (1945), Aldaz (1971), Strang (1972), Kousky e Chu (1978) e Kousky (1979), entre outros.

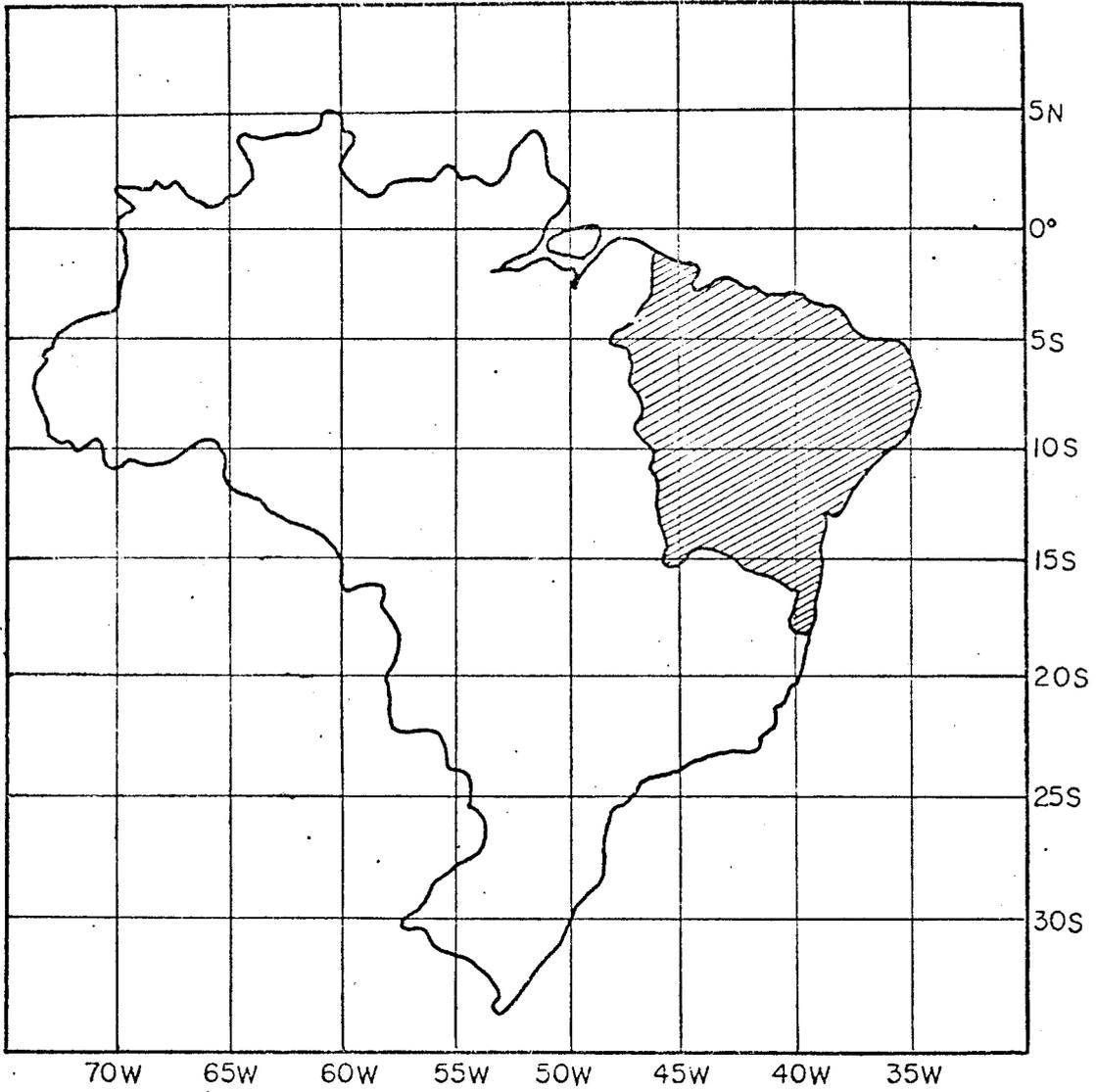


Fig. 1.1 - Localização da Região Nordeste do Brasil.

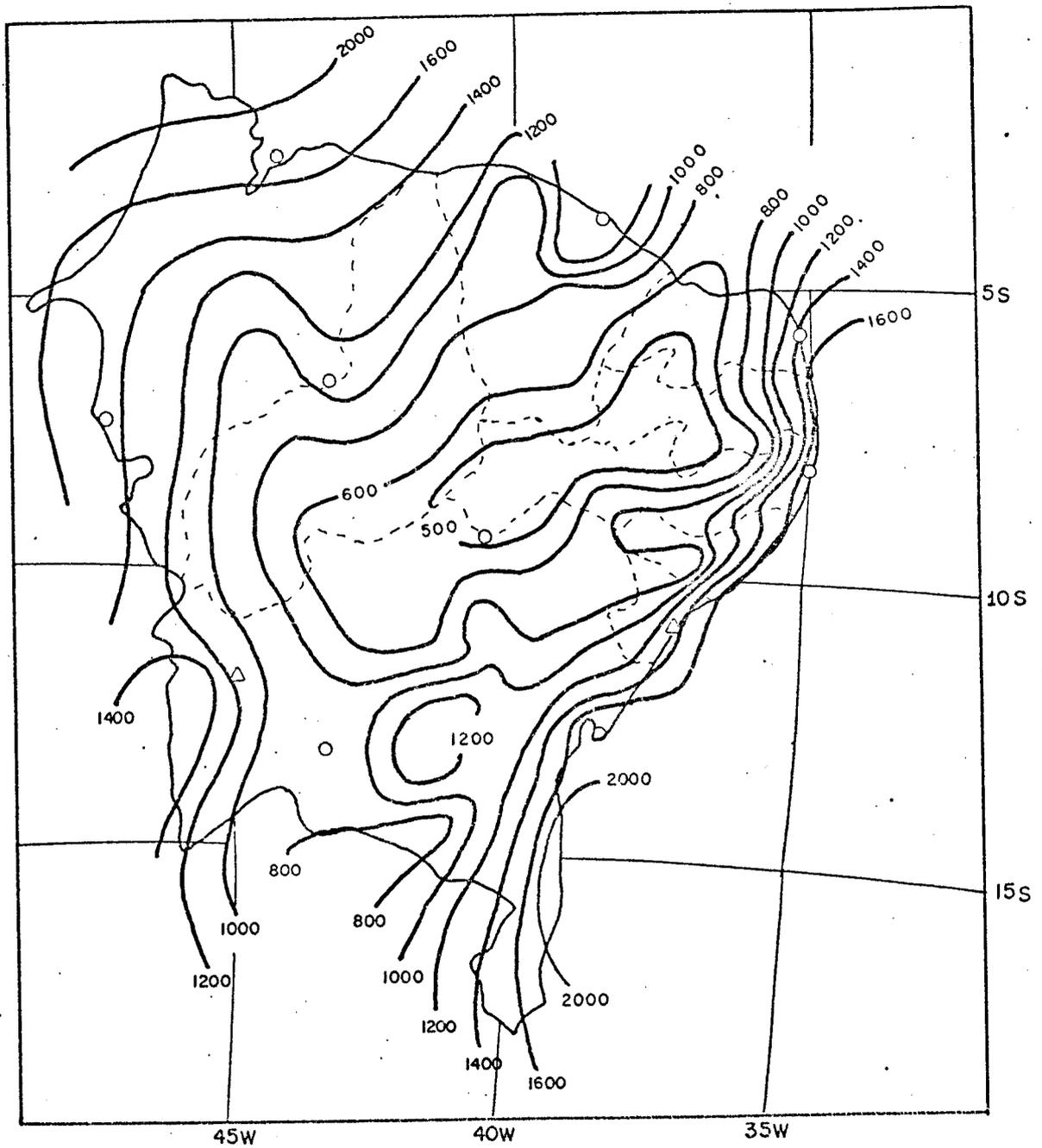


Fig. 1.2 - Precipitação anual média no período de 1931-1960 para o Nordeste do Brasil.

- Isoietas numeradas em milímetros

FONTE: Strang, 1972.

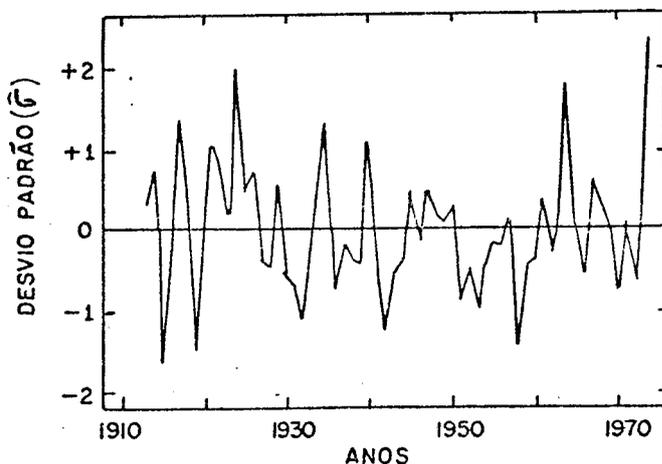


Fig. 1.3 - Desvio médio normalizado da precipitação anual, com base em 40 estações e em 20 estações, nos períodos de 1912-1958 e de 1958-1970, respectivamente.

FONTE: Hastenrath e Heller, 1977.

O interesse em estudar esta região climaticamente anômala, aumenta, devido à presença de grandes concentrações humanas, cuja sobrevivência depende quase que exclusivamente das atividades agrícolas e pastoris, que, por sua vez, estão na dependência direta do regime pluviométrico local.

A seguir, faz-se uma breve revisão da literatura sobre os principais trabalhos relativos à climatologia da Região NEB, para então propor o objetivo da presente pesquisa.

1.2 - REVISÃO DA LITERATURA

Os primeiros trabalhos sobre as secas do NEB, de que se tem notícia, datam do final do século passado. A maior parte destes apresentou o problema do Nordeste dentro de um enfoque econômico, social e político.

Ainda na primeira metade deste século, surgiram alguns trabalhos que abordam com maior profundidade o problema das secas, sem

porém discutir os mecanismos meteorológicos e/ou climatológicos responsáveis por elas. Dentre estes trabalhos, destacam-se Freitas (1915), que fez a análise sobre as precipitações em Quixeramobim, abrangendo o período 1909-1914; Delgado de Carvalho (1923), que elaborou um Atlas Pluviométrico do NEB. Podem-se citar ainda, entre outros, Lyra (1919), Freise (1938), Rabello (1958), Gomes (1960).

Na década de 1920, apareceram os primeiros trabalhos que tentam explicar as causas das secas do NEB e elaboram algum método para sua previsão (e.g.: Sampaio Ferraz, 1925, 1929a, 1929b). Mais tarde, outros métodos de previsão foram tentados por Serra (1946, 1954, 1963, 1972a, 1972b, 1973).

Uma abordagem descritiva do ponto de vista da Climatologia Dinâmica, que visa entender as secas do NEB, foi feita por Nimer (1964 e 1972) e Nimer et alii (1971).

Sampaio Ferraz (1931) atribuiu a modificação do regime de precipitação no NEB à trajetória dos anticiclones frios. Segundo este autor, deve ocorrer chuva abundante quando, durante a estação chuvosa, estes sistemas atingem baixas latitudes de maneira anormal, de modo que o ar frio penetra, em altitude, mais intensamente no NEB, causando instabilidade e convecção. Serra e Ratisbona (1942) mostraram que o regime de precipitação da parte central do NEB é condicionado pelo movimento da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), e sugeriram que as secas intermitentes, que ocorrem na região, devem ser atribuídas ao fato de que nos anos secos a ZCIT permanece ao norte do Equador e não atinge o Nordeste.

Serra (1946), de certa forma, une estas duas explicações. Ele notou uma certa simetria entre a atividade das invasões de massa de ar no Hemisfério Norte e no Hemisfério Sul em direção ao equador. Em anos chuvosos, as frequentes invasões sobre o Golfo do México e o Mar do Caribe forçam a ZCIT para o Sul. Ao mesmo tempo, as invasões simétricas do Hemisfério Sul, sucedendo uma à outra rapidamente, empurram

o anticiclone do Atlântico Sul para leste, no oceano Atlântico, enfraquecendo os alísios e permitindo a ocorrência de precipitação na região semi-árida.

Assim, segundo Serra, a principal causa das chuvas sobre o NEB deve ser procurada no movimento da convergência intertropical para o Sul, determinado pelo comportamento das penetrações de ar frio no leste e sul do Brasil.

Bastos (1973), em levantamento bibliográfico sobre o assunto, cita os inúmeros trabalhos que relatam os mais diferentes aspectos da Climatologia do NEB, principalmente que descrevem o clima de determinados locais, tais como um estado, um município e até mesmo uma única estação de observação meteorológica.

A seguir, faz-se uma breve revisão dos trabalhos mais recentes que tentam explicar a característica irregular do clima nordestino, expresso em termos de variação anômala da precipitação regional.

Aldaz (1971) sugeriu que o regime de precipitação, embora esteja sujeito aos efeitos costeiros, orográficos e de radiação solar, parece, em princípio, estar associado aos fenômenos da troposfera superior. Ele não encontrou uma relação definida entre a tendência de temperatura na superfície do mar (Norte e Nordeste), próximo à costa, e a anomalia de precipitação nas Regiões Norte e Nordeste. Em consequência, sugeriu que a anomalia de precipitação na região deve estar mais ligada aos processos dinâmicos do que termodinâmicos. Em concordância com esta afirmativa, Aragão (1975) afirmou que durante os períodos de seca não há falta de umidade nos baixos níveis da troposfera, mas existe um mecanismo dinâmico capaz de provocar movimentos ascendentes que tenham como resultado formação de nuvens suficientemente desenvolvidas para produzir a precipitação.

Namias (1972) encontrou evidências de que a alta variabilidade anual de precipitação no NEB está associada com a atividade

ciclônica subpolar de inverno e primavera no Atlântico Norte, ou seja, os períodos de secas no NEB estão associados às configurações da circulação geral sobre o Hemisfério Norte, a cerca de 5000 milhas de distância.

Hastenrath e Heller (1977), estudando as características da circulação de larga escala e suas relações com os períodos secos e chuvosos no NEB, sugeriram que a estação chuvosa está relacionada com a migração estacional, para o sul, do eixo de confluência na baixa troposfera no setor Atlântico Tropical. Hastenrath e Heller encontraram um desvio negativo na temperatura da superfície do mar na maior parte do setor Atlântico Sul Equatorial, associado à estação chuvosa de anos considerados com deficiência de precipitação. Por outro lado, eles encontraram correlação negativa entre a temperatura da superfície do mar ao longo da costa Equador/Peru e o regime de chuvas no NEB, mostrando uma possível conexão com o fenômeno de "El Niño". Mas concluíram que as secas do NEB parecem ser associadas mais fortemente com os eventos do setor Atlântico Tropical do que com os do Pacífico Este.

Ramos (1975), estudando o regime de chuvas na região de Petrolina ($9^{\circ} 23' S$ e $40^{\circ} 30' W$), localizada dentro do polígono das secas, demonstrou que as precipitações anuais provêm de 6 a 8 episódios associados com um movimento organizado de sistemas de tempo que se movem de Este para Oeste com velocidade aproximadas de 5 m s^{-1} , cujo valor é inferior à velocidade de escoamento na baixa troposfera. A inversão dos alísios parece desempenhar papel importante neste mecanismo, inibindo ou permitindo que os sistemas organizados possibilitem a formação de cumulos suficientemente espessos que possam produzir precipitação. No entanto, não foi determinado se existe alguma relação entre a intensidade e a frequência destas perturbações com a proximidade ou o afastamento da zona de convergência.

Analisando a ocorrência de frentes frias no Nordeste do Brasil, Kousky (1979) mostrou que as chuvas de dezembro-janeiro, do lado Sul do NEB, estão inteiramente relacionadas com as penetrações de

frentes frias oriundas do Sul do continente. Demonstrou ainda que as penetrações de frente estão também associadas com acréscimo de chuva ao longo da costa Este do NEB, desde a Bahia até o Rio Grande do Norte, durante a estação de inverno, e que, algumas vezes, estas frentes podem influenciar até a parte Norte do NEB, tal como o Estado do Ceará. Este resultado parece mostrar que o regime pluviométrico do NEB está associado com alguma função forçante das latitudes mais altas.

Outros pesquisadores têm mostrado, através da análise estatística dos dados de precipitação, que as chuvas do NEB estão sujeitas a vários regimes, com distribuições espaciais e temporais distintas. A abordagem deste tema merece destaque e será feita no Capítulo 2, quando se fará uma análise dos principais resultados já encontrados.

Yamazaki e Rao (1977), usando uma seção longitude x tempo de tiras zonais de fotografias de satélites, observaram distúrbios com características semelhantes às ondas de Este, com velocidades de fase de 10^0 de longitude por dia no Atlântico Sul. Estes distúrbios, segundo os autores, estariam associados com as intensas precipitações que ocorrem na faixa costeira oriental do NEB.

Procurando prováveis causas locais, Gomes Filho (1979) estudou as possíveis influências do albedo superficial e da orografia nos mecanismos geradores de precipitação na região NEB. Elaborou um modelo relacionando a velocidade vertical no topo da camada limite ao albedo e ao atrito da superfície. O efeito da orografia foi estudado como condição de contorno inferior, no valor da velocidade vertical. Ele mostrou que a orografia induz uma velocidade vertical descendente, com máximo localizado exatamente sobre a zona semi-árida do NEB, inferindo assim que a manutenção desta zona de secas seria desvinculada da ação do homem, ou seja, seria devida a causas naturais. Considerando somente o albedo, Gomes Filho mostrou que, identicamente, o máximo de subsidência ocorre na mesma área citada, com cerca de $0,25 \times 10^{-1}$ mb s^{-1} . Este resultado está de acordo com a hipótese de Charney (1975), segundo a qual uma região árida tende a se manter, em decorrência de seu alto

albedo. No entanto, como ressalva o próprio autor, estes resultados estão ainda na dependência de confirmação, uma vez que o modelo usado apresenta algumas limitações.

1.3 - PROPOSTA

Como se pode verificar, o NEB é uma região complexa do ponto de vista climático; seu comportamento anômalo, revelado principalmente pela análise de precipitação, tem preocupado os pesquisadores há muito tempo, sem que se tenha chegado a uma solução definitiva. O ponto central da questão é que, embora o NEB se localize numa região tropical, numa faixa bem próxima do equador, circundada a Este e a Norte pelo Oceano Atlântico, e a Oeste pela floresta Amazônica apresenta uma variabilidade temporal e espacial tão alta conforme é verificada.

A maior parte dos trabalhos sobre o NEB, realizados até o momento, têm se baseado em dados de superfície; aqueles que usaram dados de altitude o fizeram usando séries temporais curtas de dados, relativas a poucas estações.

Em parte, isto se deve à inexistência, até recentemente, de dados de altitude disponíveis. Felizmente, no início da presente década, começou-se a operar na área, com certa regularidade, uma rede de estações de radiossondagem e balão piloto; no momento, há disponibilidade de dados para o período de 1971-1978.

O presente trabalho, que usa estes dados disponíveis, apresenta uma primeira tentativa de análise do clima do ar superior sobre o NEB, explorando os aspectos da energética, do fluxo de vapor d'água e da circulação geral e suas relações com as variações anuais e interanuais da precipitação.

O estudo compreenderá a análise dos processos físicos, abaixo discriminados, para o período de 1971-1978, nas seguintes condições:

● Variação Sazonal

- média do trimestre mais chuvoso do período;
- média do trimestre mais seco do período.

● Variação Interanual

- trimestre mais chuvoso do ano mais seco;
- trimestre mais chuvoso do ano mais úmido.

Deste modo, deverão ser abordados os seguintes tópicos:

● Análise da Precipitação

Este estudo visa, basicamente, evidenciar o ano e o trimestre mais chuvosos e o ano e o trimestre mais secos do período de 1971-1978, com o objetivo de escolher os períodos para os quais serão feitos os estudos dos itens seguintes:

● Análise da circulação geral nos trópicos e sua relação como clima do Nordeste

- Análise de seções verticais do vento zonal e meridional para buscar informações acerca da posição relativa das células subtropicais de alta pressão na média e nas variações interanuais e sazonais.
- Análise dos gradientes meridionais de temperatura e umidade específica para avaliar os comportamentos sazonais e interanuais.

● Estudo da energética do ar superior na região NEB

- Determinação dos processos de manutenção do balanço de energia para a média dos trimestres chuvosos e secos e para o período chuvoso do ano mais úmido e do ano mais seco.
- Análise dos vários termos do balanço de energia para avaliar a importância relativa dos vários processos físicos que são descritos por eles, principalmente para épocas chuvosas e secas. Esta análise procura explicar, por exemplo, se o balanço é mantido pela importação de energia ou gerado internamente.

● Estudo do fluxo de vapor d'água

- Determinação dos transportes de vapor d'água para verificar se num período seco a falta de chuva é devido a falta de vapor d'água.
- Determinação das direções predominantes de importação e exportação de vapor d'água, para as situações médias a períodos secos e chuvosos.

CAPÍTULO 2

ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO

A precipitação pluviométrica é o principal elemento climático que evidencia as características dos climas das regiões tropicais (Hantel e Peyinghaus, 1976). Na Região NEB, seguindo esta regra, o regime de chuva local é o índice que determina claramente as suas anomalias climáticas. Por este motivo, faz-se uma revisão dos principais trabalhos realizados até o momento, sobre a análise da precipitação na Região NEB, onde foram usados dados anteriores a 1970. Além disso, realizou-se uma análise com dados do período de 1971-1978, e os resultados são discutidos no final deste capítulo.

O objetivo principal desta análise é escolher um ano seco e um ano chuvoso dentro do período especificado para aplicação das equações de balanço de energia e do fluxo de vapor d'água, numa tentativa de estudar a variação interanual do clima do NEB. A delimitação das estações seca e chuvosa já foi detalhadamente feita através da análise dos estudos anteriores, que são revisados a seguir.

Inicialmente deve-se levar em conta que o NEB é uma região que apresenta grandes irregularidades na distribuição espacial e temporal da precipitação. Isto tem sido demonstrado pelos trabalhos de Aldaz (1971), Strang (1972), Azevedo (1974), Kousky e Chu (1978), SUDENE/Esritório de Meteorologia (1969).

O trabalho SUDENE/Esritório de Meteorologia (1969) sugere que as chuvas do NEB são caracterizadas pelos seguintes regimes (Figura 2.1):

- Regime Equatorial Marítimo

Este regime é caracterizado por um máximo de precipitação no outono e um mínimo na primavera, associado ao movimento da zona de convergência intertropical; afeta toda a costa norte.

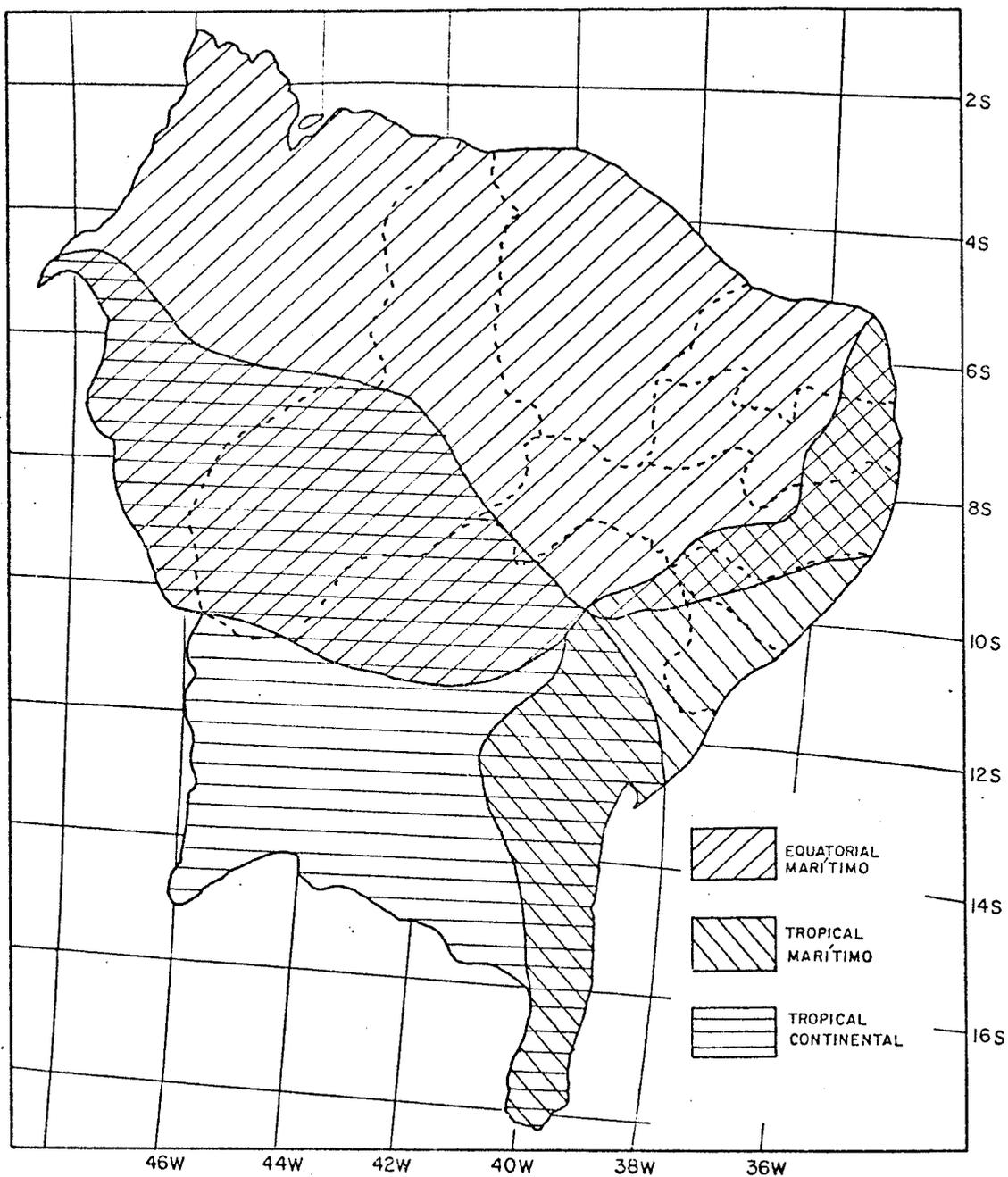


Fig. 2.1 - Regime de precipitação na Região Nordeste do Brasil.

FONTE: SUDENE/Esritório de Meteorologia, 1969.

• Regime Tropical Continental

Este regime é dominado pelo posicionamento do anticiclone semipermanente do Atlântico. As precipitações máximas ocorrem no verão e as mínimas no inverno. Na estação chuvosa (verão), há a formação de uma baixa térmica sobre o trópico, um recuo do anticiclone para Este e a consequente penetração de massa de ar procedente da Amazônia, com muita umidade e precipitação. Pelo contrário, no inverno o anticiclone domina toda a região, com consequente subsidência e ausência de condições favoráveis à precipitação.

• Regime Tropical Marítimo

Neste regime, as chuvas são uma consequência das perturbações dos Alísios e da penetração do ar frio polar que domina toda a costa leste do NEB. O máximo de precipitação ocorre no fim do outono e no inverno e o mínimo ocorre na primavera.

Ao sul do NEB há uma superposição entre este último regime e o tropical continental, a qual produz um máximo principal de precipitação no inverno, devido ao regime marítimo, e um máximo secundário no fim da primavera e no verão, causado pelo regime continental.

Strang (1972), estudando estatisticamente os dados de precipitação no período de 1931-1960, com ênfase nos valores mensais, constatou a existência de três sistemas pluviais atuantes na área. Estes sistemas, segundo Strang, penetram na Região NEB, procedentes de diferentes direções, e ocorrem em épocas distintas do ciclo anual. Os meses centrais de cada sistema são: dezembro (12), março (3) e maio (5), e as áreas de atuação são mostradas na Figura 2.2. O sistema pluvial, centrado em maio, apresenta uma certa regularidade de precipitação, mas como se vê pela Figura 2.2, está restrito a uma estreita faixa do litoral Leste do NEB, área onde, em alguns anos, ocorre excesso de precipitação, causando até mesmo inundações. O sistema pluvial, centrado em dezembro, tem caráter continental e a precipitação é considerada satis

fatória no sul da área. No entanto, o sistema, cujo máximo de precipitação ocorre no mês de março é o que apresenta grandes variações interanuais, trazendo, como conseqüências, as secas do NEB, especialmente na zona conhecida como o "polígono das secas". Este sistema atinge a maior parte da região, excetuando-se apenas a faixa litorânea e a porção sul da área. Este resultado conduz à idéia de usar o período centrado em março como representativo da estação chuvosa no NEB, em termos de média a longo prazo.

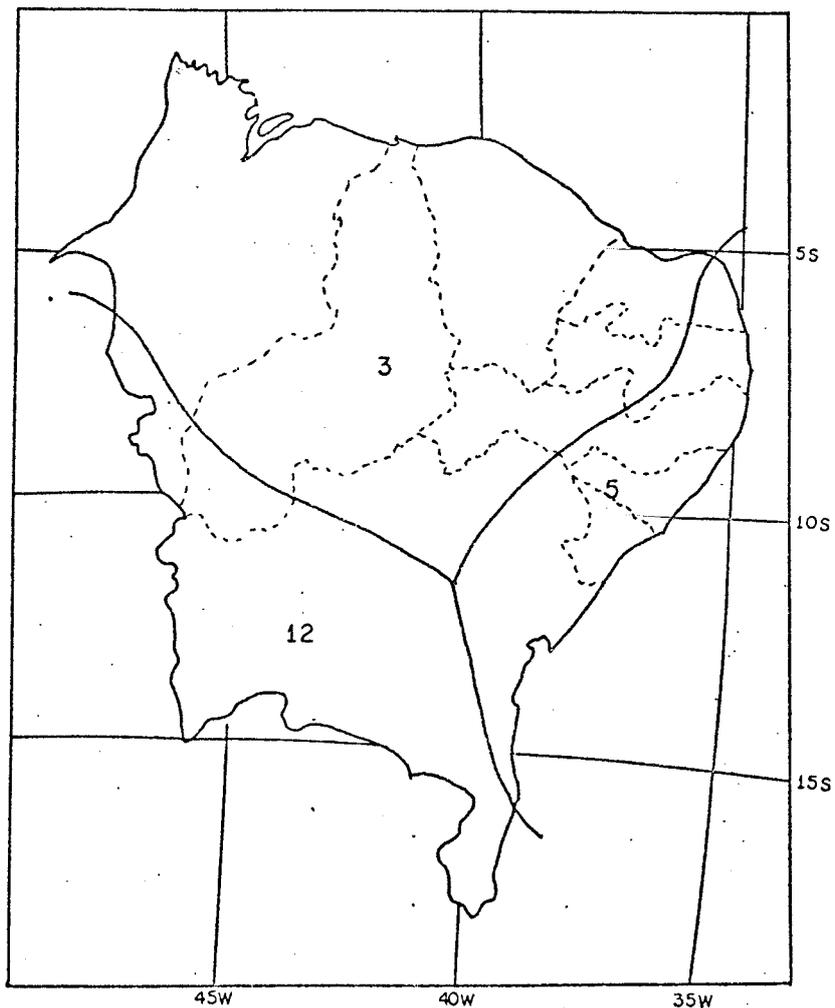


Fig. 2.2 - Áreas em que os sistemas identificados como 3 (março), 5 (maio) e 12 (dezembro) produzem normalmente máximos principais de precipitação na Região Nordeste do Brasil.

FONTE: Strang, 1972.

Aldaz (1971), analisando totais mensais de precipitação referentes a 387 estações para o período de 1914 a 1930 e a 128 estações para o período de 1931 a 1960, localizadas irregularmente sobre todo o território brasileiro, mostrou que há evidências de uma tendência, a longo prazo, de as médias, calculadas com base nos dados do 2º período citado, serem maiores que aquelas calculadas com os dados do 1º período, em grande parte do NEB, excetuando-se apenas o litoral Leste. Este resultado parece indicar que a variação de precipitação nesta região deve estar mais ligada a causas naturais que antropogênicas. Esta dedução é feita tendo-se em vista que o desmatamento generalizado que se tem verificado neste último século não tem refletido uma diminuição da precipitação a longo prazo. Este fato não altera a situação anormal descrita anteriormente, pois o que realmente caracteriza a anomalia é a má distribuição temporal e espacial da precipitação, e não a média anual a longo prazo.

Usando o critério segundo o qual uma anomalia mínima de 30% caracteriza um mês seco, Aldaz (1971) determinou que tanto os trimestres secos como os chuvosos na Região NEB apresentam distribuições mais ou menos meridionais, com exceção da parte Noroeste da Região (Figura 2.3).

Um aspecto interessante é que há uma espécie de "cronologia mensal", onde os períodos trimestrais secos e chuvosos ocorrem em faixas distribuídas da direção Norte-Sul até cerca da metade da área (no setor Sul), e que, na parte mais ao Norte, se inclinam para o Noroeste. Procurando-se interpretar graficamente esta distribuição, idealizaram-se as Figuras 2.4 e 2.5, a partir dos resultados de Aldaz (1971). É usada a forma circular porque ela se adapta razoavelmente à configuração geográfica da Região NEB, e também porque será utilizada neste trabalho como sendo a base do cilindro que englobará toda a referida região. No Capítulo 5 será dada explicação mais detalhada sobre esta escolha.

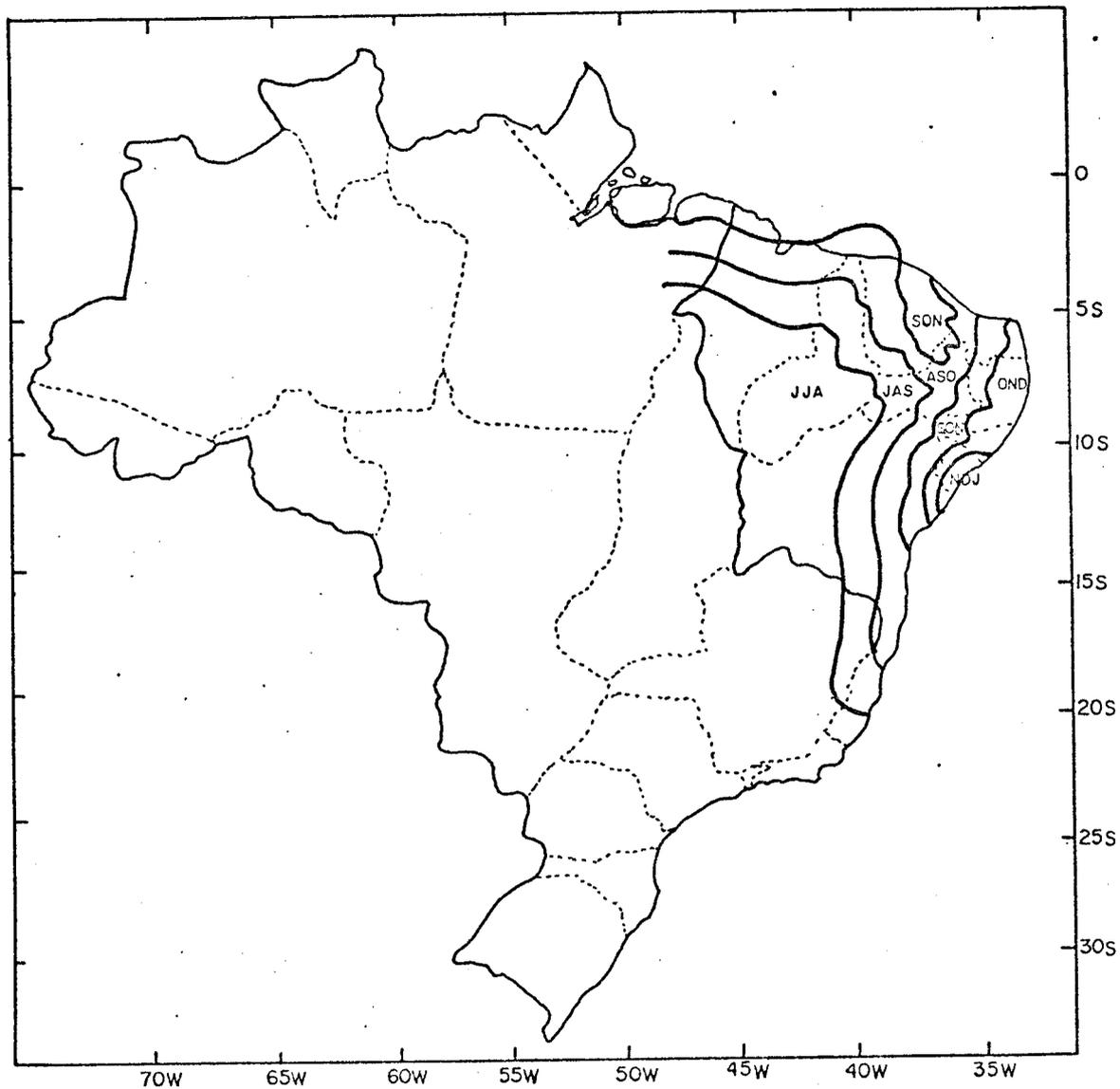


Fig. 2.3 - Trimestre mais seco para a Região Nordeste do Brasil.

FONTE: Aldaz, 1971.

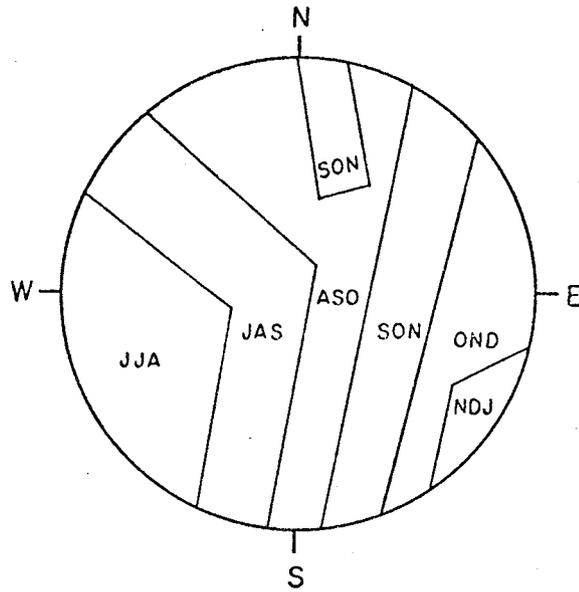


Fig. 2.4 - Modelo simplificado representativo dos trimestres mais secos da Região Nordeste do Brasil.

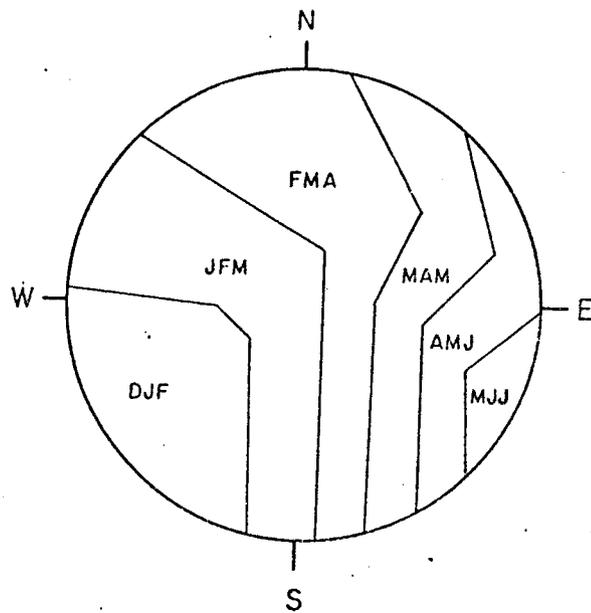


Fig. 2.5 - Modelo simplificado representativo dos trimestres mais chuvosos da Região Nordeste do Brasil.

As figuras mencionadas mostram um modelo simples, que representa aquela cronologia mensal. As faixas representativas dos trimestres secos (Figura 2.4) se distribuem de modo aproximadamente uniformemente Oeste para Este. Neste mesmo sentido, o mês intermediário de um trimestre é sempre o mês inicial do trimestre seguinte. Há uma exceção para o extremo Norte da área, sobre o Estado do Ceará, onde o trimestre seco se antecipa. Desta forma, em média, o período seco inicia-se na Região NEB a partir do Oeste e, no decorrer do ano, de junho a janeiro do ano seguinte, ele "varre" toda a área. De forma idêntica, o trimestre chuvoso pode ser representado pelo modelo simples esboçado na Figura 2.5. É interessante notar que há uma sequência perfeita, sem quebra de continuidade, pois o trimestre mais chuvoso do extremo Oeste começa exatamente no mês que é o central do trimestre mais seco do extremo leste, ou seja, o mês de dezembro. Do mesmo modo, o mês de junho representa o mês inicial do trimestre mais seco do extremo Oeste e o mês central do trimestre mais chuvoso do extremo leste.

Azevedo (1974), em seu trabalho sobre o regime, variabilidade e probabilidades de alturas mensais e anuais de chuvas no Brasil, usou dados de 403 postos pluviométricos, a maior parte referente ao período de 1931-1970. Ele usou, como critério para caracterizar o regime pluviométrico, a percentagem de contribuição da média do mês em relação à média anual, com o qual ele pôde determinar quantitativamente os meses secos e chuvosos pela relação:

$CP < 8,33\%$ - mês seco

$CP > 8,33\%$ - mês chuvoso

onde CP representa a contribuição percentual do mês em relação à média anual. Deste modo, Azevedo determinou que março é o mês mais chuvoso, cobrindo a maior área do Brasil e que o NEB, como um todo, apresenta índices muito elevados, que variam entre 20% a 33%. Quanto aos meses mais secos, ele encontrou os meses de agosto, setembro e outubro com contribuições quase nulas para o total anual, sendo que o mês mais se

co possivelmente seja o mês de outubro, que cobre a maior parte da área do NEB. Isto indica que é razoável tomar o mês de outubro como o mês central do trimestre mais seco da Região Nordeste do Brasil. Com relação ao trimestre mais chuvoso, Azevedo encontrou uma distribuição parecida com a apresentada por Aldaz (1971), esquematizada na Figura 2.4.

Kousky e Chu (1978) mostraram que os dados da precipitação anual, em geral, são diferentes para a parte norte e sul do NEB, e sugeriram que a atividade frontal deve contribuir parcialmente para a variabilidade anual da precipitação, justamente na porção Sul do NEB e nas áreas da costa Leste. Isto foi comprovado posteriormente no trabalho de Kousky (1979), já comentado anteriormente. Seguindo esta linha, Kousky (1980) encontrou evidências de que a variação sazonal da precipitação na costa leste do Nordeste é associada com o escoamento médio em baixos níveis.

Os estudos acima revisados indicam que é razoável adotar como estação chuvosa representativa de todo o Nordeste o trimestre *março-abril-maio*, e para a estação seca o trimestre *setembro-outubro-novembro*. Para a estação chuvosa deve-se enfatizar a distribuição mostrada na Figura 2.2, onde os meses centrados em março (3) e maio (5) respondem pelos máximos de precipitação na maior parte do Nordeste. Além disso, Moura e Shukla (1980) determinaram que este trimestre (março-abril-maio) responde por mais de 62% da precipitação anual para as localidades de Fortaleza e Quixeramobim, as quais são estações típicas do Nordeste, onde a precipitação normal anual desta última apresenta um coeficiente de correlação de +0,7 ou mais, em comparação com 40 estações localizadas no Ceará e adjacências (Markham, 1967). Quanto ao trimestre seco, os meses de setembro-outubro-novembro estão presentes na maior parte do NEB como integrantes do trimestre mais seco. Finalmente, os modelos simplificados representados nas Figuras 2.4 e 2.5 mostram claramente que a escolha acima mencionada é aceitável.

Para que se possam associar os estudos energéticos e de vapor d'água a um ano seco e a um ano chuvoso, fez-se um estudo preli

minar da precipitação sobre o NEB, para o período de 1971-1978. Para tal, fez-se um levantamento com base em dados mensais que abrange 58 estações distribuídas de maneira mais ou menos regular dentro da área em questão. As estações pluviométricas usadas são relacionadas no Apêndice A e a sua localização pode ser vista na Figura 2.6.

Inicialmente, foi determinado o desvio médio normalizado que significa o desvio médio dividido pelo desvio padrão, com base na precipitação anual das 58 estações citadas. O resultado pode ser sintetizado na Figura 2.7, que mostra claramente que o ano de 1974 foi o mais chuvoso do período, com desvio médio normalizado de +1,25, e o ano de 1976 foi o mais seco com desvio de -0,75. A técnica do desvio médio normalizado foi adotada porque ela possibilita usar, de uma maneira sintética, os dados de precipitação de toda a área em questão, para a determinação de anos secos e chuvosos. Portanto, o resultado reflete a estrutura de precipitação anual para toda a região do Nordeste, em termos de distribuição temporal. Para uma visualização espacial da distribuição de precipitação nos anos citados, as Figuras 2.8 e 2.9 mostram a precipitação do trimestre chuvoso (março-abril-maio) para os anos de 1974 e 1976, respectivamente. Pela Figura 2.8 vê-se que, no ano de 1974, a maior parte do Nordeste apresenta a precipitação do trimestre chuvoso confinado entre as isoietas de 300 mm e 1000 mm. Faz-se exceção a 3 áreas distintas: o litoral norte, onde a precipitação trimestral chuvosa atinge 2000 mm; o litoral leste, onde a precipitação supera os 1000 mm; e finalmente a parte Sul, em que a precipitação trimestral não atinge os 300 mm. Pela Figura 2.9 nota-se que, no ano de 1976, a maior parte do Nordeste está confinada pela isoietas de 300 mm. Faz-se exceção também aos litorais Norte e Leste, onde a precipitação trimestral chuvosa é bem maior que 300 mm. A região central apresenta uma área razoável, com precipitação zero em todo o trimestre.

Para evidenciar ainda mais as características pluviométricas dos anos de 1974 e 1976, plotaram-se e analisaram-se os desvios da precipitação trimestral chuvosa normalizado em relação à média climatológica, ou seja:

$$D = \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100\%$$

onde P_i é a precipitação do trimestre março-abril-maio da i -ésima estação, e \bar{P} é a precipitação normal do mesmo trimestre para o período de 1912-1958 (Ministério do Interior, 1969), também para i -ésima estação.

A Figura 2.10 mostra desvios positivos em todas as partes da Região NEB, com núcleos acentuados na região do polígono das secas e na região central da Paraíba (200%), indicando que o ano de 1974 apresentou precipitação bem acima da normal, podendo ser tomado como chuvoso para o período de 1971-1978. Ao contrário, na Figura 2.11 nota-se que a maior área do Nordeste está sob o domínio de desvios negativos, com um núcleo fortemente negativo na região central do polígono das secas. No entanto, na área mais a leste da região, que abrange praticamente os Estados de Rio Grande do Norte, Pernambuco e Alagoas, o ano de 1976 apresenta-se como chuvoso, com desvios positivos.

Contudo, esta análise de precipitação indica que, para efeito de estudo da variação interanual, é razoável tomar o ano de 1974 como chuvoso e o ano de 1976 como seco, dentro do período de 1971-1978.

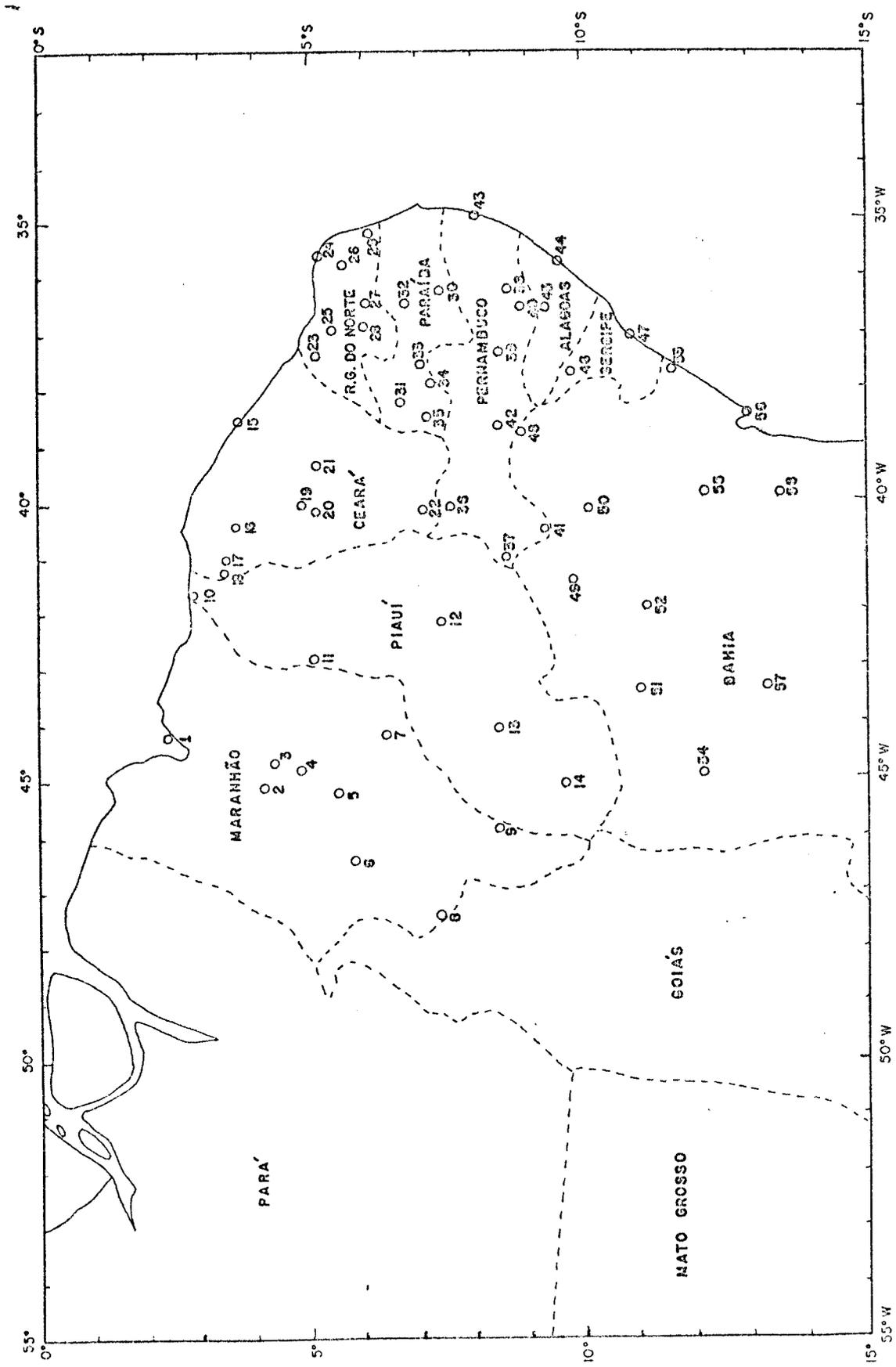


Fig. 2.6 - Localização das estações pluviométricas usadas no presente estudo.
- Os números são os mesmos da Tabela B.2.

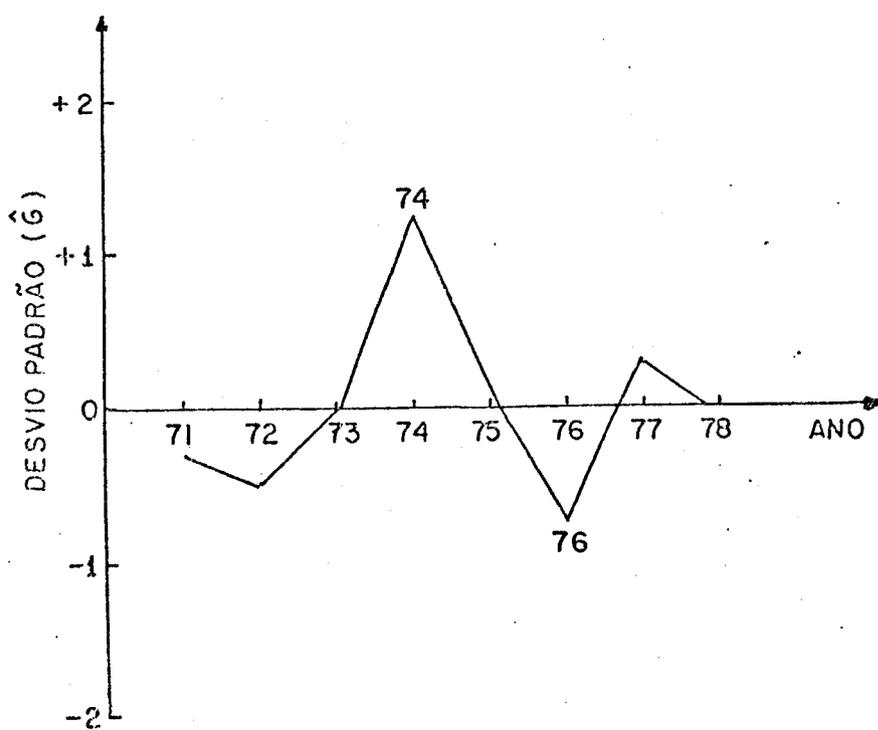


Fig. 2.7 - Desvio médio normalizado da precipitação anual, referente a 58 estações localizadas no Nordeste do Brasil, para o período de 1971-1978.

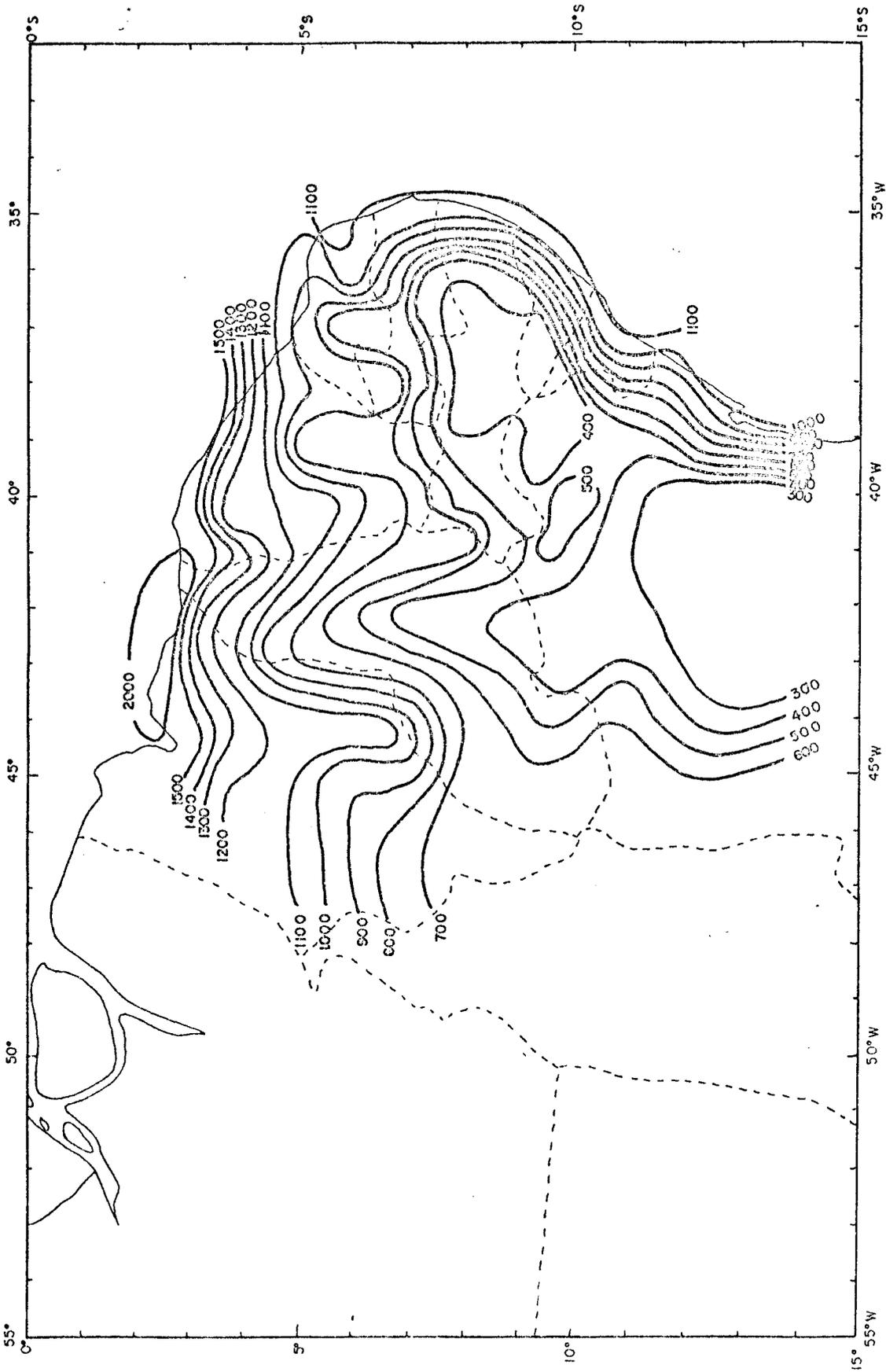


Fig. 2.8 - Precipitação do trimestre chuvoso para o Nordeste do Brasil, referente ao ano de 1974.

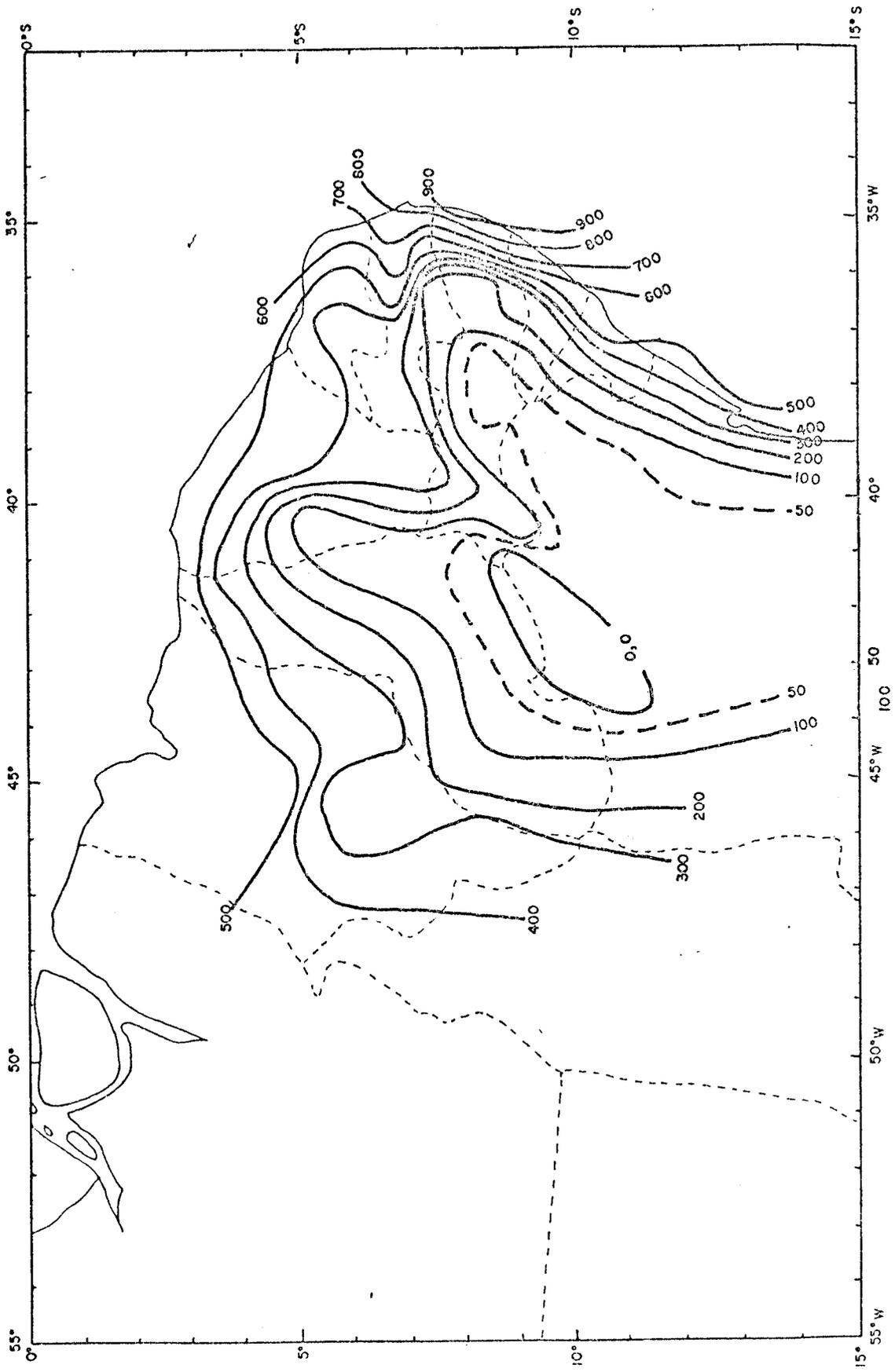


Fig. 2.9 - Precipitação do trimestre chuvoso para o Nordeste do Brasil, referente ao ano de 1976.

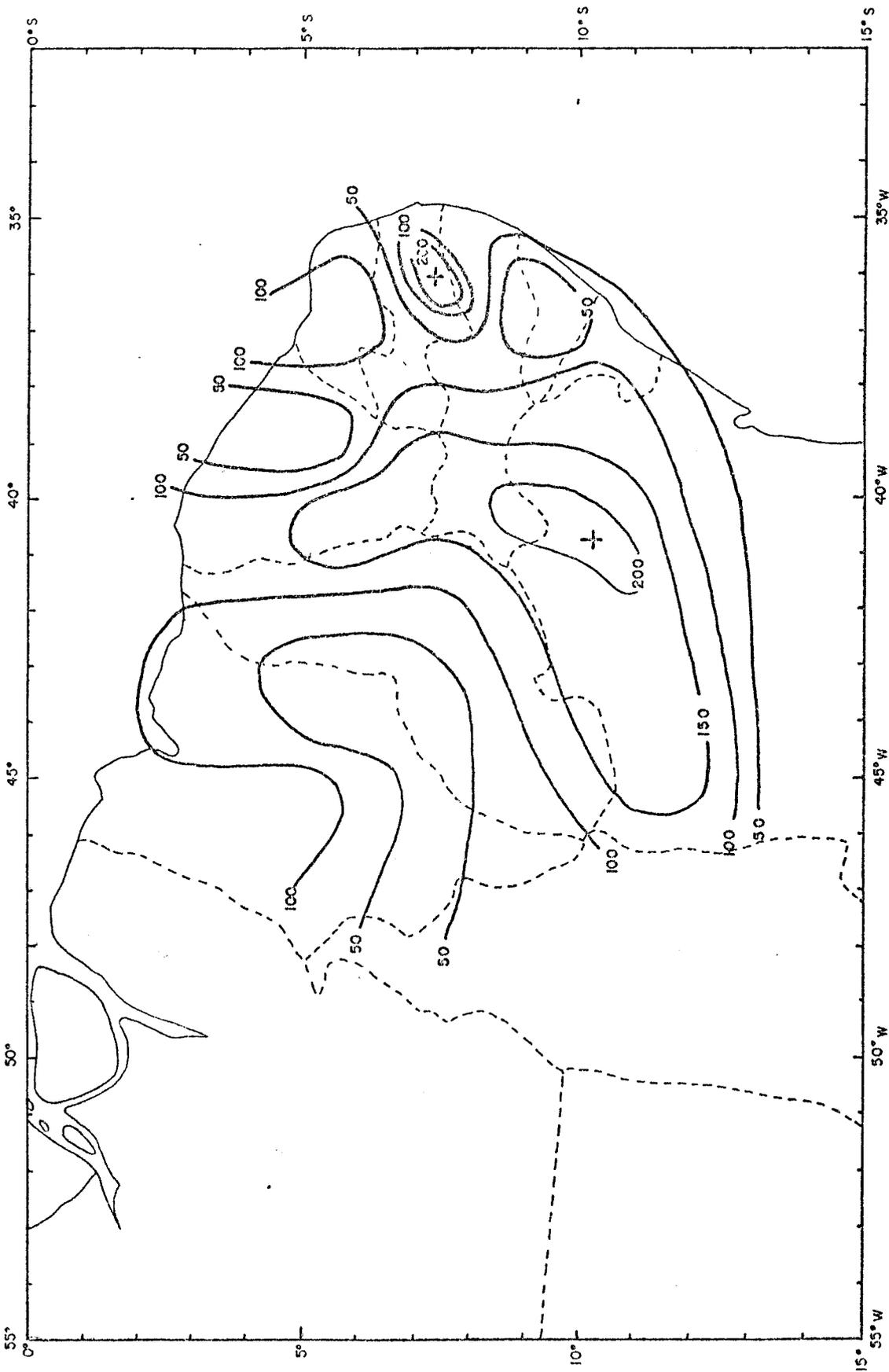


Fig. 2.10 - Desvio da precipitação trimestral chuvosa, em relação à normal, para o ano de 1974.

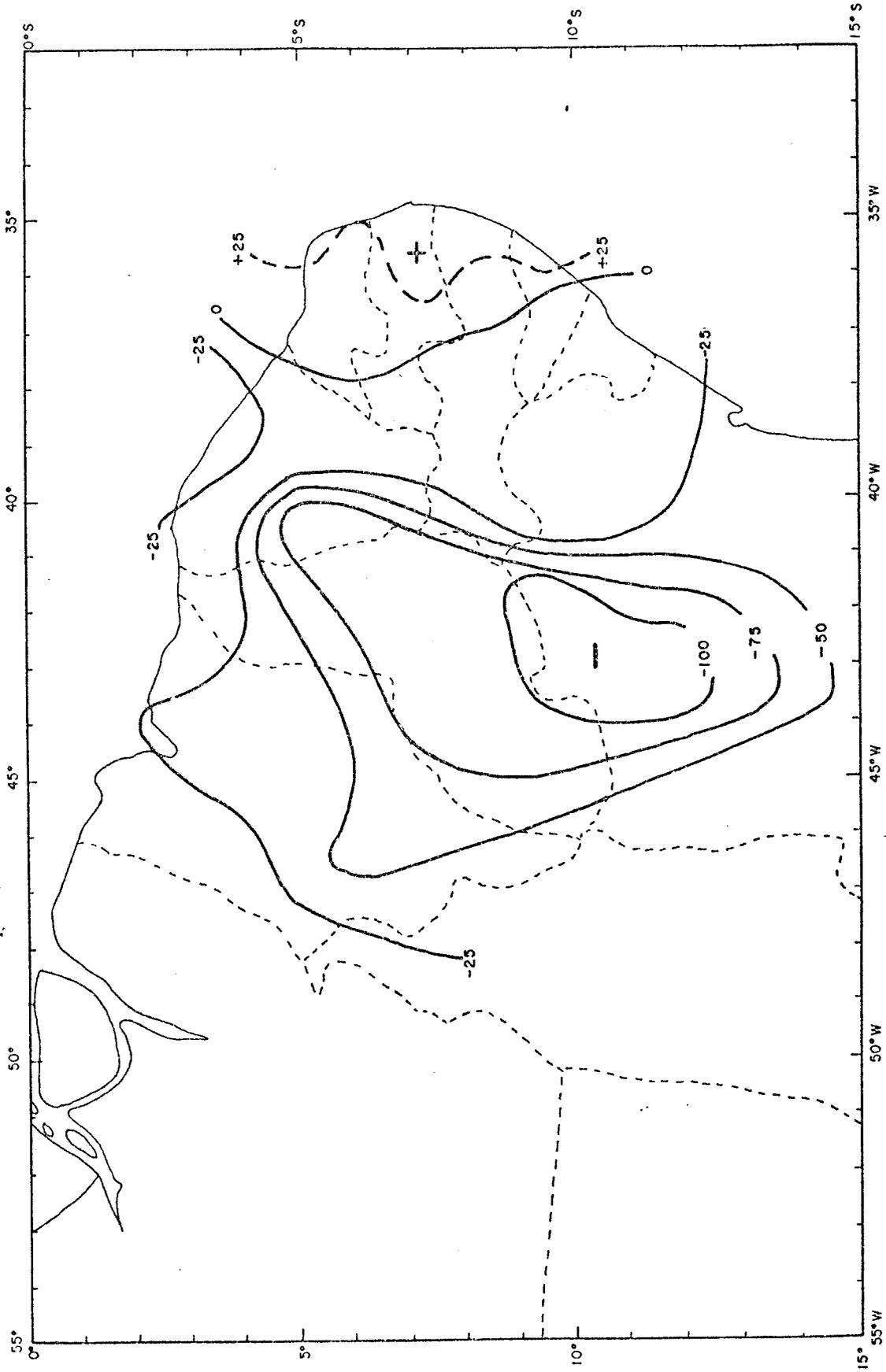


Fig. 2.11 - Desvio da precipitação trimestral chuvosa, em relação à normal, para o ano de 1976.

CAPÍTULO 3

A CIRCULAÇÃO GERAL E SUA RELAÇÃO COM O CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO

Com o objetivo de tentar relacionar o comportamento climatológico do NEB com alguns aspectos da circulação de grande escala, tecem-se alguns comentários sobre a circulação geral nos trópicos e as possíveis associações com as secas da região em estudo.

Uma descrição das características da circulação de uma grande escala na região compreendida entre 30°S , 30°N e 20°E , 110°W , referente aos períodos chuvosos (março-abril) para anos secos e chuvosos, foi feito por Hastenrath e Heller (1977). Eles mostraram que, durante a estação chuvosa do ano seco, o lado equatorial do anticiclone do Atlântico Sul se expande para o equador e a zona de convergência intertropical (ZCIT) atinge sua posição mais ao norte, ocorrendo o contrário no ano chuvoso. Deste modo, o ano de 1958 (seco) apresenta a zona de convergência intertropical um pouco ao norte da normal, e o ano de 1964 (chuvoso) um pouco ao sul da normal (Figuras 3.1 e 3.2). Esta influência do posicionamento da ZCIT sobre o regime de precipitação da região NEB já tinha sido mostrada por Serra e Ratisbona (1942). No entanto o deslocamento da ZCIT, em relação ao seu posicionamento normal, para o Norte e para o Sul nos anos extremamente secos e chuvosos (1958 e 1964) não superam 2-3 graus de latitude; portanto, deixa alguma dúvida se apenas estes deslocamentos determinam criticamente os períodos secos e chuvosos, como preconizam aqueles autores. Moura e Shukla (1980) sugerem que um mecanismo mais importante que o simples posicionamento da ZCIT é a sua intensificação ao norte do equador, associada com anomalias quentes da temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte, implicando o aparecimento de subsidência sobre o Nordeste do Brasil e oceanos adjacentes. Este mecanismo seria reforçado pela conjunção simultânea de anomalias frias no Atlântico Sul. As anomalias, quentes no Hemisfério Norte e frias no Hemisfério Sul, induziriam uma célula de circulação direta com o ramo ascendente no Atlântico Norte e o ramo

descendente no Atlântico Sul, estendendo-se sobre o NEB. Desta forma haveria uma diminuição da convecção úmida e, conseqüentemente, na precipitação.

Este mecanismo segue uma linha idêntica à sugerida por Namias (1972), o qual procura explicar as chuvas sobre o NEB com a seguinte cadeia física: presença de um forte anticiclone na região dos Açores, que acelera os Alísios de NE; reforço da componente vertical da convergência intertropical, incluindo seu deslocamento para o sul; incremento dos Alísios de SE, trazendo ar úmido para o Nordeste e favorecendo, portanto, a precipitação.

O posicionamento da ZCIT parece explicar mais nitidamente as variações sazonais, e não as variações anuais. Isto pode ser visto quando se comparam, por exemplo, as posições normais da ZCIT das Figuras 3.1 e 3.3. Ou seja, durante a estação seca (setembro-outubro) a ZCIT está bem mais ao Norte, em comparação com a sua posição durante a estação chuvosa (março-abril).

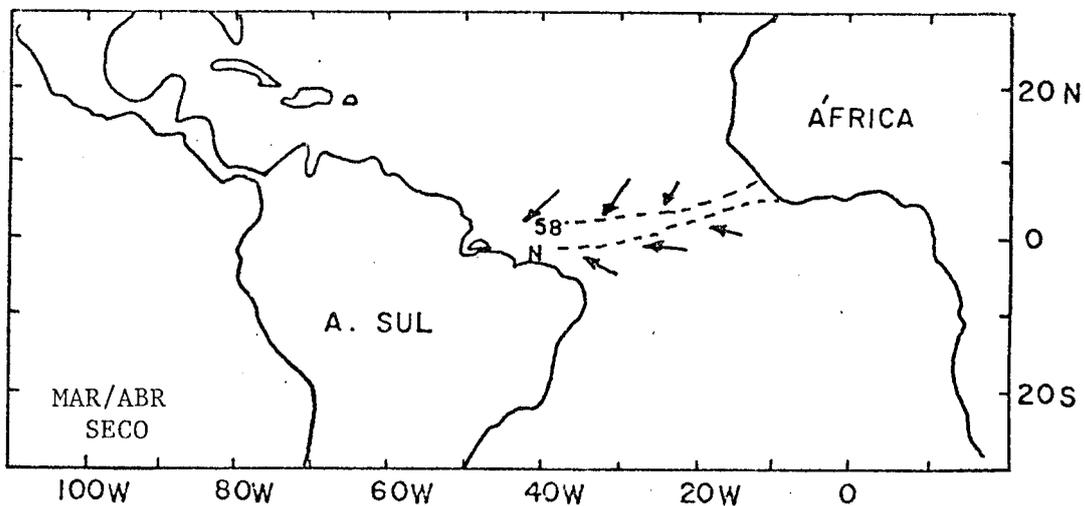


Fig. 3.1 - Posições do eixo de confluência para o ano de 1958 (seco) e para a média de 60 anos (N).

FONTE: Hastenrath e Heller, 1977.

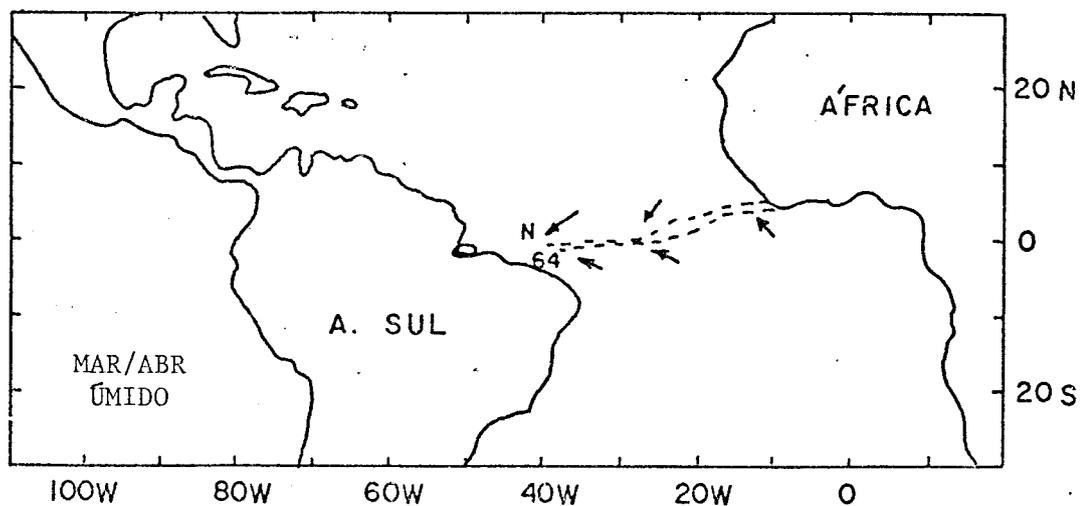


Fig. 3.2 - Posições do eixo de confluência para o ano de 1964 (chuvoso) e para a média do 60 anos (N).

FONTE: Hastenrath e Heller, 1977.

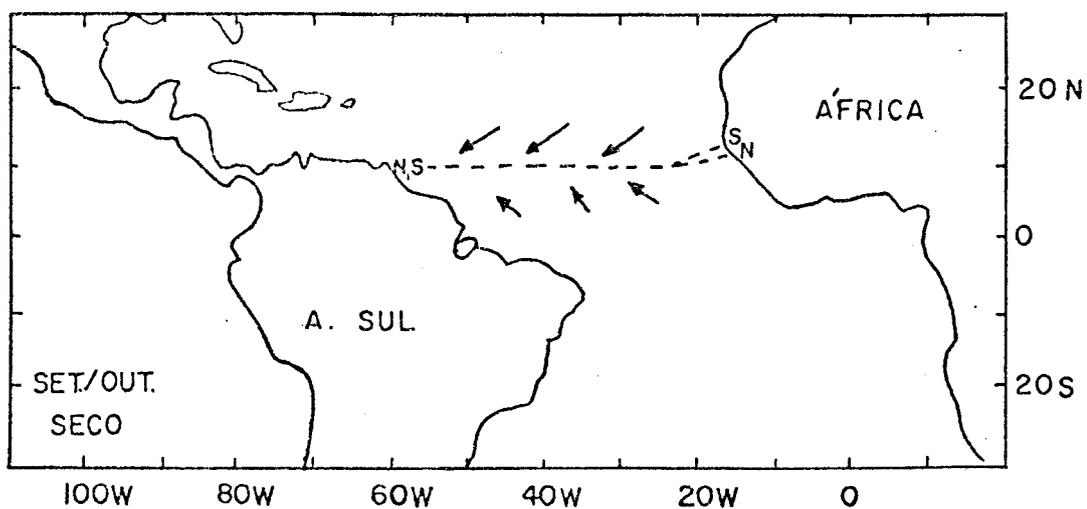


Fig. 3.3 - Posições do eixo de confluência: média de setembro/outubro para 60 anos (N) e para 10 anos extremamente secos (S).

FONTE: Hastenrath e Heller, 1977.

Por outro lado, os mecanismos sugeridos por Namias (1972) diferem essencialmente dos resultados de Hastenrath e Heller (1977), no que se refere aos ventos Alísios. Para Hastenrath e Heller, durante o período seco há uma intensificação dos Alísios do Hemisfério Sul, em relação à normal, enquanto para Namias a intensificação dos Alísios acontece no período chuvoso.

Na tentativa de dirimir esta dúvida, procedeu-se ao estudo da estrutura do vento zonal desde a superfície até o nível correspondente a 100 mb, para as estações chuvosas de 1974 (ano úmido) e 1976 (ano seco).

As Figuras 3.4 e 3.5 mostram a seção vertical sobre o meridiano de $41^{\circ} 30' W$, que passa pelo centro da Região Nordeste, desde $2^{\circ}S$ até $22^{\circ}S$. Pelas figuras citadas vê-se claramente que os Alísios (representados pelos valores negativos na Figura), durante o ano seco, têm magnitudes bem superiores aos do ano chuvoso, desde a superfície até cerca de 400 mb em baixas latitudes. No entanto, acima deste nível a situação se inverte, chegando a ventos de oeste em níveis superiores a 300 mb para o ano seco, enquanto persistem os Alísios a 100 mb para o ano chuvoso. Considerando-se os dados de superfície e da baixa troposfera, há uma perfeita concordância com os resultados de Hastenrath e Heller (1977) quanto à intensificação dos Alísios durante o período seco, em contraste com as sugestões de Namias (1972).

Entretanto, Hastenrath e Heller analisaram apenas dados de superfície sobre o oceano, enquanto no presente trabalho verificaram-se mudanças claras dos ventos em altitude.

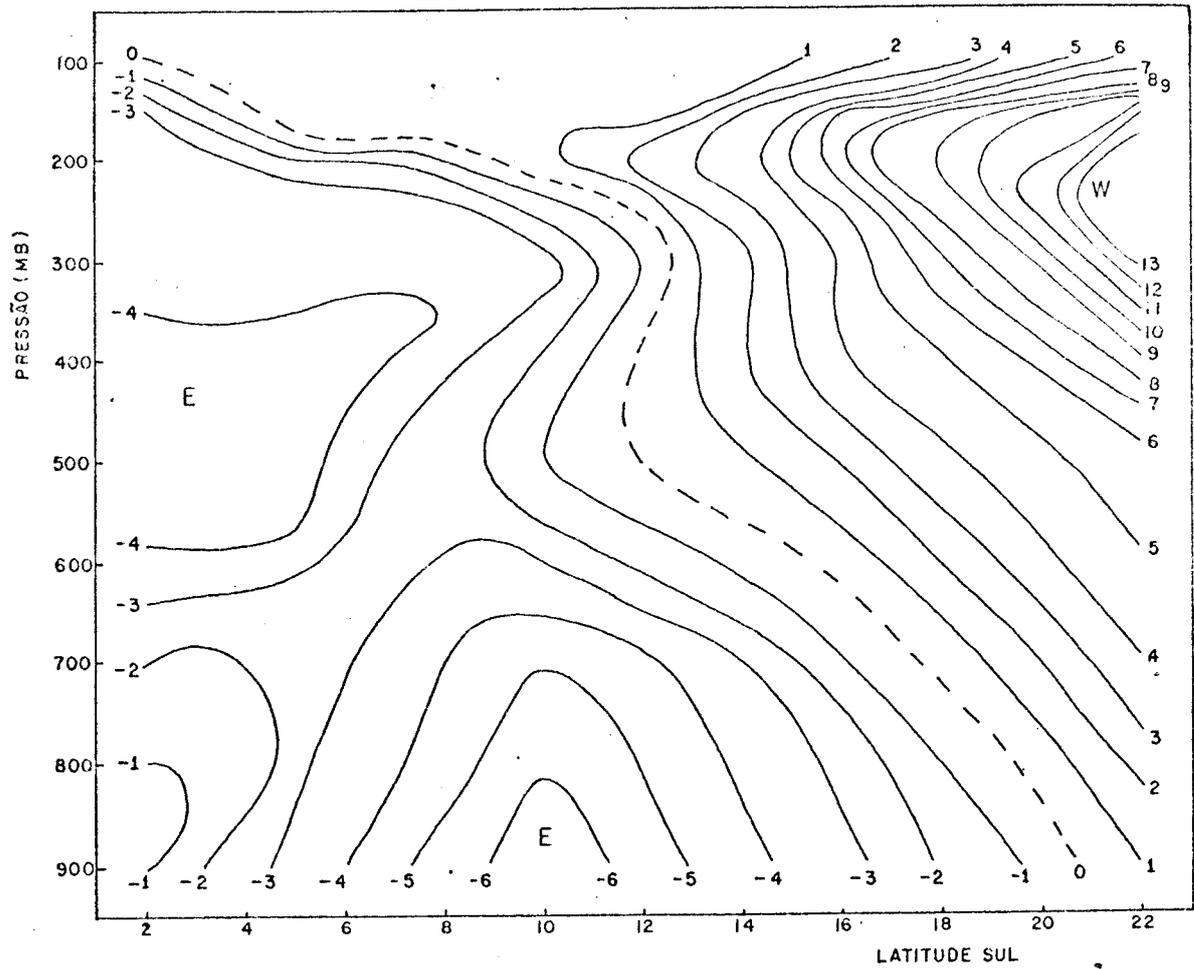


Fig. 3.4 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30' W$. Média de março-abril - maio de 1974.

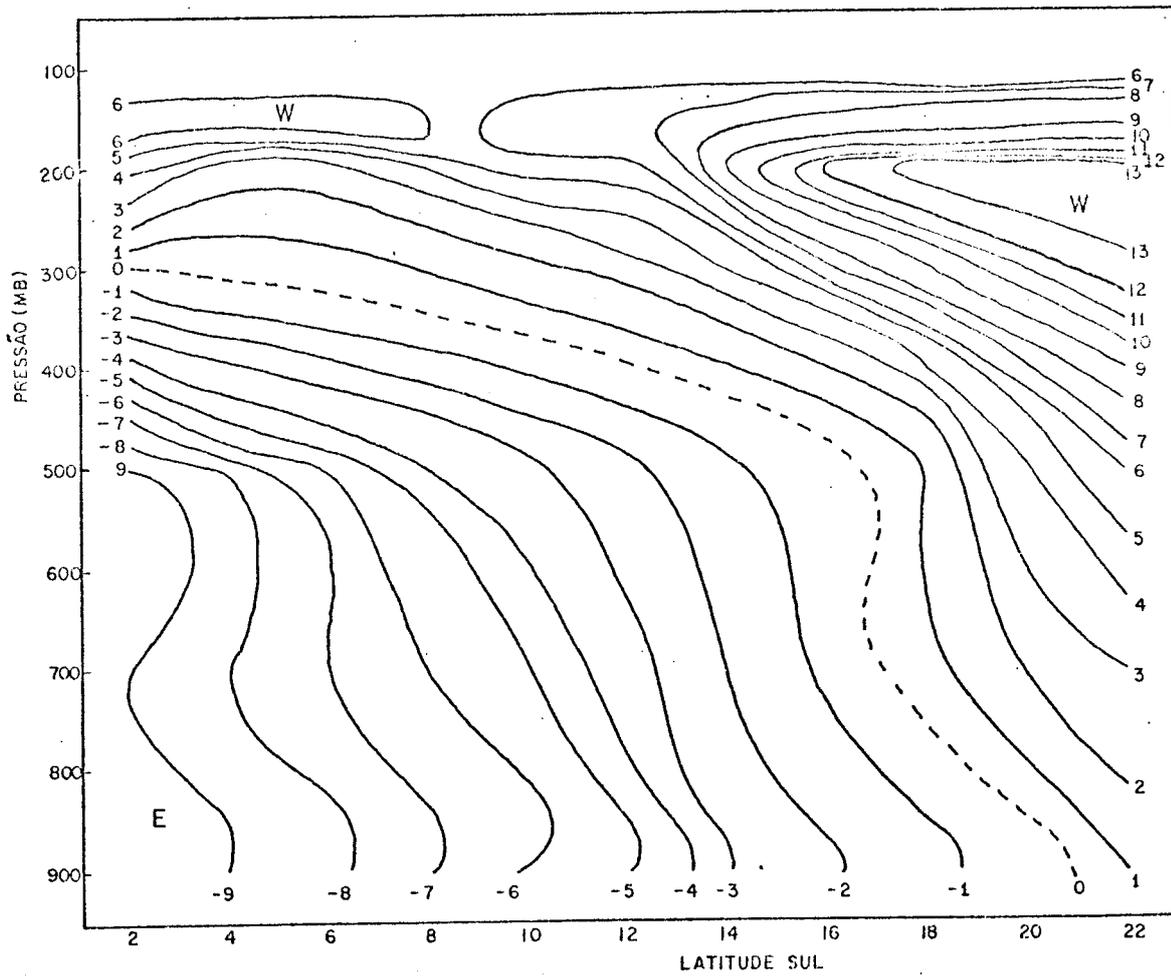


Fig. 3.5 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30'$ W. Média de março-abril - maio de 1976.

Determinam-se também os ventos zonais para a estação seca, SON, e para a estação chuvosa, MAM, ambas para o período de 1971-1978 e, os resultados são mostrados nas Figuras 3.6 e 3.7 em seção vertical altura versus latitude. Pela análise destas figuras vê-se que, tanto na baixa troposfera quanto na superfície, não há muita diferença entre a magnitude dos Alísios para ambas estações. O que difere essencialmente é que os Alísios se projetam até altos níveis durante a estação chuvosa, enquanto atingem somente a troposfera média na estação seca.

A inclinação da linha de separação dos ventos de Este e dos ventos de Oeste está associada com a inclinação do eixo da crista subtropical em direção ao equador. Pela análise das Figuras 3.6 e 3.7, vê-se portanto que, no caso da estação seca, a crista tem inclinação mais acentuada, confinando os Alísios numa camada bem mais baixa do que aquela referente à estação chuvosa. Em termos de variação interanual, a situação se repete, uma vez que, durante o ano seco, a inclinação do eixo da crista é bem mais acentuada em relação ao ano úmido (Figuras 3.4 e 3.5). Provavelmente, esta seja uma característica típica da estrutura do vento zonal para períodos secos e chuvosos da Região Nordeste do Brasil.

As Figuras 3.8 e 3.9 mostram a estrutura da componente meridional da velocidade do vento para as estações seca e chuvosa, onde os valores negativos representam vento norte e os positivos, vento sul. Nota-se que na estação seca há predominância de vento sul nos baixos níveis entre as latitudes de 2°S a aproximadamente 16°S , enquanto na estação chuvosa esta situação se estende até latitude de 20°S , o que é coerente com os resultados de Ratisbona (1976). A componente sul é mais intensa nos baixos níveis e baixas latitudes na estação chuvosa, em relação a estação seca. Em níveis médios (~ 500 mb), há uma transição para vento norte e em altos níveis e centro de máximos (vento sul) se desloca mais para o sul na estação chuvosa, sem muita variação em magnitude.

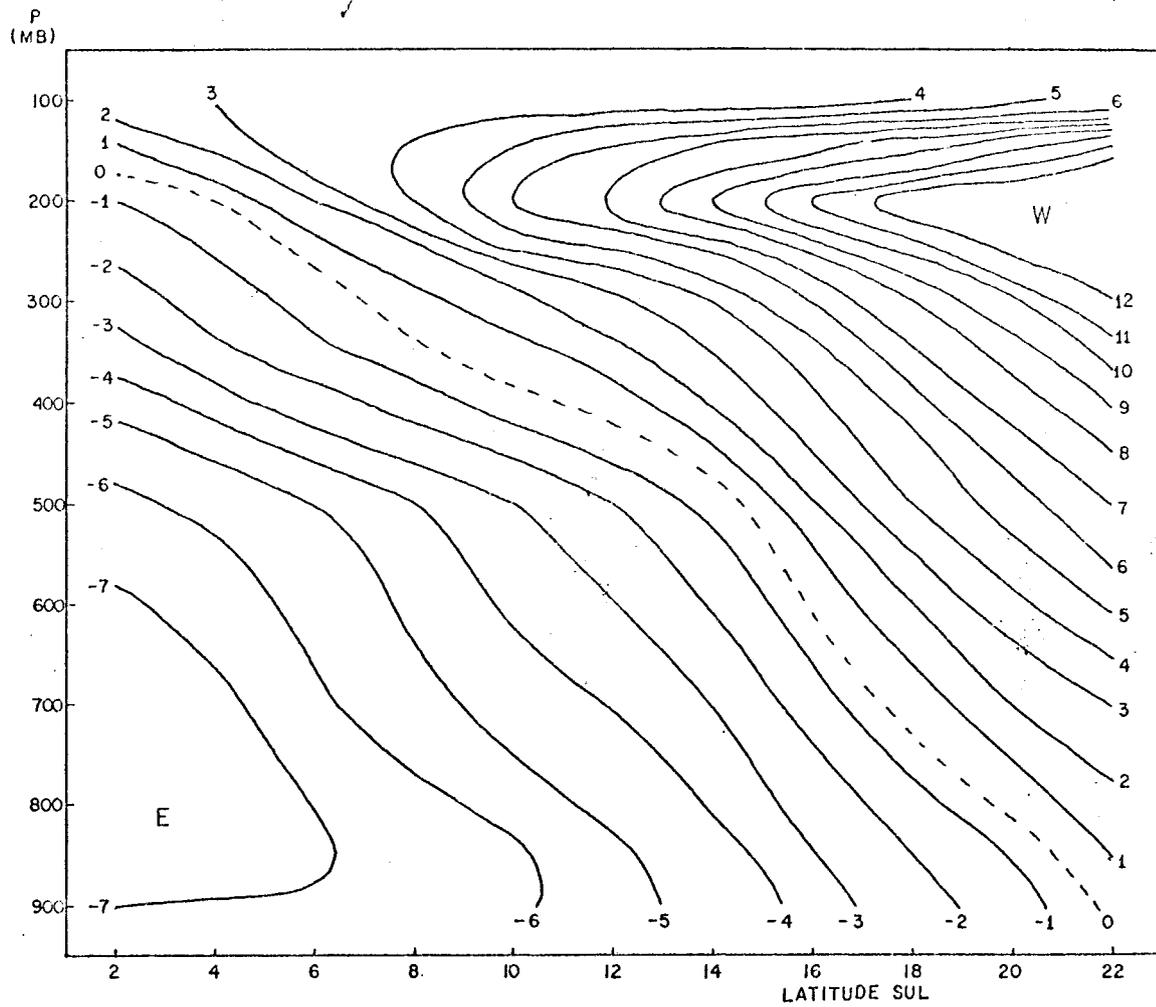


Fig. 3.6 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30'$. Média de março-abril-maio no período de 1971-1978.

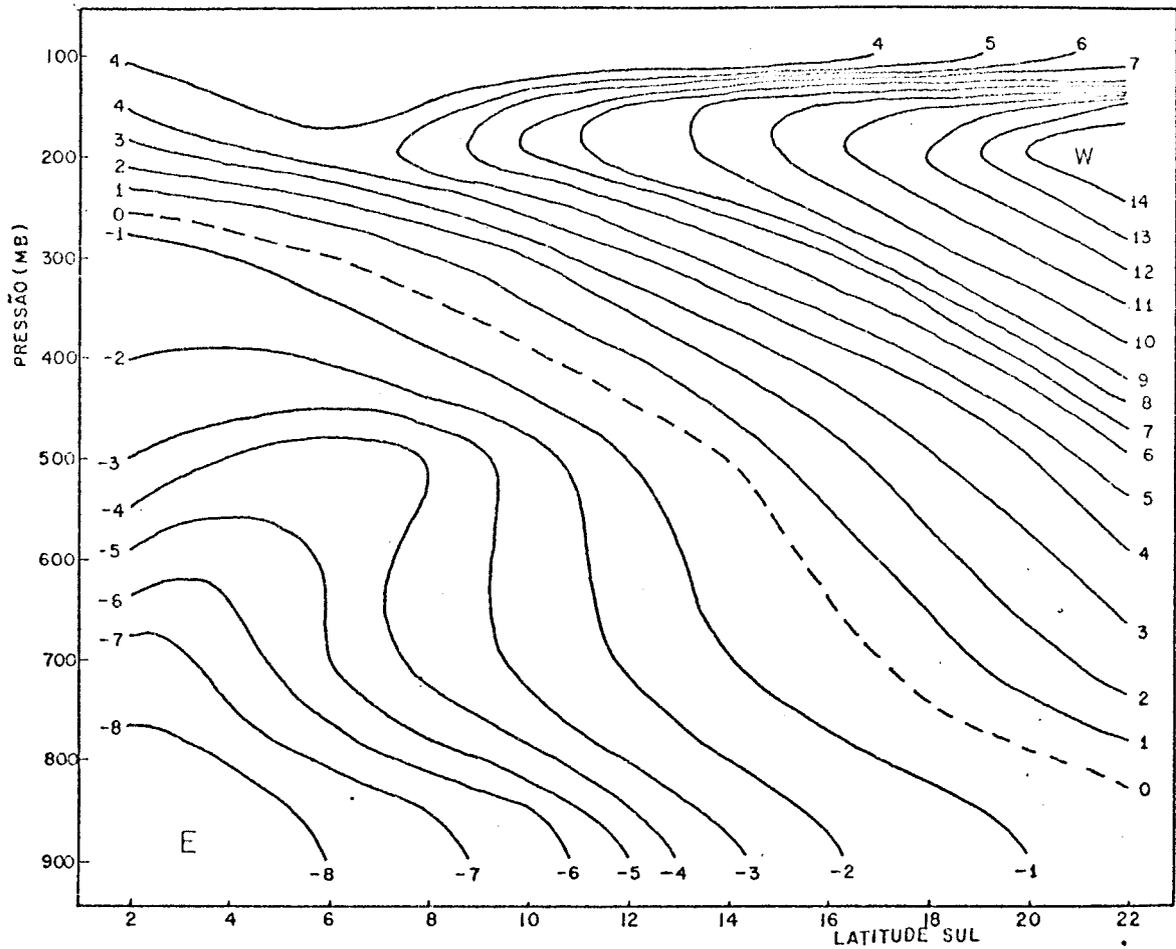


Fig. 3.7 - Seção vertical da componente zonal da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30'$. Média de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978.

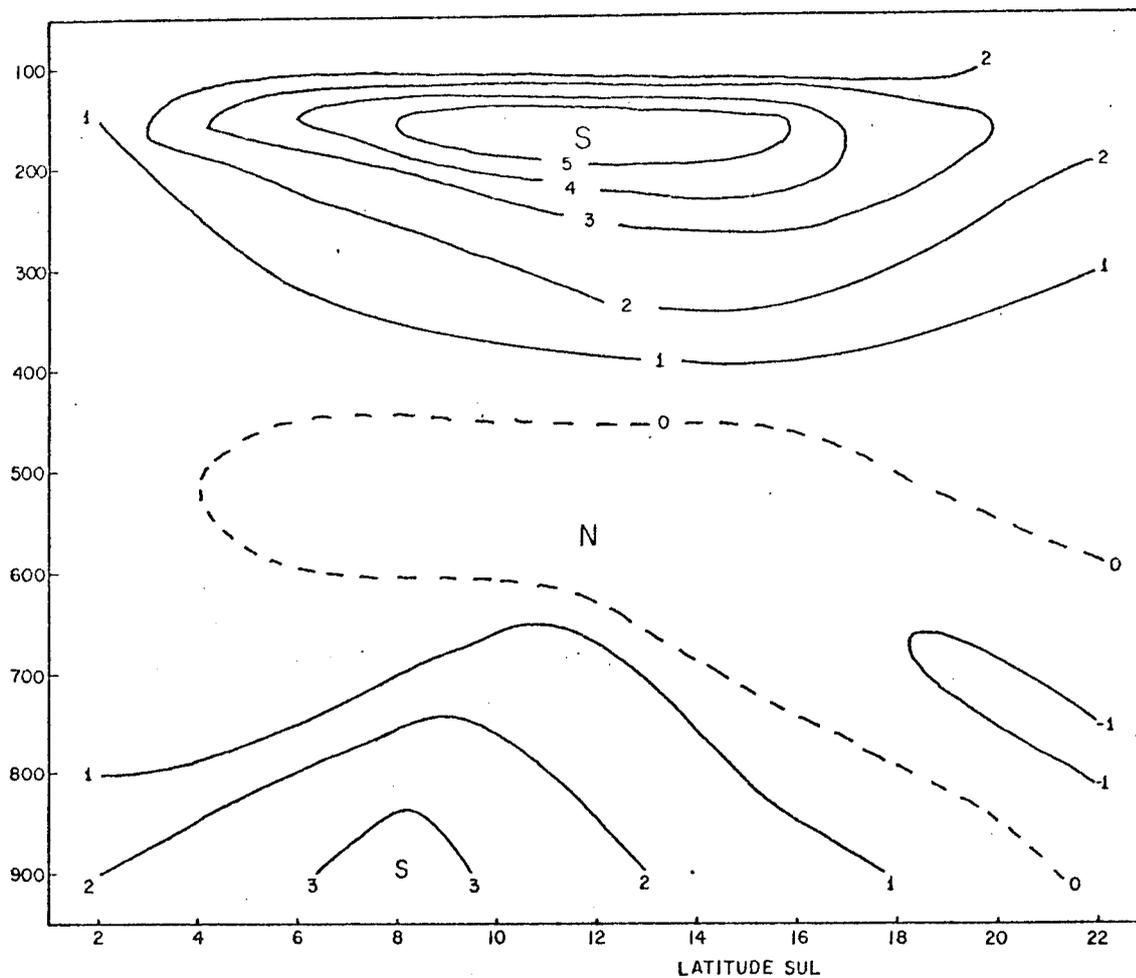


Fig. 3.8 - Seção vertical da componente meridional da velocidade no vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30'$. Média de março-abril-maio no período de 1971-1978.

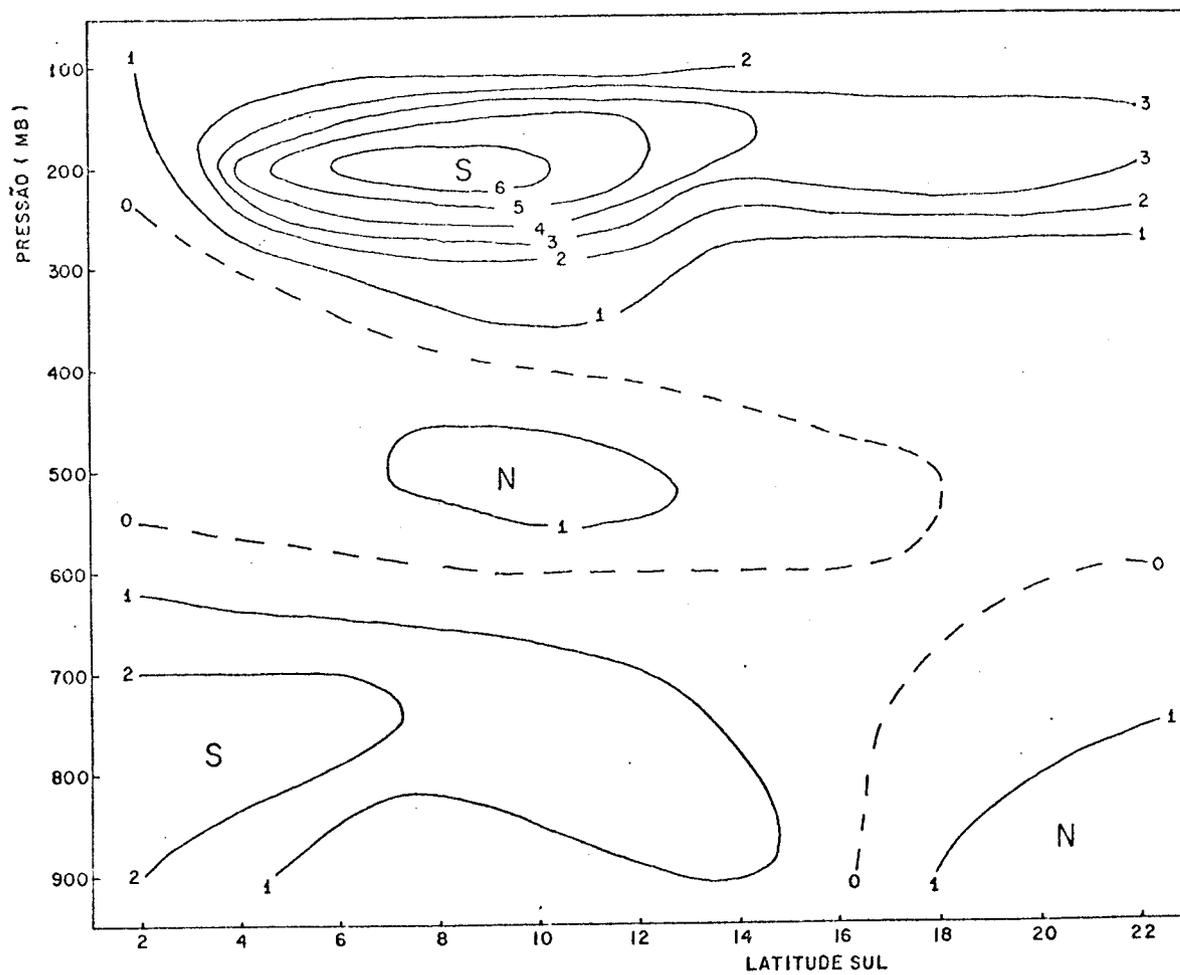


Fig. 3.9 - Seção vertical da componente meridional da velocidade do vento, em m/s, para o meridiano de $41^{\circ} 30'$. Média de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978.

As Figuras 3.10 e 3.11 mostram a distribuição espacial da temperatura média à superfície para as duas estações. Segundo estas figuras, nota-se que na parte central e no norte do NEB os gradientes de temperatura com direção norte-sul e sentido pólo-equador são mais intensos na estação seca (SON). Já na parte mais próxima do litoral leste do NEB, existe gradiente somente na direção leste-oeste com a temperatura aumentando para leste. Esta última tendência é bem mais acentuada na estação chuvosa (MAM).

Embora os campos de temperatura das duas estações revelem que, em geral, as temperaturas da estação seca sejam ligeiramente superiores às da estação chuvosa, verifica-se que as diferenças são bem pequenas, o que, aliás, é uma característica típica dos trópicos. Esta tendência é mais nítida ainda em altitude, cujos mapas foram analisados, porém não foram incluídos neste trabalho. Isto é um indício de que a estrutura térmica da região representa uma das duas alternativas seguintes:

- 1) Pequenas variações na estrutura termodinâmica, associadas com as condições da dinâmica da atmosfera, possam ser responsáveis por variações entre uma estação seca e outra chuvosa.
- 2) A estrutura termodinâmica parece desempenhar um papel secundário entre os processos físicos responsáveis pelas variações estacionais.

Para completar, as Figuras 3.12 e 3.13 mostram os campos de umidade específica à superfície para a Região NEB. Nota-se que os campos são bem parecidos, com distribuição zonal no interior e meridional nas proximidades do litoral leste da região. O que chama a atenção é o cavado, estendendo na direção sudoeste-nordeste, que aparece em ambas as estações, coincidindo aproximadamente com a região mais seca do nordeste. Pode-se ver também que, na estação seca, o cavado é representado por valores menores de umidade específica, em comparação com os valores da estação chuvosa. Isto talvez possa ser a consequência de algum fator interno ou externo que determina a variação estacional na região mais seca do Nordeste Brasileiro.

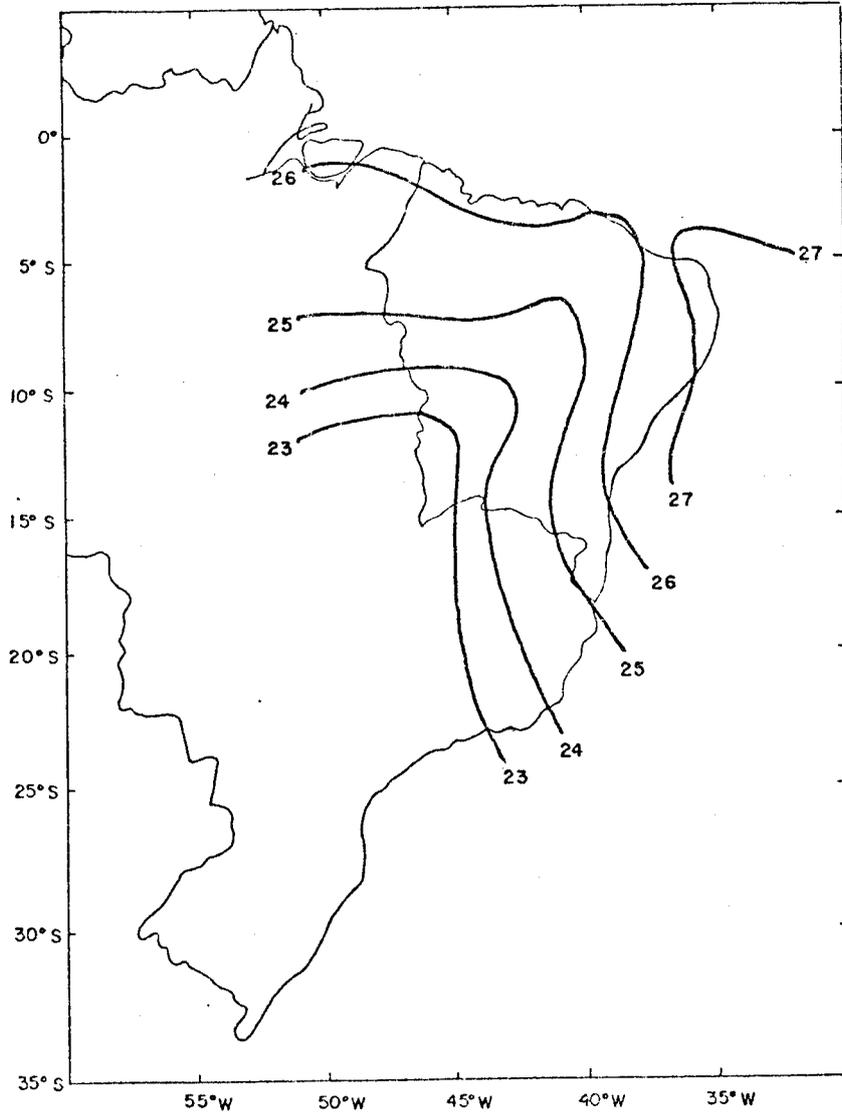


Fig. 3.10 - Isotermas médias à superfície em $^{\circ}\text{C}$, de março-abril-maio no período de 1971-1978.

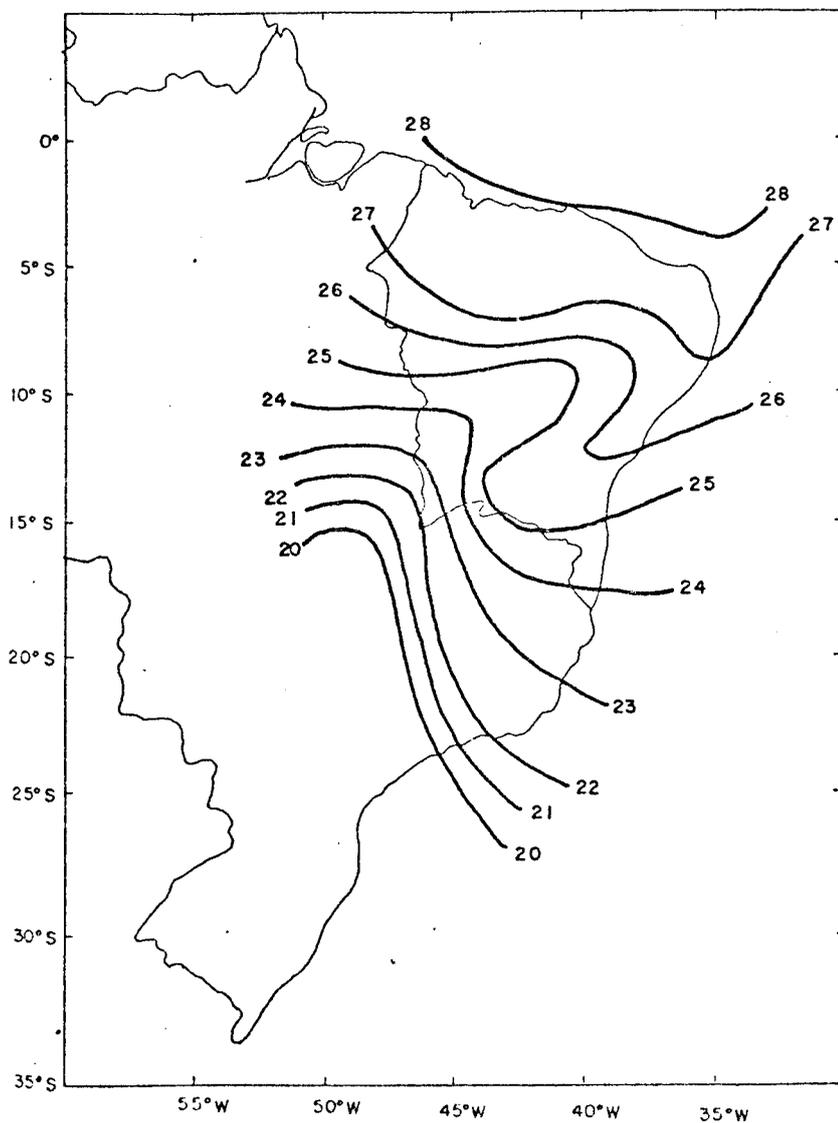


Fig. 3.11 - Isotermas mēdias ā superfīcie em $^{\circ}\text{C}$, de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978.

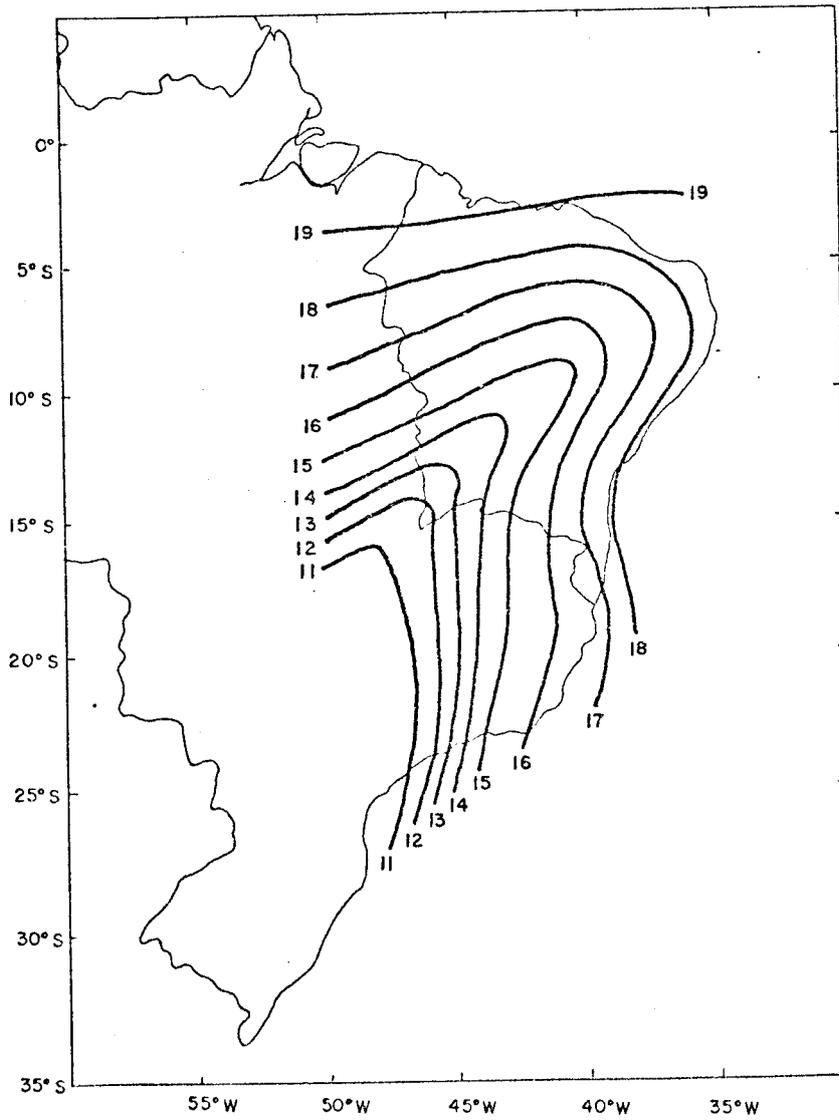


Fig. 3.12 - Umidade específica média à superfície, em g/kg, de março-abril-maio no período de 1971-1978.

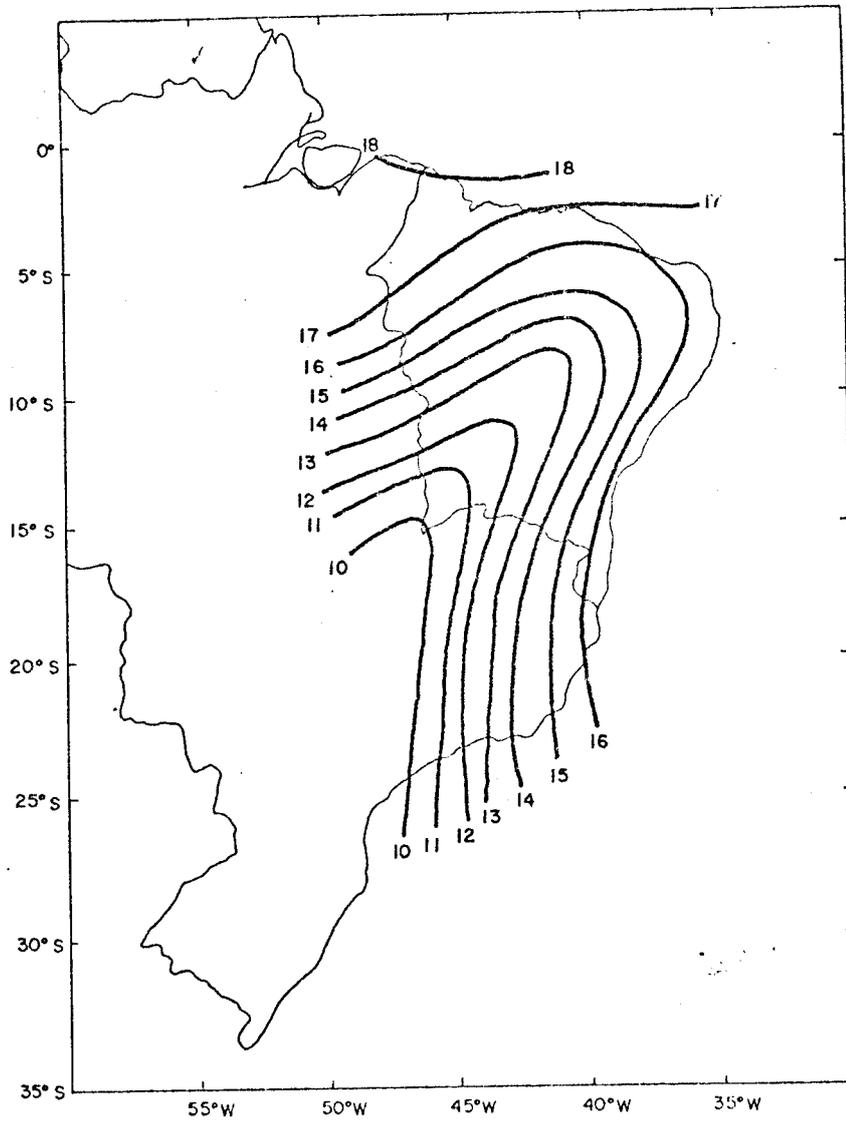


Fig. 3.13 - Umidade específica média à superfície, em g/kg, de setembro-outubro-novembro no período de 1971-1978.

A análise das cartas de altitude mostra que a umidade es
pecífica decresce rapidamente com a altura em ambas estações, e que a
distribuição espacial é bem mais homogênea que a da superfície.

Deve-se acrescentar que as configurações de temperatura
e umidade em superfície estão sujeitas à topografia do local.

No Capítulo 6 far-se-á uma análise mais detalhada do flu
xo de vapor d'água, que evidenciará mais claramente a importância da
umidade específica para o regime climático da região em estudo.

CAPÍTULO 4

FORMULAÇÃO TEÓRICA

4.1 - FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA

A formulação matemática do balanço de água na atmosfera pode ser feita segundo diferentes enfoques, dependendo dos processos físicos que estão sendo examinados. Na sua forma mais geral, ela se baseia no princípio da continuidade da substância água (Rasmusson, 1977). Para estudos de circulação geral da atmosfera, é conveniente trabalhar com a média temporal para cada cinturão de latitude, evidenciando as contribuições relativas aos distúrbios e à circulação média meridional (Peixoto, 1973). Se o interesse for estudar o papel da convecção cúmulos no balanço d'água da atmosfera, a equação do balanço de água deve ser formulada em termos do transporte vertical do vapor d'água, tanto para grande como para pequena escala, como uma função de altura, (Holland and Rasmusson, 1973). Outro enfoque é formular a equação do balanço de vapor d'água, considerando-se a diferença entre as taxas de evaporação e precipitação (E - P) como sendo uma quantidade residual sobre a área fechada para a qual se pretende calcular o balanço (Palmén, 1967).

No presente trabalho, o interesse principal é determinar o fluxo de vapor d'água numa área limitada, porém de grande extensão (cerca de 10^6 km²), motivo pelo qual será adotada a última formulação mencionada.

A variação da umidade específica por unidade de massa pode ser expressa por:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \times \underline{V}) + \frac{\partial}{\partial p} (q\omega) = \sigma(q) \quad (4.1)$$

onde $\omega = \frac{dp}{dt}$ é a velocidade vertical em coordenada p; q é a umidade específica; \vec{V} é o vetor velocidade do vento; e $\sigma(q)$ é a taxa geração ou destruição de vapor d'água por unidade de massa. Integrando-se (4.1) na vertical, desde a pressão p_0 até a pressão p_T , correspondente ao nível acima do qual a umidade específica pode ser desprezada, tem-se

$$\int_{p_T}^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{p_T}^{p_0} \nabla \cdot (q\vec{V}) \frac{dp}{g} + \int_{p_T}^{p_0} \frac{\partial}{\partial p} (q\omega) = \frac{dp}{p} \int \sigma(q) \frac{dp}{g} \quad (4.2)$$

Pode-se adotar como condição de contorno superior o fato de que, no topo da camada, a umidade específica é desprezível. Os dados levantados na presente pesquisa mostram que, acima de 300 mb, praticamente não se tem mais umidade. Não pode-se expressar esta condição de contorno como sendo

$$q_{300} = 0 \quad (4.3)$$

Como condição de contorno inferior pode-se considerar que, havendo pequenos efeitos de convecção tem-se $dp_0/dt \cong \partial p_0/\partial t$; portanto:

$$\omega_0 = \frac{dp_0}{dt} = 0 \quad (4.4)$$

Com estas condições, a Equação 4.2 fica

$$\int_{p_T}^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{p_T}^{p_0} \nabla \cdot (q\vec{V}) \frac{dp}{g} = \int_{p_T}^{p_0} \sigma(q) \frac{dp}{g} \quad (4.5)$$

A mudança de vapor d'água armazenado dentro da coluna atmosférica, expresso pelo primeiro termo da esquerda da Equação 4.5, pode ser computado através dos valores de umidade específica, medidos através de radiossondagem, no início e no fim de cada período considerado. Mas para um período suficientemente longo, como um mês, pode-se

assumir que seja desprezível diante dos demais termos (Hastenrath, 1966a). Logo a Equação 4.5 se transforma em

$$\int_{P_T}^{P_0} \nabla \cdot (\underline{qV}) \frac{dp}{g} = \int_{P_T}^{P_0} \sigma(q) \frac{dp}{g} \quad (4.6)$$

As principais fontes e sumidouros de vapor d'água na atmosfera são devidos principalmente à evaporação E , a partir da superfície da Terra, e à precipitação P . Deste modo pode-se considerar a taxa de geração de vapor d'água dentro da coluna unitária da atmosfera como sendo o excesso da evaporação sobre a precipitação média no tempo. $\langle E - P \rangle$

$$\int_{P_T}^{P_0} \sigma(q) \frac{dp}{g} = \langle E - P \rangle \quad (4.7)$$

Portanto, pode-se escrever

$$\int_{P_T}^{P_0} \nabla \cdot (\underline{qV}) \frac{dp}{g} = \langle E - P \rangle \quad (4.8)$$

Fazendo-se a média para a área A , tem-se

$$\int_{P_T}^{P_0} [\nabla \cdot (\underline{qV})]_a \frac{dp}{g} = [\langle E - P \rangle]_a \quad (4.9)$$

onde a média em relação à área é dada por

$$[\quad]_a = \frac{1}{A} \iint (\quad) dA \quad (4.10)$$

Ou seja, o termo da esquerda da Equação 4.9 fica

$$\int_{P_T}^{P_o} \frac{1}{A} \iint \nabla \cdot (qV) \frac{dAdp}{g} \quad (4.11)$$

e aplicando-se o teorema de Gauss, tem-se

$$[< E - P >]_a = \int_{P_T}^P \left\{ \frac{1}{A} \oint q V_n dS \right\} \frac{dp}{g} \quad (4.12)$$

onde V_n é a componente normal da velocidade do vento em relação à superfície lateral que engloba o volume considerado.

Deste modo, o vapor d'água adicionado à atmosfera, pela evaporação à superfície, dentro da área considerada, deve ser compensado pela precipitação dentro da área e pela exportação lateral de vapor d'água, isto é, pela divergência do fluxo de vapor, integrada verticalmente. Além disso, como mostra a Equação (4.12), a divergência do fluxo de vapor d'água pode ser dada pela integral de linha, calculada para cada nível, e depois integrada na vertical.

No presente trabalho, a Equação (4.12) será usada para determinar o fluxo de vapor através da superfície lateral de um cilindro com dimensões suficientes para garantir a validade da equação. Além disso, serão usadas médias trimestrais, o que permite que seja feita a simplificação $\partial q / \partial t = 0$. A metodologia de resolução da Equação (4.11) será tratada com maiores detalhes no Capítulo 5.

O termo qV_n , que aparece na Equação (4.12), deve ser visto como sendo a média do produto qV_n ao longo da superfície lateral do cilindro e não o produto da média de q pela média de V_n . Por isso mesmo, foi usado a média do produto qV_n , parcelada em dois termos.

$$\overline{qV_n} = \bar{q} \bar{V}_n + \overline{q'V_n'} \quad (4.13)$$

onde a barra representa a média ao longo da superfície lateral do cilindro e a "linha" representa o desvio da média.

Portanto, a Equação 4.12 pode ser reescrita

$$[\langle E - P \rangle]_a = \int_{P_T}^{P_o} \left\{ \frac{1}{A} \oint (\bar{q}\bar{V}_n + \overline{q'V_n'}) ds \right\} \frac{dp}{g} \quad (4.14)$$

Nos Capítulos, 6 e 7 serão discutidos os resultados dos cálculos do fluxo de vapor para as estações seca e chuvosa, e para um ano seco e um ano úmido, respectivamente.

4.2 - ENERGIA ESTÁTICA

O termo "energia estática" é usado neste trabalho para representar a energia termodinâmica ($C_p T + gZ + Lq$), onde os símbolos são os já definidos: $C_p T$ representa a entalpia específica; gZ é a energia potencial; e Lq é a energia latente. O termo "estática" é apropriado porque não se considera a energia cinética. No decorrer do trabalho, faz-se, também, diferença entre a energia estática seca ($C_p T + gZ$) e a energia estática úmida ($C_p T + gZ + Lq$), por conter o termo de umidade.

A dedução do fluxo de energia estática pode ser feita a partir das seguintes equações básicas:

$$\frac{dV}{dt} = \nabla_p (gZ) - f_k \times \underline{V} + \underline{F} \quad (4.15)$$

$$\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (4.16)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = \rho \nabla \cdot \underline{V} \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \rho g \quad (4.18)$$

onde todos os símbolos já foram definidos no início do trabalho.

Manipulando-se as Equações 4.15, 4.16, 4.17 e 4.18 e desprezando-se as variações locais (porque pretende-se trabalhar com valores médios trimestrais), pode-se escrever

$$\rho \frac{dQ}{dt} = + \nabla_p \cdot \left[\rho \underline{V} \left(C_p T + gZ + \frac{|\underline{V}|^2}{2} \right) \right] - \rho \underline{V} \cdot \underline{F} - \rho (C_p T + gZ) + \frac{|\underline{V}|^2}{2} \nabla_p \cdot \underline{V} \quad (4.19)$$

Esta equação representa as trocas de energia na forma de energia estática seca ($C_p T + gZ$) e energia cinética $|\underline{V}|^2/2$, bem como a dissipação devido ao efeito do atrito à superfície e à dissipação viscosa do meio ($\rho \underline{V} \cdot \underline{F}$). Dados observacionais mostram que os dois últimos termos mencionados são de 2 a 3 ordens de grandeza menores que os demais termos da equação e por isso, podem ser desprezados neste contexto.

A Equação 4.19 pode ser integrada para um grande sistema, mesmo que ele seja não-homogêneo, com a única condição de que se deve conhecer a superfície que circunda o volume onde se deseja avaliar a integral. Assim, considerando as aproximações mencionadas, a Equação 4.19 pode ser integrada para um volume α de um cilindro.

$$Q_s = \iiint \rho \frac{dQ}{dt} d\alpha = \iiint \nabla_p \cdot \left[\rho \underline{V} (C_p T + gZ) \right] d\alpha \quad (4.20)$$

Aplicando-se o teorema de Gauss, tem-se

$$Q_s = \iint \rho (C_p T + gZ) V_n d\sigma \quad (4.21)$$

onde $d\sigma$ é um elemento de área da superfície lateral do cilindro, e V_n é a componente normal da velocidade do vento em relação à referida superfície (positivo para fora). O termo Q_s representa as fontes e os sumidouros de energia estática, enquanto o termo da direita representa o fluxo total de energia estática seca através da superfície lateral do cilindro. Usando coordenadas p na vertical, a Equação 4.21, pode ser escrita como:

$$Q_s = \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^{P_0} (C_p T + gZ) V_n d\xi dp \quad (4.22)$$

onde R é o raio do cilindro e $d\xi$ é um elemento de ângulo. A aproximação hidrostática foi usada para obter a Equação 4.22.

Do mesmo modo, pode-se deduzir a equação de balanço de calor latente, Q_L :

$$Q_L = \iiint \nabla \cdot (\rho L q \underline{V}) d\alpha \quad (4.23)$$

que, escrita em coordenadas cilíndricas, após aplicação do teorema da divergência e da equação do equilíbrio hidrostático, fica:

$$Q_L = \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^{P_0} L q V_n d\xi dp \quad (4.24)$$

Nas equações em que entra umidade considera-se $P_T = 300$ mb, nas demais $P_T = 100$.

Juntando-se as Equações 4.22 e 4.24, pode-se escrever:

$$Q_T = \frac{R}{g} \int \int (C_p T + gZ + Lq) V_n d\xi dp \quad (4.25)$$

O termo $(C_p T + gZ + Lq)$, como já se disse, representa a energia estática úmida por unidade de massa, enquanto que o fator

$$FLM = \int \int \frac{R V_n d\xi dp}{g} \quad (4.26)$$

representa o fluxo lateral de massa total através da superfície lateral do cilindro.

As integrais que representam o fluxo de energia estática úmida e seca podem ser divididos em contribuições devidos ao movimento médio e aos distúrbios. Aqui, os termos que representamos distúrbios são devidos apenas à variação espacial da velocidade do vento e dos outros parâmetros envolvidos em torno da fronteira do cilindro, já que as variações temporais de curta duração não podem ser detectadas quando se trabalham com médias mensais ou trimestrais. Deste modo, pode-se escrever:

$$Q_s = \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^P \overline{(C_p T + gZ)} \bar{V}_n d\xi dp + \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^P \overline{(C_p T + gZ)' V_n'} d\xi dp \quad (4.27)$$

$$Q_L = \frac{RL}{g} \oint \int_{P_T}^P \bar{q} \bar{V}_n d\xi dp + \frac{RL}{g} \oint \int_{P_T}^P \overline{q' V_n'} d\xi dp \quad (4.28)$$

$$Q_T = \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^P \overline{(C_p T + gZ + Lq)} \bar{V}_n d\xi dp + \frac{R}{g} \oint \int_{P_T}^P \overline{(C_p T + gZ + Lq)' V_n'} d\xi dp \quad (4.29)$$

4.3 - ENERGIA CINÉTICA

A dedução da equação da energia cinética pode ser obtida a partir da equação do movimento horizontal. Retomando-se a Equação 4.15 e multiplicando-a escalarmente por \underline{V} , tem-se

$$\frac{dk}{dt} = - \underline{V} \cdot \nabla(gZ) + \underline{V} \cdot \underline{F} \quad (4.30)$$

onde os símbolos têm os significados já descritos no início do trabalho, e a energia cinética por unidade de massa, K , é expressa por

$$K = \frac{\underline{V} \cdot \underline{V}}{2} \quad (4.31)$$

Desenvolvendo-se a derivada substantiva e usando-se a equação de continuidade,

$$\nabla \cdot \underline{V} = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (4.32)$$

tem-se

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \underline{V} \cdot \nabla_p K + \omega \frac{\partial K}{\partial p} = - \underline{V} \cdot \nabla(gZ) + \underline{V} \cdot \underline{F}$$

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \nabla \cdot K \underline{V} + \frac{\partial}{\partial p} (K\omega) = - \nabla \cdot (qZ \underline{V}) + gZ \nabla \cdot \underline{V} + \underline{V} \cdot \underline{F}$$

Como no presente trabalho serão usadas médias mensais, pode-se considerar o estado estacionário:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = 0.$$

Integrando-se a Equação 4.33 para o volume α , e tendo-se em conta que, neste caso, o último termo da esquerda se anula, tem-se

$$\iiint (A) \nabla \cdot (K \underline{V}) d\alpha = - \iiint (B) \nabla \cdot (gZ \underline{V}) d\alpha + \iiint (C) gZ \nabla \cdot \underline{V} d\alpha + \iiint (D) \underline{V} \cdot \underline{F} d\alpha \quad (4.34)$$

Esta equação expressa o balanço de energia cinética, para um volume α , tal como aquele englobado pelo cilindro do Nordeste. O termo (A) representa o fluxo de energia cinética através da parede lateral que envolve o volume α . Pode ser considerado como fonte ou sumidouro de energia, conforme o sentido do fluxo. Os termos (B) e (C), juntos representam a produção de energia cinética. O termo (D) representa a dissipação de energia cinética dentro do volume α , devido ao atrito à superfície e a viscosidade do meio.

Aplicando-se o Teorema da Divergência ao primeiro membro da Equação 4.34, vem:

$$\iiint \nabla \cdot (K \underline{V}) = \iint K V_n d\sigma \quad (4.35)$$

onde $d\sigma$ é um elemento de área da superfície lateral do cilindro, e V_n é a componente normal da velocidade do vento em relação à dita superfície. Em coordenadas cilíndricas, o elemento de área $d\sigma$ pode ser expresso por

$$d\sigma = - \frac{R d\xi dp}{g} \quad (4.36)$$

onde R é o raio de uma seção reta do cilindro, e $d\xi$ é um elemento de ângulo de sua circunferência. Assim, a Equação 4.35 pode ser integrada

$$K_F = - \frac{R}{g} \int_0^{P_T} \int_{P_0} K V_n d\xi dp \quad (4.37)$$

Este termo pode ser desdobrado em duas parcelas: uma devido ao movimento médio ao longo da superfície lateral do cilindro, e outra devido aos desvios desta média, ou seja:

$$K_F = - \frac{R}{g} \oint \int_{P_0}^{P_T} \bar{K} \bar{V}_n d\xi dp - \frac{R}{g} \oint \int_{P_0}^{P_T} \overline{K' V'_n} d\xi dp \quad (4.38)$$

onde a barra representa a média ao longo da superfície lateral do cilindro e o primo representa o desvio desta média. Esta equação pode ser resolvida aproximadamente para cada camada de pressão e depois integrada na vertical, desde que se conheçam os valores das componentes zonal, meridional e normal em cada ponto de uma grade, como será explicado no Capítulo 5.

Os termos (B) e (C) podem ser escritos, respectivamente, usando as transformações de coordenadas $1/\rho(\nabla_z p) = \nabla_p \phi$ como:

$$\begin{aligned} & - \iiint \nabla \cdot (p \underline{V}) d\sigma dz + \iiint p \nabla \cdot \underline{V} d\sigma dz = \\ & = - \iiint \rho \nabla \cdot \phi \underline{V} d\sigma \left(- \frac{dp}{\rho g} \right) + \iiint \rho \phi \nabla \cdot \underline{V} d\sigma \left(- \frac{dp}{\rho g} \right) \end{aligned} \quad (4.39)$$

isto é:

$$(B) = K_{P_1} = \frac{1}{g} \iiint \nabla \cdot \phi \underline{V} d\sigma dp \quad (4.40)$$

$$(C) = K_{P_2} = - \frac{1}{g} \iiint \phi \nabla \cdot \underline{V} d\sigma dp$$

O Termo (B) pode também ser modificado pela aplicação do Teorema de Divergência:

$$K_{P_1} = \frac{R}{g} \iint \phi V_n d\xi dp \quad (4.41)$$

Desdobrando-se a Equação 4.41 em termos de média e desvio da média e integrando-se em $d\xi$, tem-se

$$K_{P_1} = \frac{S}{g} \int_{P_0}^{P_T} \bar{\phi} \bar{V}_n dp + \frac{S}{g} \int_{P_0}^{P_T} \overline{\phi' V_n'} dp \quad (4.42)$$

onde $S = 2\pi R$ é o perímetro da circunferência que engloba uma seção reta do cilindro.

O Termo (C) da Equação 4.40 pode ser reescrito:

$$K_{P_2} = - \frac{R}{g} \int \int \int \phi \nabla \cdot \underline{V} d\xi dR dp \quad (4.43)$$

o qual pode ser desdobrado em termos da contribuição devida à média na área e ao desvio desta média. Integrando-se a Equação 4.43 em $R dr d\xi$, vem

$$K_{P_2} = - \frac{A}{g} \int \phi_a (\nabla \cdot \underline{V})_a dp - \frac{A}{g} \int [\phi^* (\nabla \cdot \underline{V})^*]_a dp \quad (4.44)$$

onde o índice "a" representa a média na área, e o asterisco representa o desvio desta média. O primeiro termo da Equação 4.44 pode ainda ser reescrito:

$$- \frac{A}{g} \int [\nabla \cdot (\phi_a \underline{V})]_a dp \quad (4.45)$$

cujo integrando é a média calculada sobre a área:

$$[\nabla \cdot (\phi_a \underline{V})]_a = \frac{1}{A} \int \int [\nabla \cdot (\phi_a \underline{V}_n)] dA \quad (4.46)$$

Inserindo-se a Equação 4.46 na Equação 4.45, vem:

$$-\frac{A}{g} \int \frac{1}{A} \iiint [\nabla \cdot (\phi_a \underline{v})] dA dp = -\frac{1}{g} \iiint \phi_a v_n d\sigma = -\frac{2\pi R}{g} \int \phi_a \bar{v}_n dp$$

Assim, a Equação 4.43 fica:

$$K_{p2} = -\frac{S}{g} \int_{P_o}^{P_T} \phi_a \bar{v}_n dp - \frac{A}{g} \int_{P_o}^{P_T} [\phi^*(\nabla \cdot \underline{v})^*]_a dp \quad (4.47)$$

Juntando-se agora as Equação 4.42 e 4.47, tem-se finalmente a expressão para a produção de energia cinética:

$$K_p = \frac{S}{g} \int_{P_o}^{P_T} (\phi_a - \bar{\phi}) \bar{v}_n dp - \frac{S}{g} \int_{P_o}^{P_T} \overline{\phi' v'_n} dp + \frac{A}{g} \int_{P_o}^{P_T} [\phi^*(\nabla \cdot \underline{v})^*]_a dp \quad (4.48)$$

Voltando à Equação 4.34, o termo (D) que representa a dissipação de energia cinética, pode ser transformado como se segue:

$$K_D = \iiint \left[u \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} + v \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \right] d\alpha \quad (4.49)$$

onde τ_{zx} e τ_{zy} são as componentes do tensor tensão, que representam a força por unidade de área tangente aos planos horizontais ($z = \text{constante}$), nas direções de z e y , respectivamente. Introduzindo-se as componentes u e v nas derivadas, tem-se:

$$K_D = \iiint \left[\frac{\partial}{\partial z} (u \tau_{zx}) + \frac{\partial}{\partial z} (v \tau_{zy}) \right] d\alpha - \iiint \left[\tau_{zx} \frac{\partial u}{\partial z} + \tau_{zy} \frac{\partial v}{\partial z} \right] d\alpha \quad (4.50)$$

Resolvendo-se as integrais em área, e especificando-se o limite inferior como sendo a superfície ($z = 0$) e o superior como sendo o topo da atmosfera, tem-se:

$$K_D = A \int_0^{\infty} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} [u \tau_{zx}]_a + \frac{\partial}{\partial z} [v \tau_{zy}]_a \right\} dz - A \int_0^{\infty} \left[\tau_{zx} \frac{\partial u}{\partial x} + \tau_{zy} \frac{\partial v}{\partial y} \right]_a dz \quad (4.51)$$

Como condições de contorno, pode-se admitir que no limite superior da atmosfera não há atrito, ou seja:

$$\tau_{zx} \Big|_{z \rightarrow \infty} = \tau_{zy} \Big|_{z \rightarrow \infty} = 0 \quad (4.52)$$

e que na superfície:

$$\tau_{zx} = \tau_{0x} \quad \text{e} \quad u = u_0 \quad (4.53)$$

$$\tau_{zy} = \tau_{0y} \quad \text{e} \quad v = v_0$$

Com estas condições, o primeiro termo da direita da Equação 4.51 dá:

$$D_s = - A \left\{ [u_0 \tau_{0x}]_a + [v_0 \tau_{0y}]_a \right\} \quad (4.54)$$

Por outro lado, as componentes do tensor tensão, num plano horizontal, são proporcionais ao cisalhamento, na vertical, das componentes de velocidade, ou seja:

$$\tau_{zx} = \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{e} \quad \tau_{zy} = \mu \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4.55)$$

onde μ é o coeficiente de viscosidade dinâmica. Logo, o 2º termo da direita da Equação 4.5 pode ser escrita:

$$D_I = - A \int_0^\infty \mu \left\{ \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right]_a + \left[\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]_a \right\} \quad (4.56)$$

Deste modo, a Equação 4.50 pode ser expressa:

$$K_D = D_S + D_I \quad (4.57)$$

onde D_S representa a dissipação devida ao efeito do atrito à superfície, e D_I representa a dissipação interna na atmosfera. O termo D_S pode ser estimado fazendo-se a aproximação $\tau_o = \tau_{oy} = \tau_o$, e usando-se a expressão conhecida (Palmén, 1958).

$$\tau_o = k \rho_o V_o^2 \quad (4.58)$$

onde k é o coeficiente de arrasto; ρ_o é a densidade do ar à superfície; e V_o é o módulo da velocidade à superfície.

$$D_S = - A \left\{ \left[\tau_o u_o \right]_a + \left[\tau_o v_o \right]_a \right\} \cong A \left[\tau_o V_o \right]_a$$

$$D_S = - Ak\rho_o \left[V_o^3 \right]_a \quad (4.59)$$

Palmén (1958) supõe que a dissipação friccional interna (D_I) é aproximadamente igual a dissipação devida ao atrito à superfície. Adotando-se esta aproximação, tem-se:

$$K_D = 2D_S = - 2Ak \left[\rho_o V_o^3 \right]_a \quad (4.60)$$

CAPÍTULO 5

MATERIAL E MÉTODO

5.1 - MATERIAL

A maior parte dos dados usados no presente trabalho foram retirados da publicação "Monthly Climatic Data for the World" (U.S. Department of Commerce, 1971 a 1978), onde se encontram valores médios mensais de temperatura, umidade, geopotencial para superfície, 850, 700, 500, 300, 200, 150 e 100 mb; de vento (direção e velocidade) para os níveis de 850, 700, 500, 300, 200, 150 e 100 mb, referentes ao período de 1971 a 1978. Como se sabe, estes dados não receberam um tratamento de consistência adequado para sua utilização imediata. Por isso mesmo foram feitos testes de consistência para apurar a qualidade deles. Devido à existência de muitas falhas no período citado, foram feitos levantamentos nos arquivos do Instituto de Pesquisas Espaciais e no Instituto Nacional de Meteorologia, visando completar as séries a partir de dados diários.

A Tabela 5.1 mostra a relação das estações aerológicas usadas. A Figura 5.1 mostra a localização das referidas estações e a delimitação da área em estudo onde se pode notar que há estações localizadas fora daquela área. Estas foram usadas para auxiliar no traçado dos campos médios de geopotencial e vento, para a determinação dos fluxos de energia cinética, bem como para determinar as seções verticais dos ventos zonal e meridional. Os dados de vento à superfície, para a determinação da dissipação de energia cinética, foram coletados nos arquivos do INEMET e foram usadas 26 estações, conforme pode ser visto na Tabela B.1.

TABELA 5.1

RELAÇÃO DAS ESTAÇÕES USADAS NO PRESENTE ESTUDO

Nº DE ORDEM	Nº DA OMM	NOME DA ESTAÇÃO	LATITUDE SUL	LONGITUDE OESTE	OBSERVAÇÃO	
					HORA 00	GMT 12
1	82280	São Luis	02 ^o 32'	44 ^o 17'	P	RS
2	82397	Fortaleza	03 ^o 43'	38 ^o 33'	-	RS
3	82599	Natal	05 ^o 55'	33 ^o 15'	-	RS
4	82900	Recife	08 ^o 08'	34 ^o 55'	P	RS
5	83299	Salvador	13 ^o 00'	38 ^o 31'	-	RS
6	82288	B.J. da Lapa	13 ^o 16'	43 ^o 25'	P	RS
7	82983	Petrolina	09 ^o 23'	40 ^o 30'	P	RS
8	82678	Floriano	06 ^o 46'	43 ^o 01'	P	RS
9	82675	Carolina	07 ^o 20'	47 ^o 28'	P	RS
10	83096	Aracaju	10 ^o 55'	37 ^o 03'	P	P
11	83236	Barreiras	12 ^o 09'	45 ^o 00'	P	P
12	82800	F. Noronha	03 ^o 51'	32 ^o 25'	-	RS
13	83490	Caravelas	17 ^o 44'	39 ^o 15'	P	RS
14	83378	Brasília	15 ^o 52'	47 ^o 56'	RS	RS
15	83746	R.de Janeiro	22 ^o 49'	43 ^o 15'	RS	RS
16	83780	São Paulo	23 ^o 37'	46 ^o 39'	RS	RS
17	82193	Bélem	01 ^o 23'	48 ^o 29'	-	RS

(RS = Radiossondagem; P = Balão Piloto).

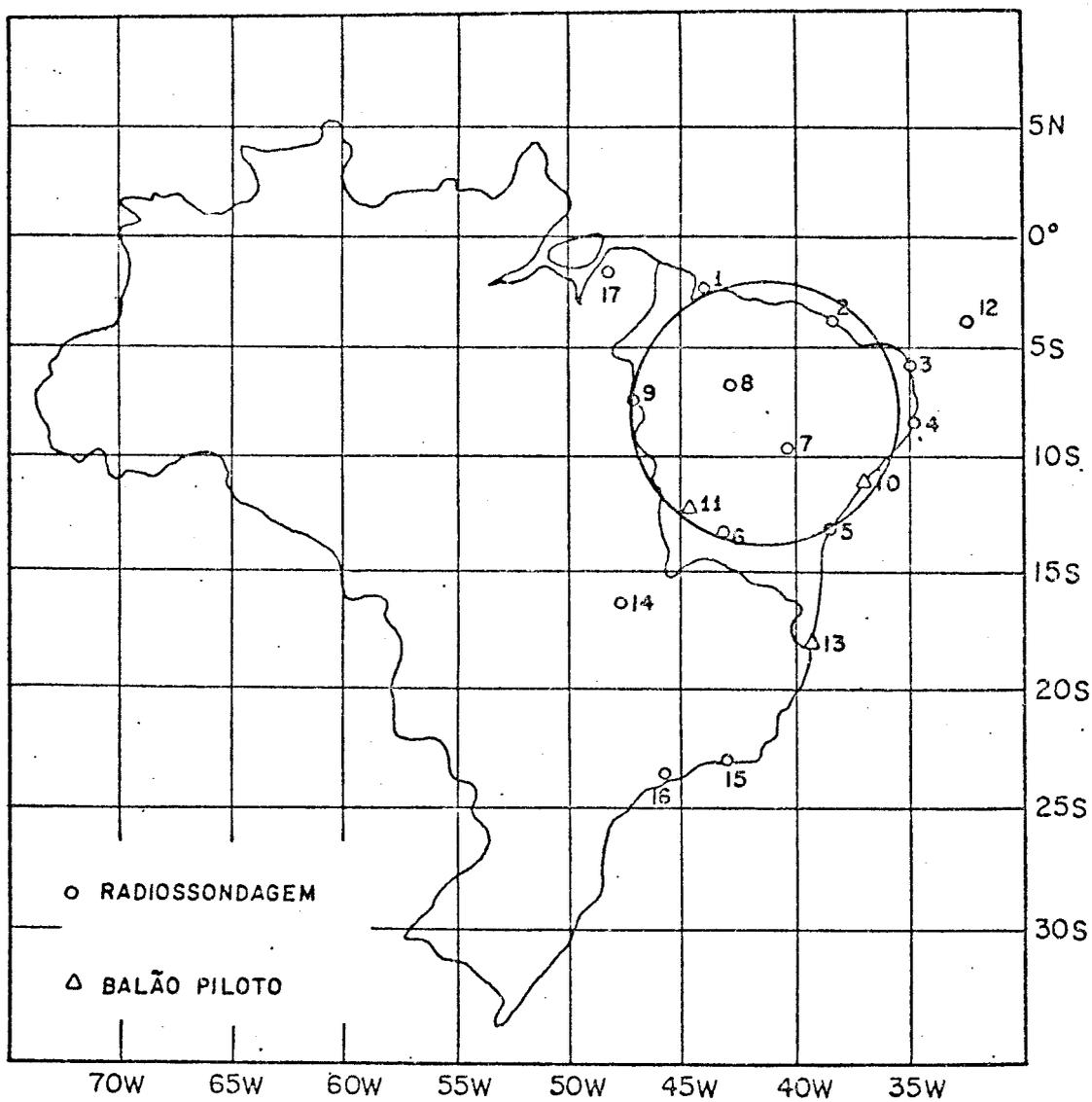


Fig. 5.1 - Localização das estações aerológicas, delimitação da área em estudo e circunferência que foram a base do cilindro.

- Os números das estações correspondem à mesma ordem da Ta bela 5.1

Os dados de precipitação foram fornecidos pela superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) e pelo INEMET. Conseguiu-se uma série completa de 58 estações, com dados de precipitação mensal, distribuídas de maneira mais ou menos regular dentro da região. A Tabela B.2, mostra a relação destas estações pluviométricas.

Todos os dados levantados e usados neste trabalho referem-se a março-abril-maio (MAM) e a setembro-outubro-novembro (SON) para o período de 1971-1978 e, separadamente, ao trimestre março-abril-maio para os anos de 1974 e 1976, cujos critérios de escolha foram explicados detalhadamente no Capítulo 2. As Tabelas B.3, B.4, B.5 e B.6, mostram os números de dados que foram usados em cada caso. Nota-se que o número de observações, em geral, decresce com a altura e são bem inferiores aos totais possíveis para cada nível. Esta é uma deficiência real. No entanto, constitui-se no único acervo disponível até o momento e, trabalhando-se com médias trimestrais e suavizando-se os dados, acredita-se que aquela deficiência seja minimizada. Além disso, deve-se levar em conta que os erros de medida crescem com a altura, como pode ser visto no Apêndice A.

5.1.1 - ANÁLISE DE ERROS

Os erros mais grosseiros das séries temporais foram eliminados mediante verificação das listagens de dados. A consistência foi feita separadamente através de programas de computador, para cada elemento climático, do modo descrito a seguir. Além disso, uma análise mais detalhada das consequências de possíveis erros é feita do Apêndice A.

5.1.2 - CONSISTÊNCIA DE TEMPERATURA

A distribuição vertical de temperatura, para cada estação, foi considerada correta quanto não apresentasse gradientes superadiabáticos entre dois níveis imediatamente próximos. A correção foi feita através da interpolação vertical, considerando-se como gradiente ver

tical o observado entre o nível anterior e o posterior aquele que estava faltando.

5.1.3 - ALTURA DO GEOPOTENCIAL

Foi feito um teste para que os valores que determinam a distribuição vertical obedecessem ao princípio do equilíbrio hidrostático, através da equação hipsométrica (ver, p. ex., Haltiner and Martin, 1957, pág. 47).

5.1.4 - TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO

Inicialmente foram aceitos os valores fornecidos pelas fontes consultadas. Com estes dados foi calculada a umidade específica e verificada sua consistência vertical através dos perfis verticais para cada estação, de modo que os dados estivessem dentro dos limites físicos aceitáveis.

5.1.5 - VENTO

Os dados de vento foram plotados em perfis verticais, para cada estação; a seguir, os dados que se comportaram de maneira completamente diferente dos limites fisicamente aceitáveis, foram abandonados.

5.1.6 - INTERPOLAÇÃO VERTICAL

Os dados de temperatura e umidade foram interpolados na vertical para a obtenção de valores para as camadas de 100 em 100 mb, usando-se a relação do tipo.

$$T_j = T_k + \gamma \ln (P_k/P_j)$$

onde γ representa a taxa de variação vertical de temperatura, ou de umidade específica, entre os níveis anterior, (k), e posterior, (i), ao nível intermediário, (j), isto é:

$$\gamma = \frac{T_k - T_i}{\ln \left(\frac{P_k}{P_i} \right)}$$

ou

$$\gamma = \frac{Q_k - Q_i}{\ln \left(\frac{P_k}{P_i} \right)}$$

O geopotencial (ϕ) foi interpolado usando-se a equação hipsométrica e levando-se em consideração os dados disponíveis em cada nível de pressão.

Para o vento, foram feitas interpolações usando-se análises subjetivas as quais são explicadas detalhadamente a seguir.

5.2 - MÉTODO

5.2.1 - O CILINDRO DO NORDESTE

Para a resolução numérica das equações discutidas anteriormente, foi definido um cilindro cuja base engloba a Região Nordeste do Brasil, com uma área aproximada de 10^6 km² e cuja altura se eleva até o nível correspondente a 100 mb. A circunferência que delimita a área da base do cilindro tem comprimento aproximado de 3.770 km (raio = 600 km). A referida circunferência passa, aproximadamente, sobre 9 (nove) estações de radiossondagem e 2 (duas) de balão piloto (Figura 5.1). Esta figura (cilindro) foi escolhida porque, além de se encaixar razoavelmente na Região NEB, sua geometria facilita a resolução das integrais de energia. Em particular, a determinação das componentes normal e tangencial da velocidade do vento fica muito facilitada, pois se podem aplicar relações trigonométricas simples.

Sobre a superfície lateral do cilindro foi superposta uma grade, conforme mostra a Figura 5.2, com as seguintes características: nove pontos na horizontal, com distância entre pontos de aproximadamente 400 km; nove pontos na vertical, correspondentes a intervalos de 100 mb.

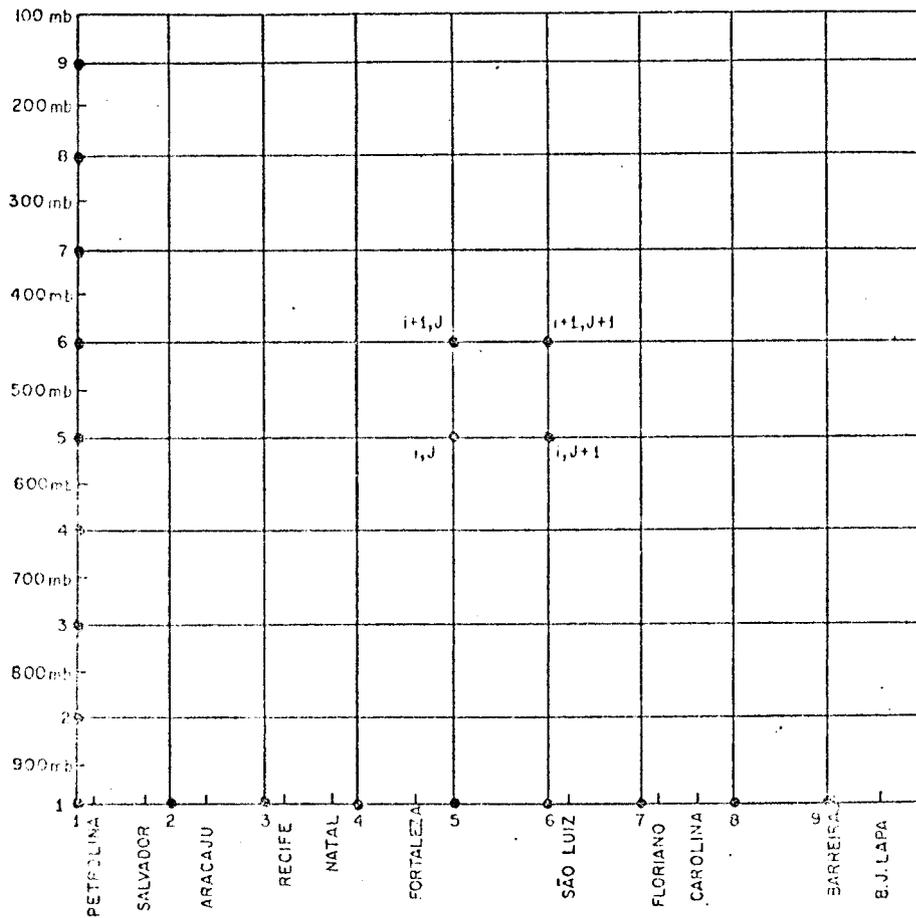


Fig. 5.2 - Grade sobre a superfície lateral do cilindro do Nordeste.

5.2.2 - AS COMPONENTES ZONAL, MERIDIONAL, NORMAL E TANGENCIAL DA VELO CIDADE DO VENTO

Antes de se proceder aos cálculos dos termos das equações de energia e de fluxo de vapor d'água, foram necessários alguns cálculos preliminares para preparar os dados para cada ponto de grade. Inicialmente, determinaram-se para cada estação e para cada nível de pressão as componentes zonal e meridional. Estes dados foram, então, plotados e analisados em cartas auxiliares. Então, foram feitas interpolações para os pontos de grade sobre a circunferência. Os dados assim obtidos foram plotados na grade (distâncias horizontais) e, depois de analisados, foram feitas as interpolações na vertical, obtendo-se assim os valores para todos os pontos de grade.

As componentes normal e tangencial foram determinadas para cada nível, usando-se os valores das componentes zonal e meridional. Para estes cálculos, foram usadas também relações trigonométricas simples, onde os ângulos necessários foram obtidos através de medidas gráficas, determinadas pelas posições dos pontos de grade sobre a circunferência e pelos eixos ortogonais que passam pelo seu centro, seguindo as direções zonal e meridional, conforme esquema da Figura 5.3.

Foi desprezada a curvatura da Terra porque a área em estudo está localizada na região tropical e o uso da projeção Mercator possibilita a determinação de distâncias com erro máximo de ordem de 5.5%.

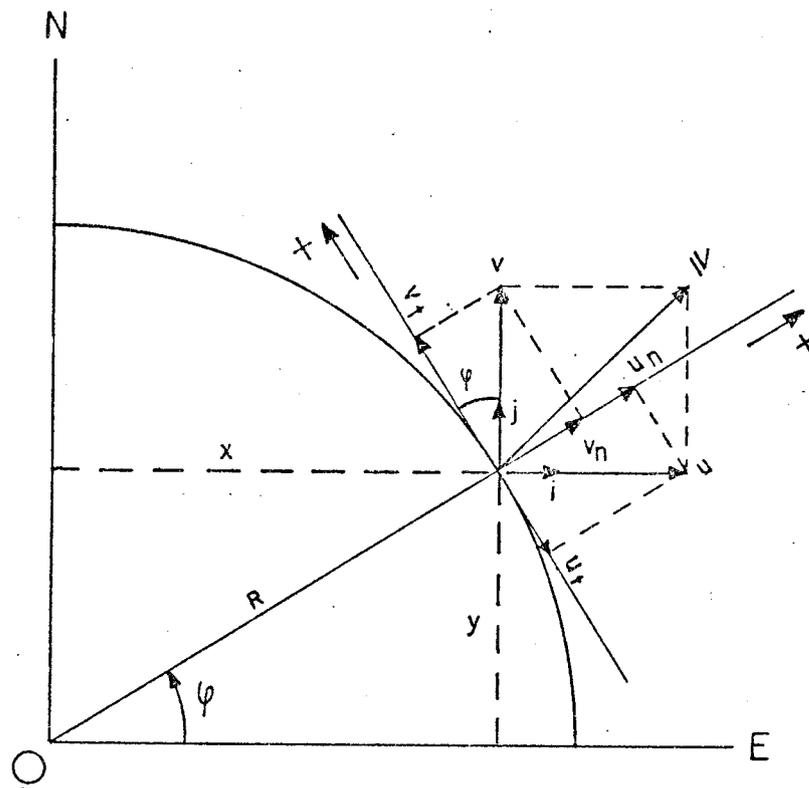


Fig. 5.3 - Esquema para determinação das componentes normal e tangencial da velocidade do vento em relação à superfície lateral do cilindro.

Seguindo-se o esquema da Figura 5.3, vê-se facilmente que $\psi = \text{arc tg}(y/x)$ e

$$u_n = u \cos \psi$$

$$v_n = v \text{ sen} \psi$$

$$u_t = - u \text{ sen} \psi$$

$$v_t = v \cos \psi$$

$$V_n = u_n + v_n$$

$$V_t = u_t + v_t$$

5.2.3 - AJUSTAMENTO DE MASSA

A componente normal da velocidade do vento, a qual daqui para frente chamar-se-á apenas velocidade normal, foi ajustada para que os valores a serem trabalhados obedeam ao princípio da conservação de massa. Este ajuste deve ser feito apenas na velocidade normal, porque somente ela contribui para a convergência e divergência de massa. O ajuste é feito pela subtração de um parâmetro δ do valor da velocidade normal em cada ponto de grade. Este parâmetro é calculado pela expressão:

$$\delta = \frac{1}{MN} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N V_{ij} \quad (5.1)$$

onde V_{ij} é a velocidade normal no ponto de grade (i,j) , M é o número de pontos na vertical, e N é o número de pontos na horizontal. A velocidade normal ajustada, V_{ij}^* , em cada ponto é dada por

$$V_{ij}^* = V_{ij} - \delta \quad (5.2)$$

e a velocidade ajustada para cada camada j é:

$$V_j^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_{i,j} - \delta) \quad (5.3)$$

Os valores de δ devem estar compreendidos entre os valores máximos e mínimos da velocidade normal.

5.2.4 - TEMPERATURA E UMIDADE

A preparação dos dados de temperatura e umidade específica em grade foram feitos através da determinação das médias para cada nível de pressão disponível e para cada estação. A interpolação vertical foi feita do modo exposto na seção anterior e a interpolação horizontal foi feita linearmente. Esta interpolação linear na horizontal é aceitável, já que, entre duas estações próximas, as diferenças médias nesses parâmetros são insignificantes em altitudes.

5.2.5 - GEOPOTENCIAL

Os campos do geopotencial foram analisados para cada camada de pressão (100 mb), após a interpolação vertical conforme descrito na Seção 5.1.6. A seguir, procedeu-se à interpolação para cada ponto de grade. Aproveitando-se esta análise, foi feita a planimetria entre isolinhas consecutivas para permitir a determinação do geopotencial médio na área, o qual é dado por

$$[\phi] = \frac{1}{A} \iint \phi_m \, dA$$

onde ϕ_m é a média aritmética entre duas isolinhas consecutivas e A é a área do círculo.

5.2.6 - AVALIAÇÃO DOS TERMOS DAS EQUAÇÕES DE ENERGIA E FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA

Os dados preparados em grade, da forma descrita acima, foram usados para os cálculos das integrais de energia cinética, energia estática e fluxo de vapor d'água, através de programas resolvidos pelos computadores B 6700 do Núcleo de computação Eletrônica da Universidade Federal do Rio de Janeiro e B 6800 do Instituto de Pesquisas Espaciais.

CAPÍTULO 6

ENERGÉTICA E FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA NAS ESTAÇÕES SECA E CHUVOSA

6.1 - ASPECTOS GERAIS

Em geral, nos trópicos, as chuvas são de origem convectiva (Riehl, 1979). Neste caso, seria normal investigar as causas do seu desenvolvimento ou inibição, a partir de análise da estabilidade estática na vertical. No entanto, os perfis verticais de temperatura para algumas localidades e também para as condições médias, tanto na estação chuvosa como na estação seca, mostraram ser quase invariantes. Este resultado está de acordo com outros encontrados por Riehl (1979) para outras localidades da região equatorial do globo. Ainda assim, a umidade específica, principalmente em baixos níveis, poderia contribuir para uma variação na convecção úmida. No entanto, os resultados do presente trabalho mostraram que as diferenças nos valores de umidade específica - mais altos para a estação chuvosa em relação aos da estação seca em todos os níveis (Figura 6.1) - não são tão relevantes para justificar as grandes diferenças em termos de precipitação. Isto leva a crer que existem outros mecanismos que poderão ser responsáveis pela variação sazonal do regime pluviométrico na região. Por isso, procedeu-se a um estudo do fluxo de vapor d'água e da energética da região, na tentativa de encontrar algum outro mecanismo que pudesse ser responsável, pelas variações sazonais na região, ou, pelo menos, explicá-las parcialmente.

Para a determinação dos fluxos, foi necessário determinar as componentes zonal, meridional, normal e tangencial da velocidade do vento na região em estudo para as condições aqui propostas. As Figuras 6.2 e 6.3 mostram os perfis médios das componentes zonal (u) e meridional (v) em torno do cilindro do Nordeste. A componente zonal é de leste desde a superfície até aproximadamente o nível de 300 mb para a estação chuvosa, e até aproximadamente o nível de 400 mb para a estação seca. Por outro lado, a componente meridional é sistematicamen

te de Sul em ambas as estações e em todos os níveis. Estes dois resultados indicam que a camada sujeita aos ventos Alísios de Sudeste é um pouco mais espessa no caso da estação chuvosa.

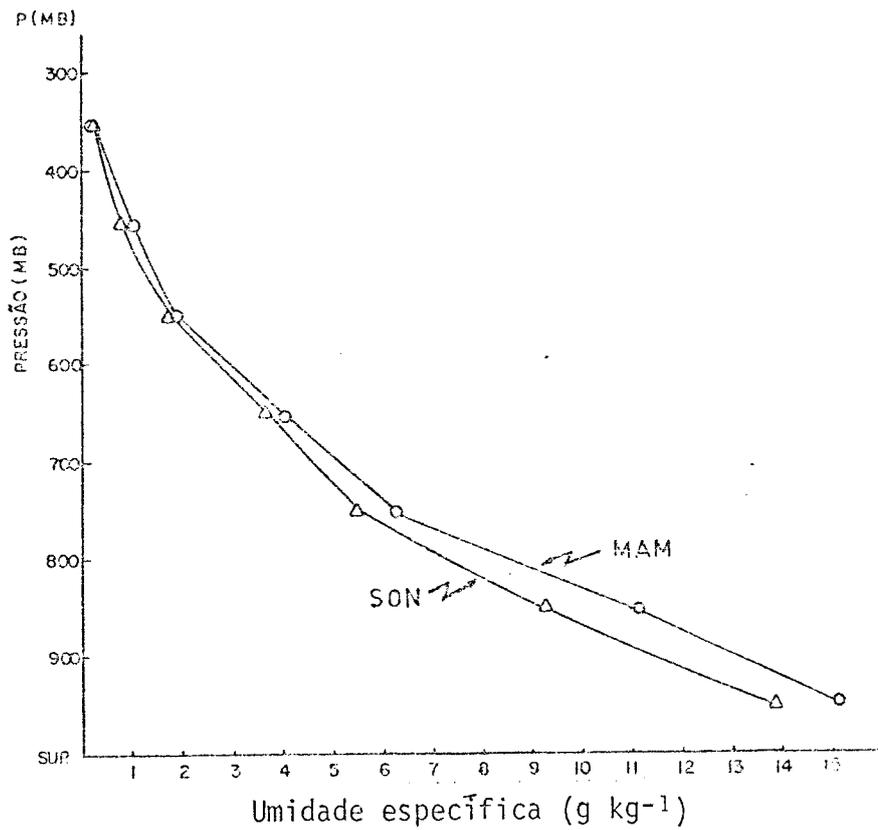


Fig. 6.1 - Perfis verticais médios de umidade específica de MAM e SON, no período de 1972-1978.

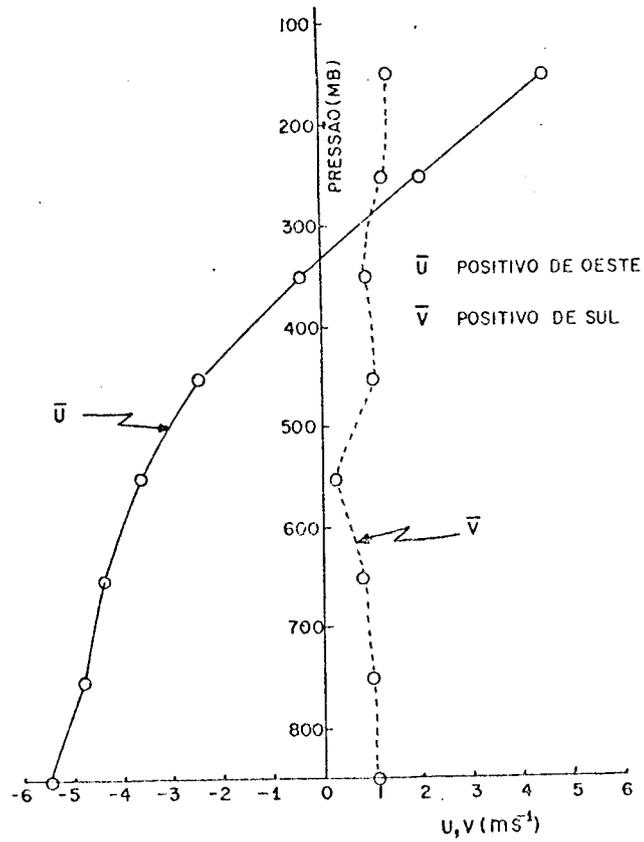


Fig. 6.2 - Perfis verticais mēdios das componentes zonal (u) e meridional (v) para MAM, no período de 1971-1978.

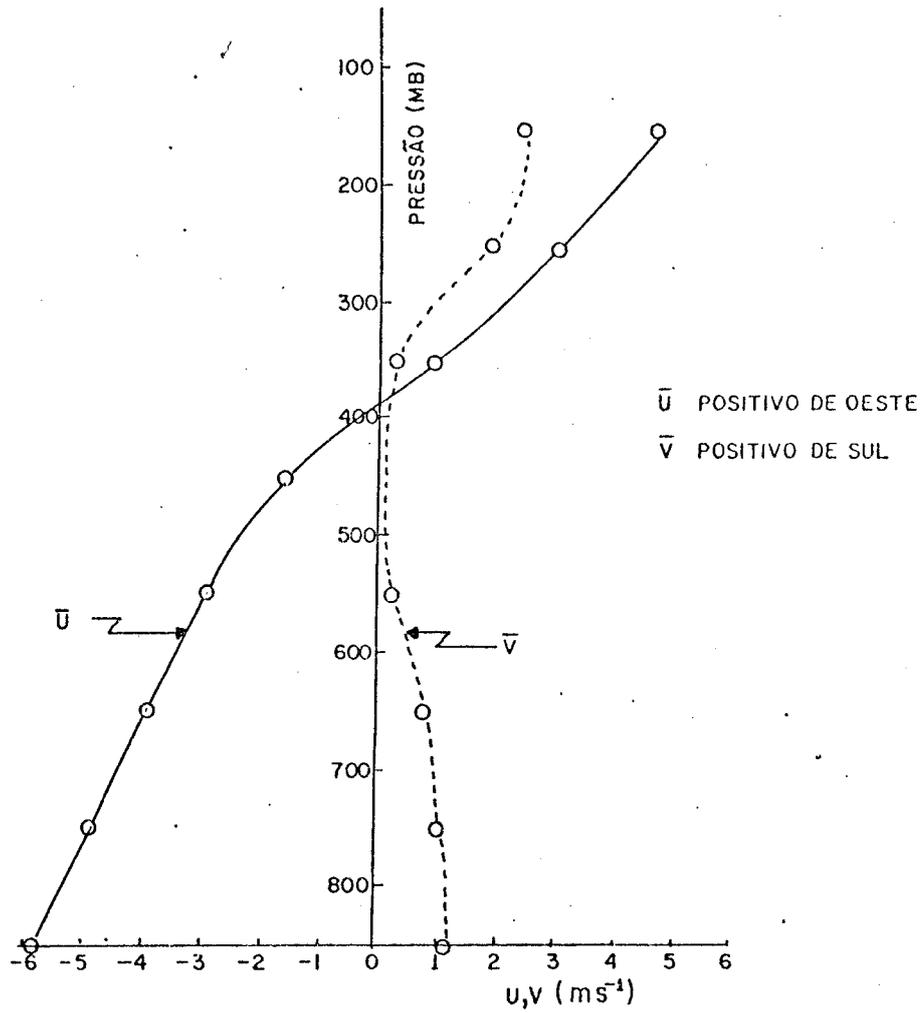


Fig. 6.3 - Perfis verticais médios das componentes zonal (u) e meridional (v) para SON, no período de 1971-1978.

A Figura 6.4 mostra o perfil de velocidade normal, após feito o ajuste de massa. Os valores negativos e positivos indicam escoamento para dentro e para fora do cilindro, respectivamente. Nota-se que no período chuvoso, o escoamento de massa é para dentro nos baixos níveis, desde a superfície até o nível de 500 mb e, para fora, acima desta camada. Isto indica que há uma convergência de massa em baixos níveis e divergência em altos níveis. A Figura 6.4a mostra o perfil da velocidade normal para a estação seca. O resultado é surpreendente pois em vez de apresentar uma situação oposta à da Figura 6.4b, tem-se grande convergência em níveis médios e grande divergência em níveis altos e baixos.

Com o uso destas duas figuras, é possível calcular os valores aproximados da divergência e convergência horizontal média na área, para um determinado nível. Sabe-se que a divergência média, numa área fechada, tal como o círculo da seção reta do cilindro do Nordeste, é dada por: $\overline{\nabla \cdot \underline{V}} = (S/A)V_n$, onde S é comprimento da circunferência, A é a área do círculo, e V_n é a velocidade normal. No caso presente $S = 3,77 \times 10^3$ km, $A = 11,31 \times 10^5$ km²; logo $S/A = 3,33 \times 10^{-6}$ m⁻¹. A Tabela 6.1 fornece valores da divergência (+) e/ou convergência (-) para alguns níveis, calculados segundo este critério.

A convergência horizontal está associada à importação de massa e a divergência à exportação, ou seja, ao fluxo lateral de massa. A Tabela 6.2 mostra este fluxo, calculado pela Equação 6.26.

Devido ao ajuste de massa que foi feito, o balanço de massa é satisfeito para ambas as estações. O que difere em termos quantitativos é que, na estação chuvosa, o fluxo total de massa envolvida é cerca de 50% maior que na estação seca.

A velocidade vertical pode ser calculada, aproximadamente, pela equação da continuidade na forma: $\omega^2 = -\nabla \cdot \underline{V} \times \Delta p + \omega_1$, onde ω_1 e ω_2 são os valores da velocidade normal nos níveis 1 e 2 respectivamente, a partir da superfície. A Tabela 6.1 mostra os valores calculados segundo esta expressão. Nota-se que em MAM a velocidade vertical ($\omega = dp/dt$) é negativa

tiva em toda troposfera, isto \bar{e} , o movimento \bar{e} ascendente. Por outro lado, em SON hã subsidência abaixo de 600 mb e ascensão acima deste nível.

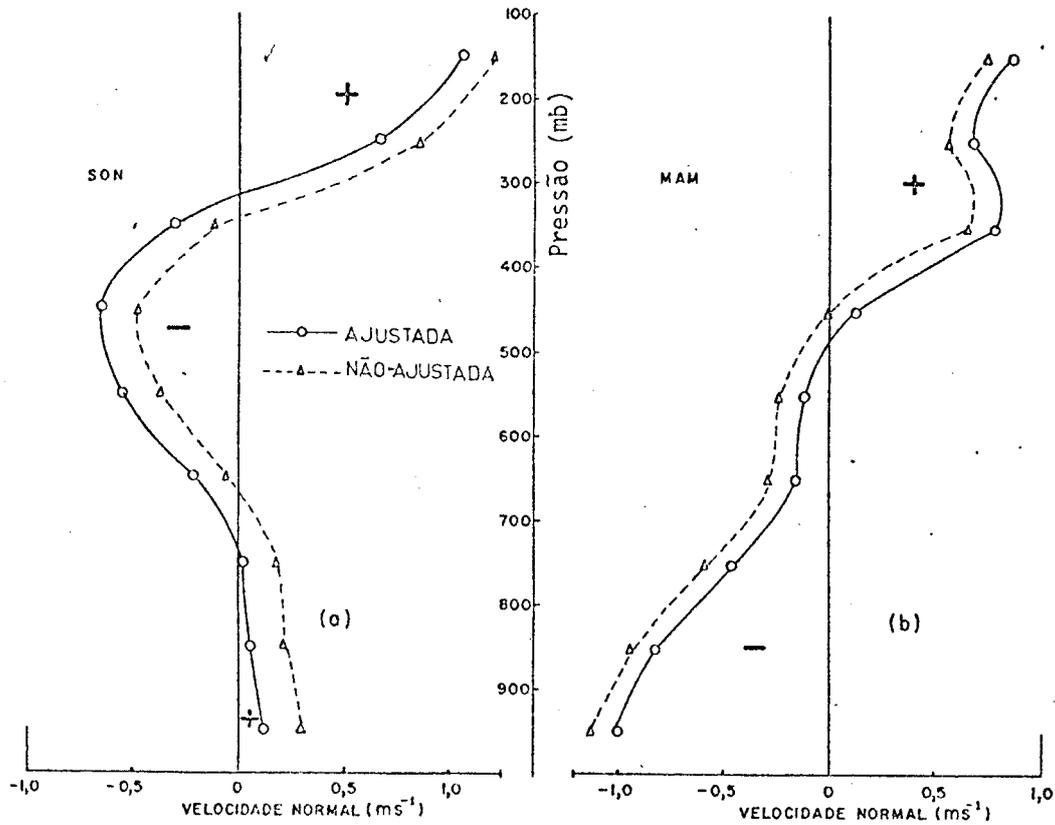


Fig. 6.4 - Perfis verticais da componente normal \bar{m} da velocidade do vento de MAM e SON, período de 1971 a 1978.

TABELA 6.1

DIVERGÊNCIA HORIZONTAL MÉDIA NA ÁREA ($\overline{\nabla \cdot V}$) E VELOCIDADE VERTICAL (ω)
CALCULADAS PARA O CILINDRO DO NORDESTE, PARA AS ESTAÇÕES
CHUVOSA (MAM) E SECA (SON)

PRESSÃO (mb)	MAM		SON	
	DIV	ω	DIV	ω
Sup		0		0
900	- 3,4	- 3,4	0,4	0,4
800	- 2,7	- 6,1	0,2	0,6
700	- 1,5	- 7,6	0,1	0,7
600	- 0,5	- 8,2	- 0,7	- 0,0
500	- 0,4	- 8,6	- 1,8	- 1,9
400	0,8	- 7,7	- 2,2	- 4,0
300	2,6	5,1	- 1,0	- 5,0
200	2,3	- 2,9	1,5	- 3,5
100	2,9	0,0	3,5	0,0

Unidades: DIV (10^{-6} s^{-1}); ω ($10^{-4} \text{ mb s}^{-1}$)

TABELA 6.2

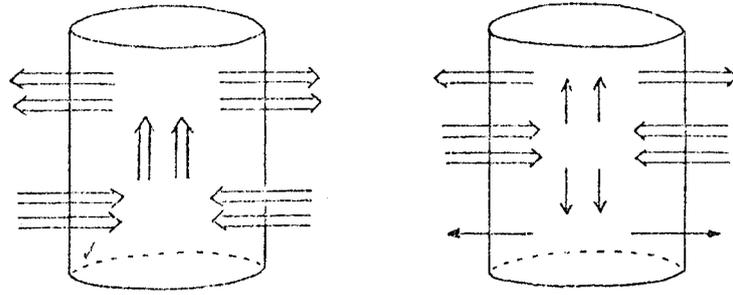
FLUXO LATERAL DE MASSA E VELOCIDADE NORMAL CALCULADOS PARA O CILINDRO DO NORDESTE, PARA AS ESTAÇÕES CHUVOSA E SECA

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MAM		SON	
	FLM	V _n	FLM	V _n
Sup - 900	- 38,8	- 1,01	4,5	0,12
900 - 800	- 31,5	- 0,82	2,2	0,06
800 - 700	- 17,8	- 0,46	0,8	0,02
700 - 600	- 6,3	- 0,16	- 8,0	- 0,21
600 - 500	- 4,6	- 0,12	- 21,2	- 0,55
500 - 400	8,9	0,25	- 25,0	- 0,65
400 - 300	30,2	0,78	- 12,0	- 0,31
300 - 200	26,3	0,68	17,7	0,46
200 - 100	33,6	0,87	41,0	1,06
Importação	99,0		66,2	
Exportação	99,0		66,2	
Saldo	0,0		0,0	

Unidades: FLM (10^8 kg s^{-1}); V_n (m s^{-1})

Com os resultados da Tabela 6.2, tentou-se idealizar modelos simples para representar os fluxos de massa através do cilindro do Nordeste, para as estações seca e chuvosa. A Figura 6.5 mostra esboços destes modelos. Segundo os modelos, na estação chuvosa (MAM) tem-se convergência de massa em baixos níveis e divergência em altos níveis, como já se disse anteriormente. Para que haja continuidade de massa, isto deve ser acompanhado de movimento vertical ascendente em níveis médios, como mostra a Figura 6.5a. Por outro lado, a Figura 6.5b, mostra o modelo para a estação seca (SON). Segundo o modelo, tem-se convergência em níveis médios associada a movimentos verticais ascendente e descendente, com divergência em baixos e altos níveis. A configuração mostrada em (a) é consistente com o modelo de duas camadas que está associado à convergência horizontal em superfície, em larga escala, forçando o movimento vertical ascendente, e, portanto, estabelecendo as condições físicas necessárias para a formação de nuvens e possíveis precipitações, caso haja condições propícias em termos de suprimento de vapor d'água. A configuração mostrada na Figura 6.6b assemelha-se a um modelo de três camadas. A convergência em níveis médios, entre 700 e 300 mb (ver também 6.2), é o fator preponderante no mecanismo inibidor da precipitação, pois o ar é forçado a descer e divergir em superfície (Tabela 6.1). O movimento ascendente, a partir dos níveis médios, poderia acarretar a condensação, mas a escassez de vapor d'água (Figura 6.1) não permite que isto aconteça.

Com o fim de determinar uma possível associação da divergência e/ou convergência com as circulações ciclônica e anticiclônica, determinou-se a componente tangencial da velocidade do vento em torno da superfície lateral do cilindro, conforme explicado no Capítulo 5. A Figura 6.6, mostra o perfil médio da velocidade tangencial para ambas as estações. Os valores negativos denotam circulação ciclônica e os positivos, circulação anticiclônica. No caso da estação chuvosa, Figura 6.6b nota-se a circulação ciclônica em baixos níveis associada com a convergência, e a circulação anticiclônica em altos níveis associada com a divergência. A Figura 6.6a mostra o perfil da componente tangencial para a estação seca. Nota-se circulação anticiclônica em todos os níveis desde a superfície até 100 mb. Isto mostra que a estação seca não apresenta condições favoráveis à concorrência de instabilidade.



(a) ESTAÇÃO CHUVOSA-MAM

(b) ESTAÇÃO SECA - SON

Fig. 6.5 - Modelo simplificado do fluxo de massa para o cilindro do Nordeste.

- (a) estação chuvosa - MAM;
- (b) estação seca - SON.

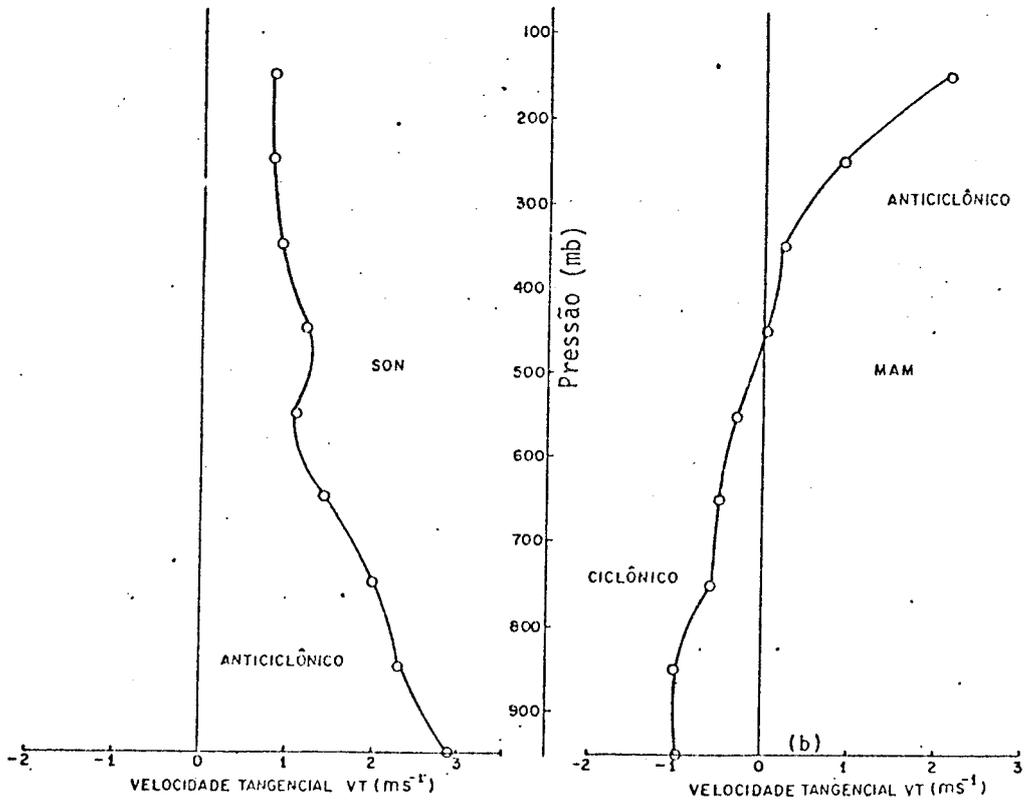


Fig. 6.6 - Perfis verticais médios da componente meridional da velocidade do vento.

- (a) MAM, (b) SON.

6.2 - FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA

Usando-se a Equação 4.14, determinou-se o fluxo horizontal de vapor d'água para o cilindro do Nordeste, para a estação seca e para a estação chuvosa, cujos resultados podem ser vistos na Tabela 6.3. Esta tabela mostra valores calculados desde a superfície até a altura correspondente ao nível de 300 mb e se referem ao movimento médio, aos desvios espaciais e ao total. Segundo estes resultados, os movimentos médios são os grandes responsáveis pela importação e exportação durante a estação chuvosa, ocorrendo o contrário na estação seca, isto é, os desvios espaciais são mais importantes durante a estação seca. O fluxo total de vapor mostra claramente que, durante a estação chuvosa, há uma importação de vapor em baixos níveis e exportação em altos níveis, ocorrendo o contrário na estação seca (Figura 6.7). Nota-se que, no balanço total para toda a atmosfera (superfície - 300 mb), o saldo de vapor importado durante a estação chuvosa é mais que o dobro daquele que ocorre na estação seca, muito embora os valores de umidade específica entre as duas estações sejam praticamente idênticos. Este é um indício de que a simples presença do vapor d'água na troposfera não representa fator de grande relevância para os mecanismos produtores ou inibidores de precipitação naquela região. O mais importante parece ser o saldo de vapor d'água importado.

Procurando-se interpretar a distribuição espacial do fluxo de vapor d'água através do cilindro do Nordeste, elaboraram-se os esquemas esboçados na Figura 6.8, onde as setas indicam a direção e a magnitude do fluxo. Vê-se que as regiões de importação e exportação são praticamente as mesmas, com importação se processando principalmente no lado Leste e a exportação do lado Oeste.

TABELA 6.3

FLUXO HORIZONTAL DE VAPOR D'ÁGUA ESTIMADO PARA O CILINDRO DO
NORDESTE, MAM E SON, NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup - 900	- 51,9	+ 5,5	- 5,1	- 3,2	- 57,0	+ 2,3
900 - 800	- 31,8	+ 1,8	+ 5,3	+ 5,2	- 26,5	+ 7,0
800 - 700	- 9,8	+ 0,2	+ 7,7	+ 8,3	- 2,1	+ 8,5
700 - 600	- 2,2	- 2,6	+ 5,7	+ 5,5	+ 3,5	+ 2,9
600 - 500	- 0,8	- 3,5	+ 4,3	+ 2,1	+ 3,5	- 1,4
500 - 400	+ 0,8	- 1,7	+ 1,4	+ 0,5	+ 2,2	- 1,2
400 - 300	+ 0,6	- 0,3	+ 0,1	- 0,0	+ 0,7	- 0,3
Importação	- 96,5	- 8,1	- 5,1	- 3,2	- 85,6	- 2,9
Exportação	+ 1,4	+ 7,5	+ 24,5	+ 21,6	+ 9,9	+ 20,7
Saldo	95,1	- 0,6	+ 19,4	+ 18,4	+ 75,7	+ 17,8

Unidade: $10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

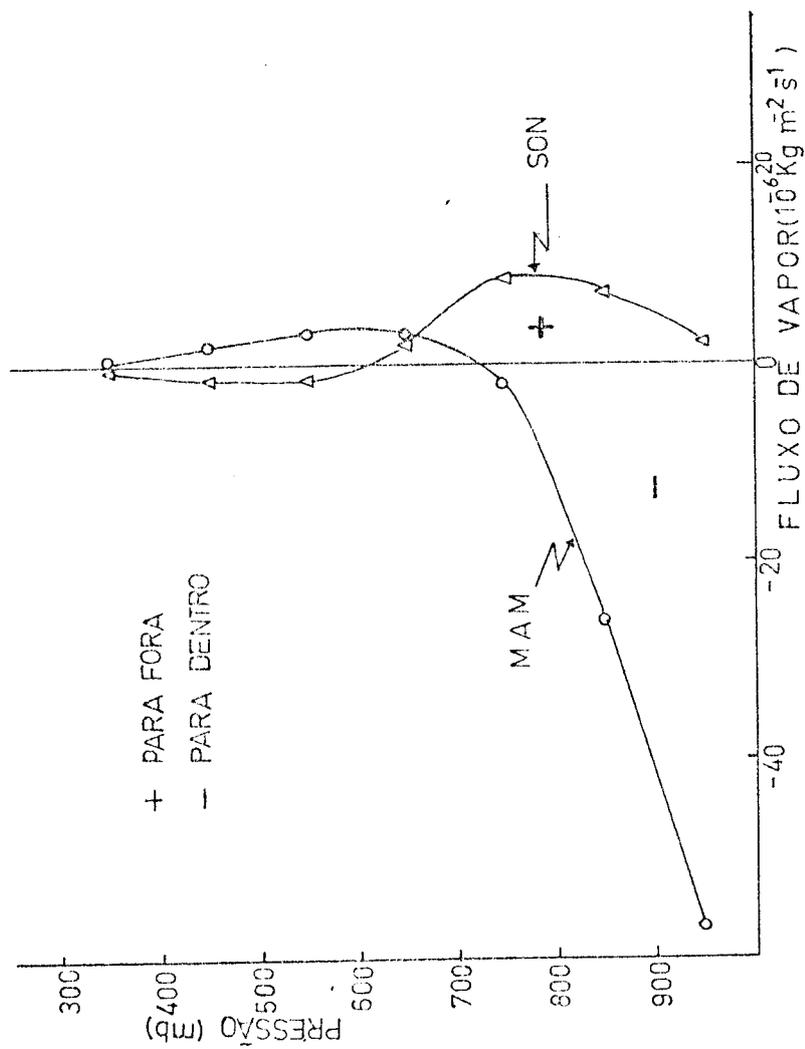


Fig. 6.7 - Perfis verticais do fluxo de vapor para MAM e SON no período de 1971-1978.

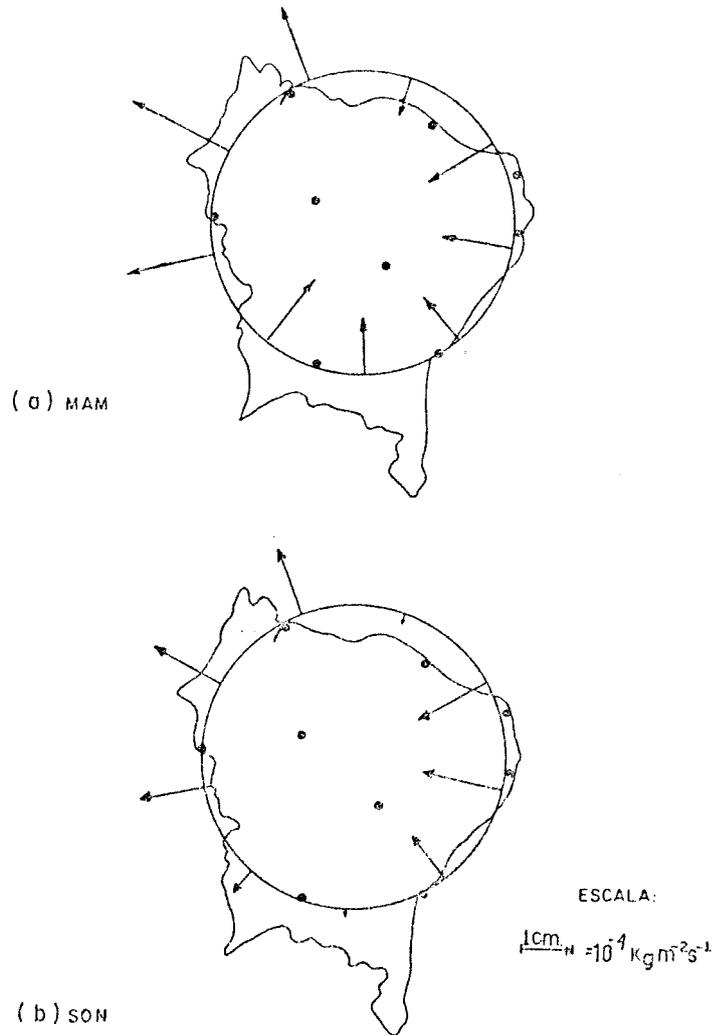


Fig. 6.8 - Fluxo de vapor perpendicular à superfície lateral do cilindro na camada 900/800 mb.

- (a) estação chuvosa, (b) estação seca.

O que difere essencialmente é que, nas partes norte e sul, há importação durante a estação chuvosa enquanto na estação seca o fluxo é praticamente desprezível. Isto leva a crer que deva existir mecanismos forçantes nas partes norte e sul promovendo condições favoráveis à precipitação. O fluxo do sul pode estar associado com as penetrações de massas de ar procedentes do sul do Continente, conforme sugerido por Sampaio Ferraz (1925, 1929), Ratisbona (1976) e Kousky (1979).

6.3 - ENERGIA ESTÁTICA

A energia estática úmida ($C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$) e a energia estática seca ($C_p \bar{T} + g\bar{z}$) foram calculadas para ambas as estações e os resultados podem ser vistos nas Tabelas 6.4 e 6.5 e, na Figura 6.9. Os perfis desta figura estão coerentes com os obtidos por outros pesquisadores para diferentes pontos da região equatorial, tais como Hastenrath (1966b), Anjaneyulu (1969) e Riehl (1979), o último mostrado na Figura 6.9. A energia estática seca cresce quase linearmente com a altura através da troposfera até as vizinhanças da tropopausa. Com a introdução da energia devida ao calor latente, o perfil é modificado, apresentando um mínimo na média troposfera, com valores altos acima e abaixo. Na alta troposfera, em torno de 150 mb, o perfil assume valores superiores aos da superfície.

O fato de ($C_p \bar{T} + g\bar{z}$) crescer com a altura significa que uma subsidência acarreta um ganho de energia estática seca, e um movimento vertical ascendente implica uma perda desta energia dentro da coluna atmosférica. Pode-se mostrar que a energia estática seca está relacionada com a temperatura potencial, pela expressão:

$$\left(\frac{C_p T}{\theta} \right) d\theta = C_p dT + gdz \quad (6.1)$$

e, portanto, o acréscimo da energia estática seca com altura implica

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \quad (6.2)$$

acarretando uma atmosfera estável para processo secos.

TABELA 6.4

ENERGIA ESTÁTICA POR UNIDADE DE MASSA CALCULADA PARA O CILINDRO DO
NORDESTE. MÉDIAS DE MARÇO-ABRIL-MAIO
NO PERÍODO DE 1971-1978

PRESSÃO	$C_p \bar{T}$	$g\bar{z}$	$L\bar{q}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$
Sup-900	294,83	14,19	37,75	309,02	346,76
900-800	289,20	23,52	28,25	312,72	340,97
800-700	283,73	33,81	15,61	317,54	333,15
700-600	276,92	45,31	9,86	322,23	332,09
600-500	268,90	58,35	4,83	327,25	332,08
500-400	257,56	73,45	2,47	331,01	333,48
400-300	242,95	91,42	0,58	334,37	334,95
300-200	232,55	113,71	—	346,26	346,26
200-100	196,46	144,80	—	341,26	341,26

(Unidade: k J. kg⁻¹)

TABELA 6.5

ENERGIA ESTÁTICA POR UNIDADE DE MASSA CALCULADA PARA O CILINDRO DO
NORDESTE. MÉDIAS DE SETEMBRO-OUTUBRO-NOVEMBRO
NO PERÍODO DE 1971-1978

PRESSÃO (db)	$C_p \bar{T}$	$g\bar{z}$	$L\bar{q}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$
Sup-900	298,01	14,17	34,69	312,18	346,87
900-800	291,71	23,48	23,14	315,19	338,33
800-700	285,93	33,75	13,81	319,68	333,49
700-600	279,82	45,20	9,17	325,02	334,19
600-500	272,72	58,22	4,61	330,94	335,55
500-400	263,56	73,31	1,97	336,87	338,84
400-300	251,16	91,23	0,81	342,84	343,65
300-200	235,16	113,56	—	348,72	348,72
200-100	216,51	114,82	—	361,34	361,34

(Unidade: k J. kg⁻¹)

Rossby (1938) mostrou originalmente que a temperatura potencial equivalente (θ_e) está relacionada com a energia estática úmida, pela expressão:

$$\frac{C_p \bar{T}}{\theta_e} \frac{d\theta_e}{dt} = \frac{dt}{dt} (C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}) \quad (6.3)$$

Logo, na ausência de fontes e/ou sumidouros externos de calor, a energia estática úmida deve ser conservada para uma massa de ar que tende

a estabelecer a estrutura adiabática úmida média da atmosfera, através de movimentos verticais (Riehl, 1979). No entanto, o mínimo, que aparece na média troposfera, conflita com este conceito, pois vê-se que, na ausência de alguma fonte de energia, a distribuição não pode ser mantida.

Riehl e Malkus (1958) sugeriram que a energia necessária para a manutenção da distribuição de energia deve ser fornecida pelos cumulos-mimbos que funcionam como "torres quentes" e são abundantes na região tropical.

Na Figura 6.9 pode-se observar que os valores de energia estática seca $C_p T + gz$ obtidos por Riehl são inferiores aos obtidos para o Nordeste em ambas as estações, em praticamente todos os níveis da troposfera. Para a energia estática úmida, os valores de Riehl são inferiores aos obtidos nas duas estações, na baixa e média troposfera e intermediários na alta troposfera.

A partir da Equação 6.3, pode-se mostrar que a variação da energia estática úmida com a altura \bar{z} é relacionada com a temperatura potencial equivalente, pela equação:

$$\frac{C_p T}{\theta_e} \frac{d}{dt} \frac{d\theta_e}{dz} = \frac{d}{dt} \frac{d}{dz} (C_p T + gz + Lq)$$

Portanto, pode-se estabelecer o seguinte critério de instabilidade para um determinado período:

$$\begin{aligned} &> 0 \text{ estável} \\ \frac{d}{dz} (C_p T + gz + Lq) &= 0 \text{ neutro} \\ &< 0 \text{ instável} \end{aligned}$$

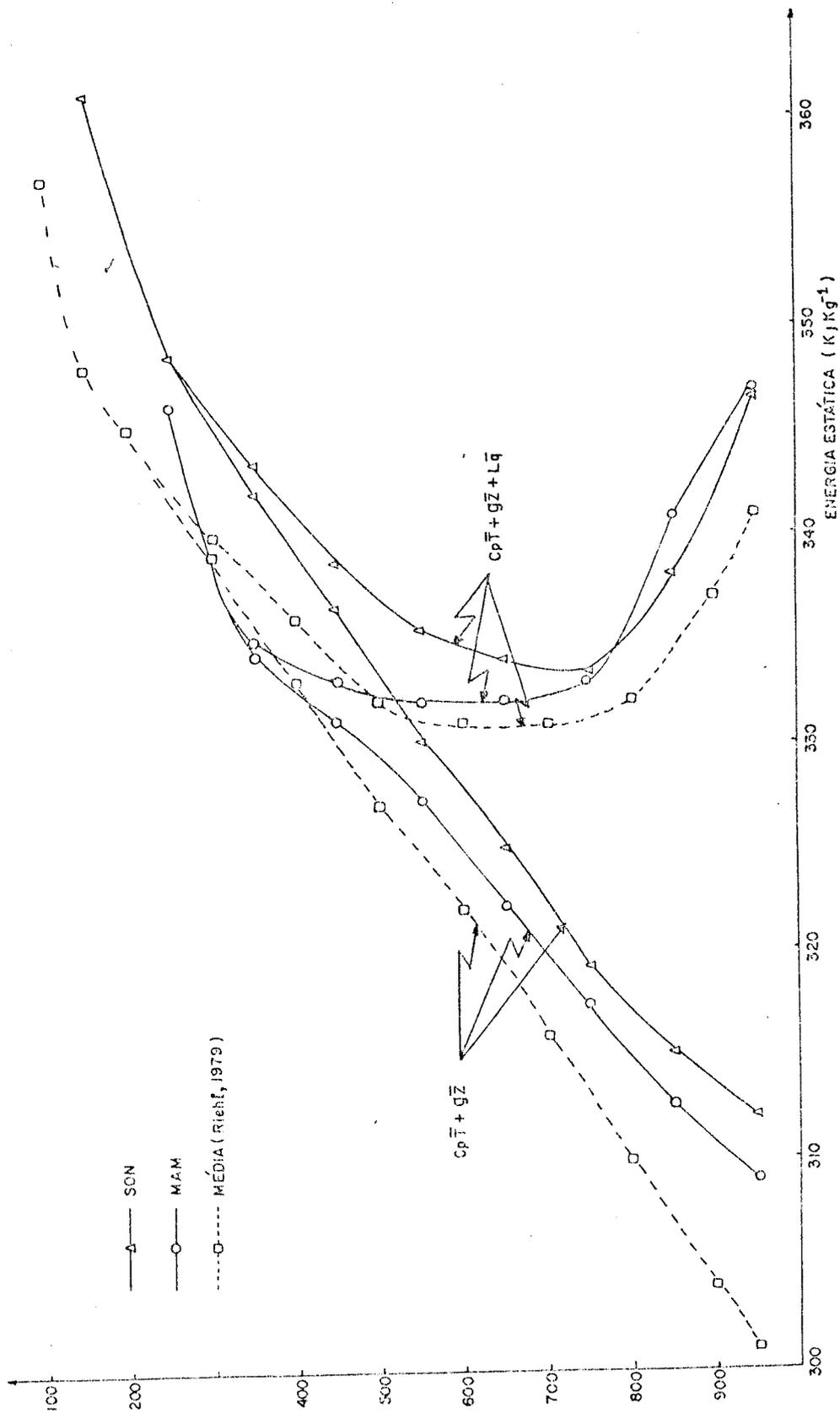


Fig. 6.9 - Energia estática seca e úmida para MAM e SON no período de 1971-1978, comparada com valores de Riehl (1979).

Nestas condições, a Figura 6.9 mostra que, na baixa troposfera, a atmosfera úmida é tão instável na estação chuvosa quanto na estação seca. Por outro lado, entre 750 e 500 mb a estação chuvosa apresenta-se neutra, e acima deste nível é fortemente estável. Entretanto, o perfil de energia estática para a estação seca apresenta-se estável acima de 700 mb.

Comparando-se as curvas de $C_p T + gz + Lq$ para as estações seca e chuvosa, verifica-se que na média troposfera o mínimo para MAM é menos acentuado do que aquele para SON. Isto pode ser devido ao fato de que, durante o período com alguma perturbação, ocorre maior mistura na vertical, diminuindo assim os gradientes verticais de temperatura e umidade.

No entanto, as comparações feitas com os resultados de Riehl, bem como com os de outros pesquisadores, tais como Hastenrath (1976) para as regiões do Caribe e Golfo do México e Anjaneyulu (1969) para o cavado monsonico na Índia, levam a concluir que, do ponto de vista de energia estática, o Nordeste do Brasil não difere muito de outras regiões equatoriais.

6.4 - FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA

Foram calculados fluxos laterais de energia, separadamente energia estática úmida, energia estática seca e calor latente, conforme explicado no Capítulo 6. Todas as formas de energia foram parceladas em média e desvios. As Tabelas 6.6, 6.7 e 6.8 apresentam estes resultados. Como pode ser visto, o movimento médio é o maior responsável pelo fluxo de energia estática seca

$$\iint (C_p T + gz) \bar{V}_n \frac{dp ds}{g}$$

e pelo fluxo de energia estática úmida:

$$\iint (C_p T + gz + Lq) \bar{V}_n \frac{dp ds}{g}$$

No entanto, os fluxos dos desvios espaciais para o calor latente

$$\iint L \overline{q' V_n} \frac{dp ds}{g}$$

são da mesma ordem de grandeza daqueles referentes ao movimento médio, exceção feita para a camada inferior na estação chuvosa.

A Figura 6.10 mostra os fluxos de energia estática úmida para as estações seca e chuvosa, comparando-os com os resultados obtidos por Anjaneyulu (1969) para o cavado monsonico na Índia. O fluxo de energia é proporcional à velocidade normal e, por isso, os perfis apresentam aspectos semelhantes. A estação chuvosa apresenta importação de energia (seca e úmida) nos baixos níveis e exportação nos altos níveis. Já na estação seca, tem-se pequena exportação, em níveis baixos (abaixo de 850 mb), importação em níveis médios e exportação novamente em níveis altos. Os resultados para a estação chuvosa apresentam aspectos semelhantes aos obtidos por Anjaneyulu (1969) para período também chuvoso.

A integração na vertical mostra que há exportação em ambas as estações com valores aproximadamente iguais: $12.76 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$ para estação chuvosa e $11.60 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$ para a estação seca (ver Tabela 6.6). A energia estática seca também é exportada em ambas as estações (Tabela 6.7) mas, na estação chuvosa, é cerca de 5 vezes maior que na estação seca.

Quanto ao fluxo total de calor latente, as situações nas duas estações são opostas, como pode ser visto na Tabela 6.8. Durante a estação chuvosa, há um saldo de importação de $-21,37 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$; durante a estação seca, o saldo é de $5,02 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$, isto significa que a região funciona como um sumidouro de vapor d'água em MAM e como fonte em SON. Este resultado é coerente com aquele referente ao fluxo de vapor, discutido anteriormente, mostrando que o vapor d'água responsável pelas precipitações pluviométricas na área do Nordeste na estação chuvosa procede de fontes externas à região.

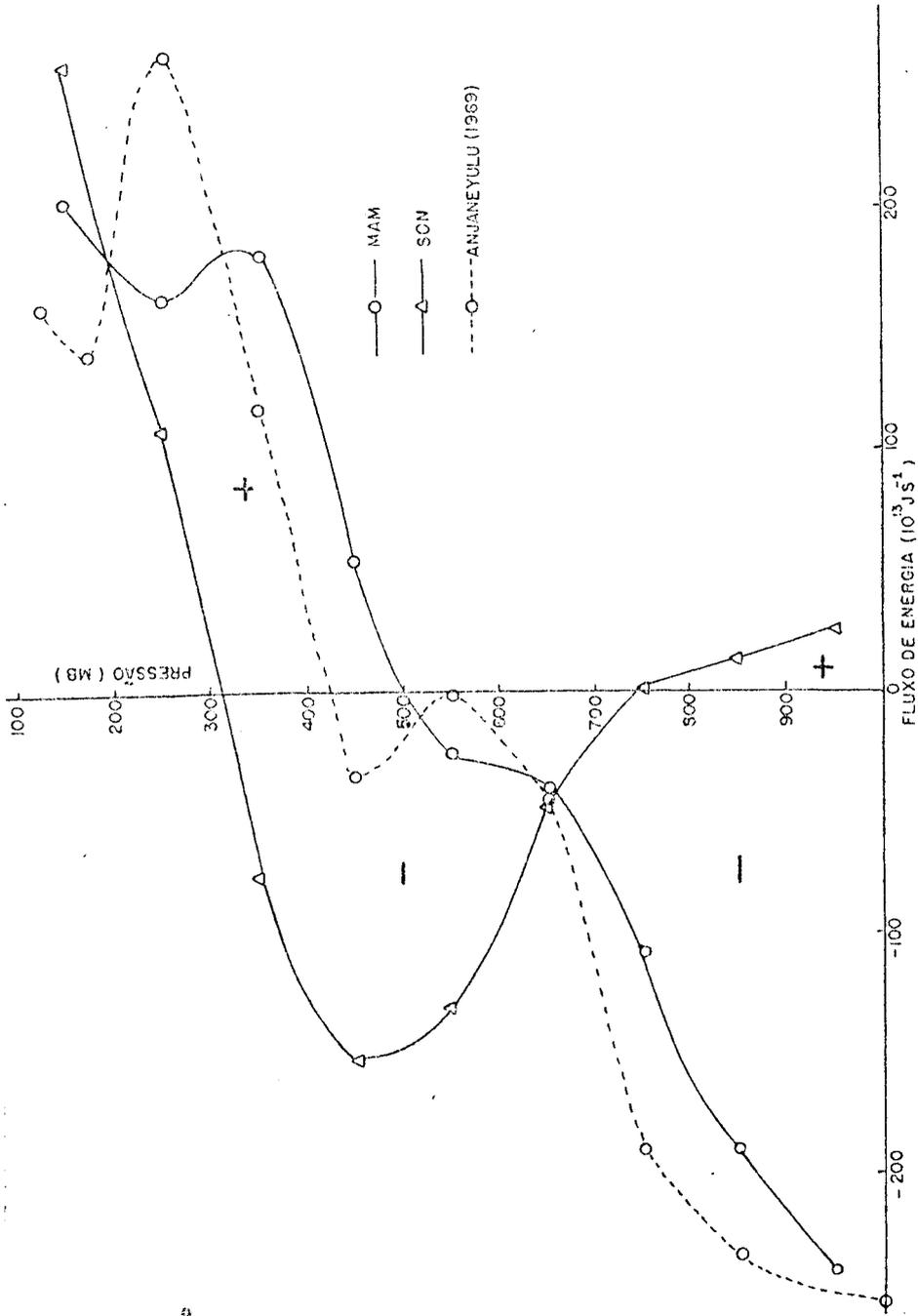


Fig. 6.10 - Fluxo de energia estática úmida para MAM e SON no período de 1971-1978.

TABELA 6.6

FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA ÚMIDA CALCULADA PARA O CILINDRO DO NORDESTE
VALORES MÉDIOS DE MAM E SON NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADAS DA PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	-240,91	+27,89	+1,24	-1,01	-242,15	+26,88
900-800	-193,98	+13,62	+6,72	+2,10	-192,26	+15,72
800-700	-108,31	+2,60	+2,27	+2,54	-106,04	+5,14
700-600	-38,12	-48,92	+1,69	+1,38	-36,43	-47,54
600-500	-27,74	-129,08	+1,26	+0,53	-26,48	-128,55
500-400	+57,96	-153,11	+0,56	+0,17	+58,52	-152,94
400-300	+183,14	-74,51	+0,21	-0,11	+183,35	-74,62
300-200	+162,66	+109,49	-2,82	-1,36	+159,84	+108,13
200-100	+206,09	+260,38	+0,35	-1,00	+206,44	+259,38
IMPORTAÇÃO	-609,06	-405,62	-4,06	-3,48	-603,36	-403,65
EXPORTAÇÃO	+609,85	+413,98	+10,41	+6,73	+608,15	+415,25
SALDO	+0,79	+8,36	+4,00	+3,24	+4,79	+11,60

(Unidade 10^{13} Js^{-1})

TABELA 6.7

FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA SECA CALCULADA PARA O CILINDRO DO NORDESTE
VALORES MÉDIOS DE MAN E SON NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADAS DE PRESSÃO (mb)	MOVIMENTO MÉDIO		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	-226,23	+ 26,33	+ 0,21	-0,11	-226,02	+ 26,22
900-800	-185,00	+ 13,11	+ 0,22	+0,64	-184,78	+ 13,75
800-700	-105,53	+ 2,54	+ 0,08	+0,19	-105,45	+ 2,73
700-600	- 37,50	- 48,18	+ 0,06	-0,16	- 37,44	- 48,34
600-500	- 27,52	-128,11	+ 0,06	-0,05	- 27,46	-128,16
500-400	+ 57,72	-152,62	+ 0,16	0,02	+ 57,88	-152,60
400-300	+189,97	- 74,42	+ 0,18	-0,12	+190,15	- 74,54
300-200	+162,66	+109,49	-2,82	-1,36	+159,84	+108,13
200-100	+206,09	+260,38	+0,35	-1,00	+206,44	+259,38
IMPORTAÇÃO	-581,78	-403,33	-2,82	-2,80	-584,60	-406,13
EXPORTAÇÃO	+616,44	+411,85	+1,32	+0,85	+614,31	+412,70
SALDO	+ 34,66	+ 8,52	-1,50	-1,95	+ 33,16	+ 6,57

(Unidade: 10^{13} J s⁻¹)

TABELA 6.8

FLUXO LATERAL DE CALOR LATENTE CALCULADO PARA O CILINDRO DO NORDESTE.
VALORES MÉDIOS DE MAM E SON NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADAS DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	-14,68	+1,56	+1,45	-0,90	-16,13	+0,66
900-800	- 8,99	+0,51	+1,50	+1,46	- 7,49	+ 1,97
800-700	- 2,78	+0,06	+2,19	+2,35	- 0,59	+ 2,41
700-600	- 0,62	-0,74	+1,62	+1,54	+ 1,00	+ 0,80
600-500	- 0,22	-0,98	+1,21	+0,59	+ 0,99	-0,39
500-400	+ 0,24	-0,49	+0,40	+0,15	+ 0,64	-0,34
400-300	+ 0,18	-0,10	+0,03	+0,01	+ 0,21	-0,09
300-200	—	—	—	—	—	—
200-100	—	—	—	—	—	—
IMPORTAÇÃO	-27,29	-2,31	-1,45	-0,90	-24,21	-0,82
EXPORTAÇÃO	+ 0,42	+2,13	+6,95	+6,10	+21,84	+5,84
SALDO	-26,87	-0,18	+5,50	+5,20	-21,37	+5,02

(Unidade: 10^3 J s^{-1})

6.5 - ENERGIA CINÉTICA

A energia cinética \bar{e} é cerca de 3 ordens de grandeza menor que a energia estática; por isso foi calculada separadamente.

O balanço de energia cinética expresso pela Equação 4.34 pode ser resumido pela expressão:

$$K_F - K_p - K_D = 0 \quad (6.4)$$

onde K_F é o fluxo lateral de energia cinética (divergência ou convergência), podendo ser fonte ou sumidouro; K_p é a produção de energia cinética (fonte ou sumidouro); e K_D é a dissipação devida ao atrito superficial e ao atrito interno (sumidouro).

Cada termo da Equação 6.4 foi calculado separadamente. O fluxo de energia cinética, devido ao movimento médio e aos distúrbios espaciais, é mostrado na Tabela 6.9. A estação chuvosa mostra-se como importadora de energia cinética ($-14.72 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$), havendo uma grande importação na baixa troposfera, entre a superfície e 500 mb ($-20.85 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$) e uma pequena exportação em altos níveis ($+6.13 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$). Os movimentos médios são os grande responsáveis pela importação de energia cinética em baixos níveis, sendo que os desvios espaciais apresentaram-se com valores relativamente pequenos. Entretanto, a estação seca apresenta-se como exportadora de energia cinética ($6,98 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$), sendo os níveis baixos e altos os responsáveis por este fluxo. Há pequena importação nos níveis médios, entre 700 e 400 mb. Como se pode notar o fluxo de energia cinética, posto em jogo durante a estação chuvosa, é bem maior do que aquele da estação seca, sendo que a contribuição dos desvios espaciais durante a estação seca é aproximadamente da mesma ordem de grandeza daquela referente ao movimento médio.

Especulando-se sobre estas diferenças básicas, pode-se dizer que os movimentos médios, em baixos níveis (superfície a 700 mb), podem ser os responsáveis pela importação de energia cinética que estaria conectada à estação chuvosa.

TABELA 6.9

FLUXO LATERAL DE ENERGIA CINÉTICA CALCULADO PARA O CILINDRO DO NORDESTE.
VALORES MÉDIOS DE MAM E SON NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	+10,82	+1,25	-2,34	+1,22	-13,16	+2,47
900-800	-6,76	+0,49	+0,59	-0,91	- 6,17	-0,42
800-700	-2,93	+0,07	+1,49	+1,77	- 1,44	+1,84
700-600	-0,83	-0,81	+1,67	+0,89	+ 0,84	+0,08
600-500	-0,49	-1,19	+0,41	-1,28	- 0,08	-2,47
500-400	+0,54	-0,81	-0,07	-0,56	+ 0,47	-1,37
400-300	+0,72	-0,30	-0,01	+0,20	+ 0,71	-0,10
300-200	+2,01	+1,11	-1,49	-0,06	+ 0,52	+1,05
200-100	+3,57	+6,87	+0,02	-0,97	+ 3,59	+5,90
IMPORTAÇÃO	-21,83	-3,11	-3,77	-3,91	-20,85	-4,36
EXPORTAÇÃO	+ 6,84	+9,79	+4,18	+4,08	+ 6,13	+11,34
SALDO	-14,99	+6,68	+0,27	+0,30	-14,72	+6,98

(Unidade: 10^{10} J s^{-1})

A Tabela 6.10 mostra a produção de energia para ambas as estações, as quais se apresentam como fontes de energia cinética. Aqui a estação seca revelou-se bem mais efetiva como fonte de energia cinética em altos níveis (500 a 100 mb), principalmente devido aos desvios espaciais, sendo $60,5 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$ na estação seca contra apenas $26,5 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$ na estação chuvosa. Com base nestes resultados, pode-se dizer que é possível que os desvios espaciais em altos níveis sejam os principais responsáveis por mudanças relevantes na produção de

energia cinética durante as estações seca e chuvosa. No entanto, deve se levar em conta que estes resultados têm que ser considerados à luz dos possíveis erros nas medidas da direção e velocidade do vento, os quais acarretam erros razoáveis na velocidade normal, principalmente em altos níveis, como pode ser visto pela Figura A.1. Cabe salientar que o termo que envolve a divergência média na área, que aparece na Equação 4.22 foi calculado separadamente e o resultado mostrou que é cerca de 3 ordens de grandeza menor que os demais termos da equação, portanto, pode ser desprezado no presente estudo.

A dissipação de energia cinética foi determinada usando-se os dados de vento à superfície, referentes a 26 estações, distribuídas do modo mais ou menos uniforme dentro da área.

Foram usados as seguintes constantes para resolução da Equação 4.60.

$$A = 11,31 \times 10^{11} \text{ m}^2, \quad \rho = 1,2 \text{ kg m}^{-3}, \quad k = 5 \times 10^{-3}.$$

O último valor segue sugestão de Anjaneyulu (1971). A Tabela 6.11 mostra os resultados da dissipação de energia cinética para ambas as estações.

Nota-se que a dissipação durante a estação seca é quase 3 vezes maior que para a estação chuvosa. Isto está coerente, pois a dissipação é proporcional ao cubo da velocidade e, na estação seca, os módulos das velocidades do vento foram superiores aos da estação chuvosa.

TABELA 6.10

PRODUÇÃO DE ENERGIA CINÉTICA. VALORES MÉDIOS DE MAN E SON
NO PERÍODO DE 1971-1978

CAMADAS DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	+3,04	- 3,85	- 6,12	+ 7,69	- 3,08	+ 3,84
900-800	+2,52	- 5,39	- 7,11	+ 7,28	- 4,59	+ 1,89
800-700	+0,18	- 4,23	- 5,85	+ 6,26	- 5,67	+ 2,03
700-600	+0,62	- 3,85	- 4,03	+ 6,29	- 3,41	+ 2,44
600-500	+0,28	- 5,00	- 2,75	+ 4,90	- 2,47	- 0,10
500-400	+0,96	- 5,77	- 0,80	+ 3,56	- 1,76	- 2,21
400-300	-2,10	- 3,08	- 3,02	- 1,21	- 5,12	- 4,29
300-200	-2,89	+ 1,54	- 2,90	-18,41	- 5,79	-16,87
200-100	-4,02	+15,09	+ 9,40	+62,35	+ 5,38	-47,26
DESTRUIÇÃO	+6,64	-16,62	+9,40	+35,98	+ 5,38	+10,20
PRODUÇÃO	-9,97	-31,17	-32,58	-81,97	-31,89	-70,73
SALDO	-3,33	-14,55	-23,18	-45,99	-26,51	-60,53

(Unidade: 10^{10} J s^{-1})

(Negativo significa produção)

TABELA 6.11

DISSIPAÇÃO DE ENERGIA CINÉTICA CALCULADA PARA O CILINDRO DO
NORDESTE (K_D) E VELOCIDADE MÉDIA DO VENTO
À SUPERFÍCIE (V_0)

ESTAÇÃO	V_0 ($m\ s^{-1}$)	K_D ($10^{10}\ J\ s^{-1}$)
MAM	2,25	15,44
SON	3,18	43,99

Foi verificado o balanço entre os termos calculados para ambas as estações. A Tabela 6.12 mostra estes resultados, e verifica-se que não há balanço em ambos os casos. Na realidade é difícil encontrar balanço quando se trabalha com dados médios (Anjaneyulu, 1971). Trabalhando-se com dados diários, poder-se-ia considerar a contribuição dos distúrbios temporais, o que certamente melhoraria os resultados. No entanto, no momento de realização deste trabalho não se dispunha de dados desta natureza, suficientes para proceder à aplicação do modelo aqui discutido. Além disso, pode haver erros na velocidade do vento, devido a várias causas, que são discutidas no Apêndice A.

Contudo, levando-se em conta as limitações aqui discutidas, pode-se concluir esta capítulo evidenciando-se os seguintes resultados principais:

- 1) Os mecanismos de convergência e divergência de vapor d'água na troposfera, exercem um papel relevante na caracterização das estações seca e chuvosa na Região NEB.
- 2) Nas partes norte e sul da região ocorrem as maiores diferenças entre as duas estações, em termos de exportação e importação de vapor d'água.

- 3) Não foram detectadas diferenças significantes na estrutura média de energia estática entre o NEB e outras regiões equatoriais, para ambas as estações.
- 4) A exportação de energia estática úmida em toda troposfera apresenta valores aproximadamente iguais em ambas estações.
- 5) A região se comportou como fonte de calor latente na estação seca e como sumidouro na estação chuvosa.
- 6) A estimativa da dissipação de energia cinética na estação seca é quase 3 vezes maior que na estação chuvosa.
- 7) Não foi encontrado o balanço de energia cinética, e a região se mostrou como fonte de energia cinética em ambas as estações.

TABELA 6.12

BALANÇO DE ENERGIA CINÉTICA NO CILINDRO DO NORDESTE PARA
MAM E SON NO PERÍODO DE 1971-1978

PROCESSO	F O N T E S		SUMIDOUROS	
	MAM	SON	MAI	SON
PRODUÇÃO	26,51	60,53		
DIVERGÊNCIA	14,72			6,98
DISSIPACÃO			15,44	43,99
BALANÇO	25,79	9,56		

CAPÍTULO 7

ANÁLISE DE ENERGÉTICA E DO FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA PARA UM ANO SECO E UM ANO CHUVOSO

7.1 - GENERALIDADES

Neste capítulo pretende-se discutir as diferenças fundamentais das características energéticas e de fluxo de vapor entre a estação chuvosa de um ano úmido (1974) e a de um ano seco (1976), os quais foram escolhidos de acordo com os critérios mostrados no Capítulo 2.

Os perfis médios (ao longo da periferia do cilindro) de temperatura (Figura 7.1) para os anos seco e ano chuvoso mostram que há uma diferença muito pequena entre estas diferenças podem ser observados na Tabela 7.1. Nota-se que a diferença é em torno de 1°C em níveis baixos e de menos de 1°C entre 500 e 200 mb, apresentando uma diferença razoável apenas em níveis bem altos. Este resultado é semelhante aquele obtido para a média da estação seca e da estação chuvosa. O ano de 1976 apresentou temperaturas sistematicamente superiores ao ano de 1974.

A Figura 7.2 e a Tabela 7.1 mostram as diferenças entre os perfis médios de umidade específica para ambos os anos. Vê-se claramente que, para o ano chuvoso, tem-se sempre mais umidade presente na atmosfera em todos os níveis. Esta estrutura não difere daquela apresentada para médias das estações seca e chuvosa, conforme visto no Capítulo anterior.

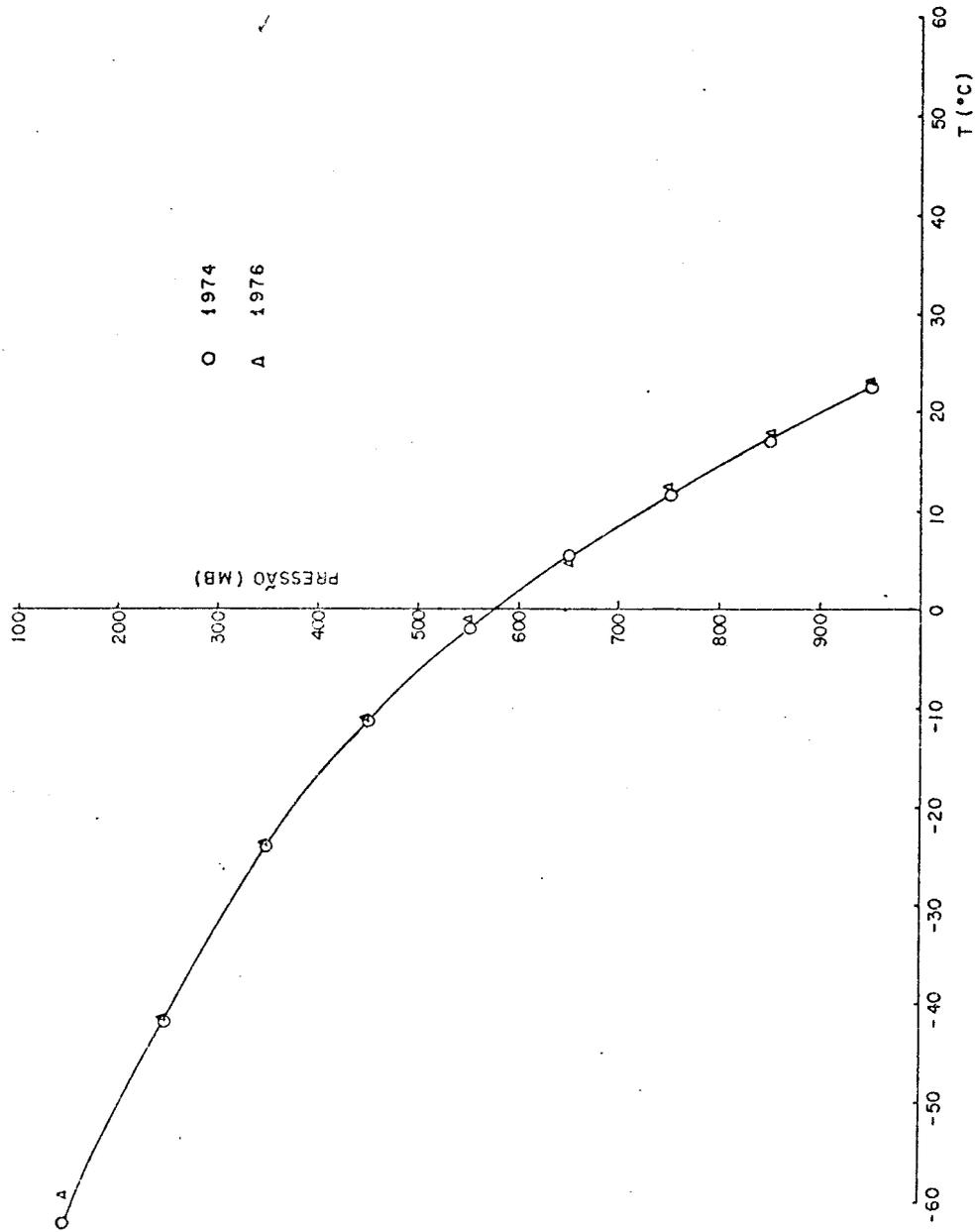


Fig. 7.1 - Perfil vertical de temperatura média da MAM para 1974 e 1976.

TABELA 7.1

TEMPERATURA E UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA
DE MAM PARA 1974 e 1976

CAMADAS DE PRESSÃO	TEMPERATURA (°C)			UMIDADE ESPECÍFICA (gKg ⁻¹)		
	1974	1976	ΔT	1974	1976	Δq
Sup-900	22,3	23,3	1,0	15,7	15,2	-0,5
900-800	16,7	17,9	1,2	11,3	10,3	-1,0
800-700	11,3	12,3	1,0	7,9	6,2	-1,7
700-600	5,2	4,8	-0,4	6,1	4,2	-1,9
600-500	- 2,1	- 1,2	0,9	3,9	2,3	-1,6
500-400	-11,5	-10,9	0,6	2,1	1,1	-1,0
400-300	-24,2	-23,6	0,6	0,9	0,5	-0,4
300-200	-41,8	-41,7	0,1	—	—	—
200-100	-62,6	-59,5	3,1	—	—	—

$$\Delta = T_{76} - T_{74}; \Delta q = q_{76} - q_{74}$$

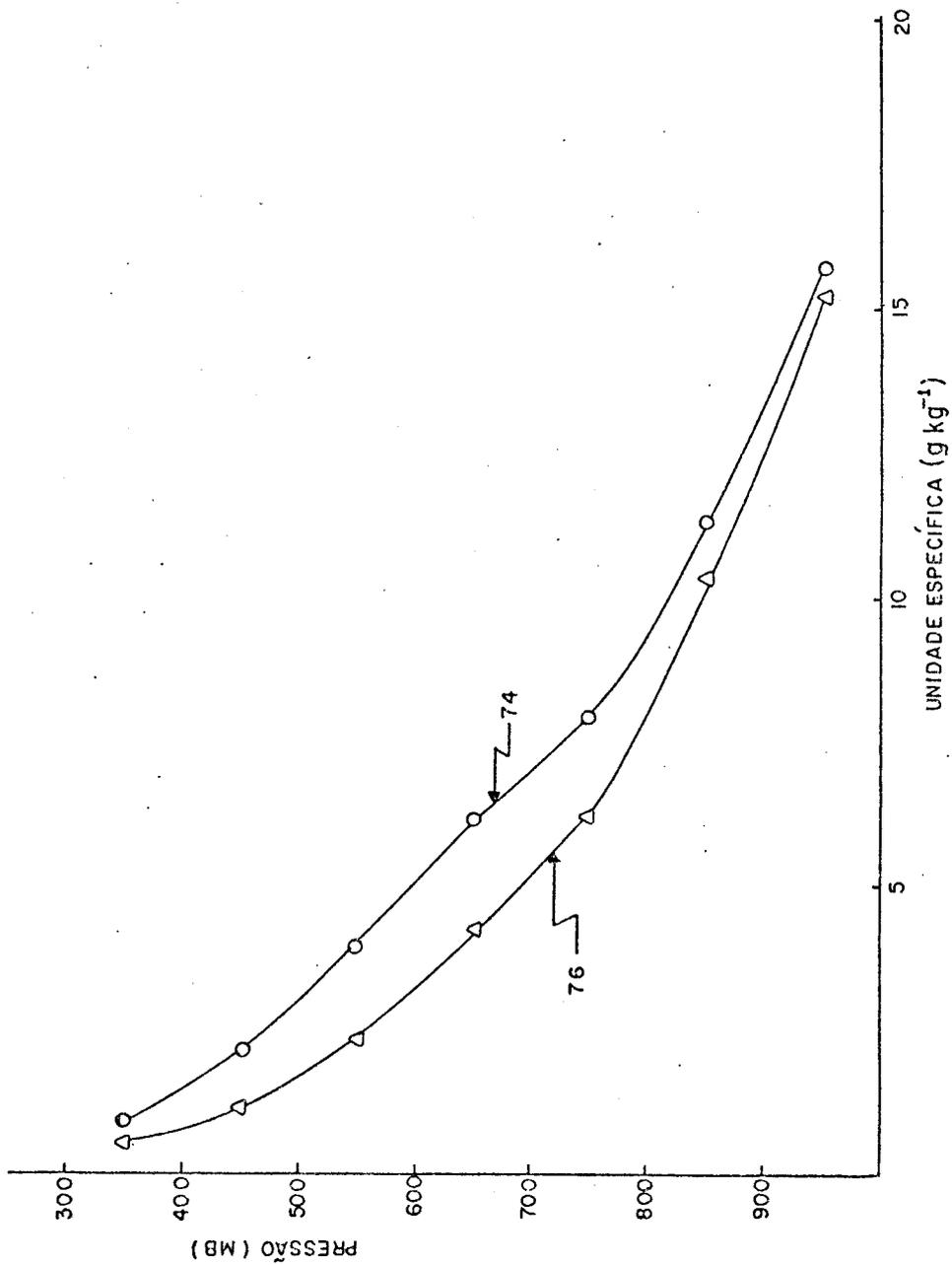


Fig. 7.2 - Perfil vertical de umidade específica média de MAM para 1974 e 1976.

O primeiro resultado mostra que o simples perfil vertical médio de temperatura não é um índice indicativo para se estudar as diferenças entre um período chuvoso e um seco. Pode-se levantar a hipótese de que flutuações na escala temporal possam dar indicações acerca da *instabilidade na vertical* e sua *associação com períodos chuvosos*. No entanto, os dados disponíveis para o presente trabalho não permitiram este detalhamento, pois se trabalha com médias mensais. O segundo resultado mostra que o perfil de unidade específica dá uma indicação relevante para caracterizar um período seco e outro chuvoso.

Os perfis de velocidade normal são mostrados na Figura 7.3 para ambos os anos. Repete-se aqui estruturas idênticas aquelas observadas para as médias das estações seca e chuvosa. Pode-se associar novamente o perfil observado com o fluxo de massa (Tabela 7.2). Com a ajuda dos perfis e com uso da mesma técnica descrita na Seção 6.1 pode-se calcular a divergência média na área. Em 650 mb encontra-se a convergência máxima para o ano chuvoso com cerca de $-1,4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, e em 150 mb a divergência máxima é aproximadamente igual a $2,3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Para o ano de 1976 tem-se convergência em níveis médios, e a máxima ocorre em torno de 450 mb com cerca de $-2,20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. A divergência ocorrem em níveis baixos e altos, com um máximo de 750 mb com aproximadamente $+1,80 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ e outro em 150 mb, com cerca de $+2,3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Coerentemente com os resultados do capítulo anterior, pode-se confrontar a estação com o ano chuvoso; portanto, o modelo simples esboçado na Figura 7.5a é representativo também deste último. Da mesma forma, a Figura 7.5b representa o esquema de escoamento de massa do cilindro do Nordeste, para a estação seca e para o ano seco. A diferença é que aqui a subsidência ocorre abaixo de 450 mb e é mais vigorosa do que no caso da estação seca.

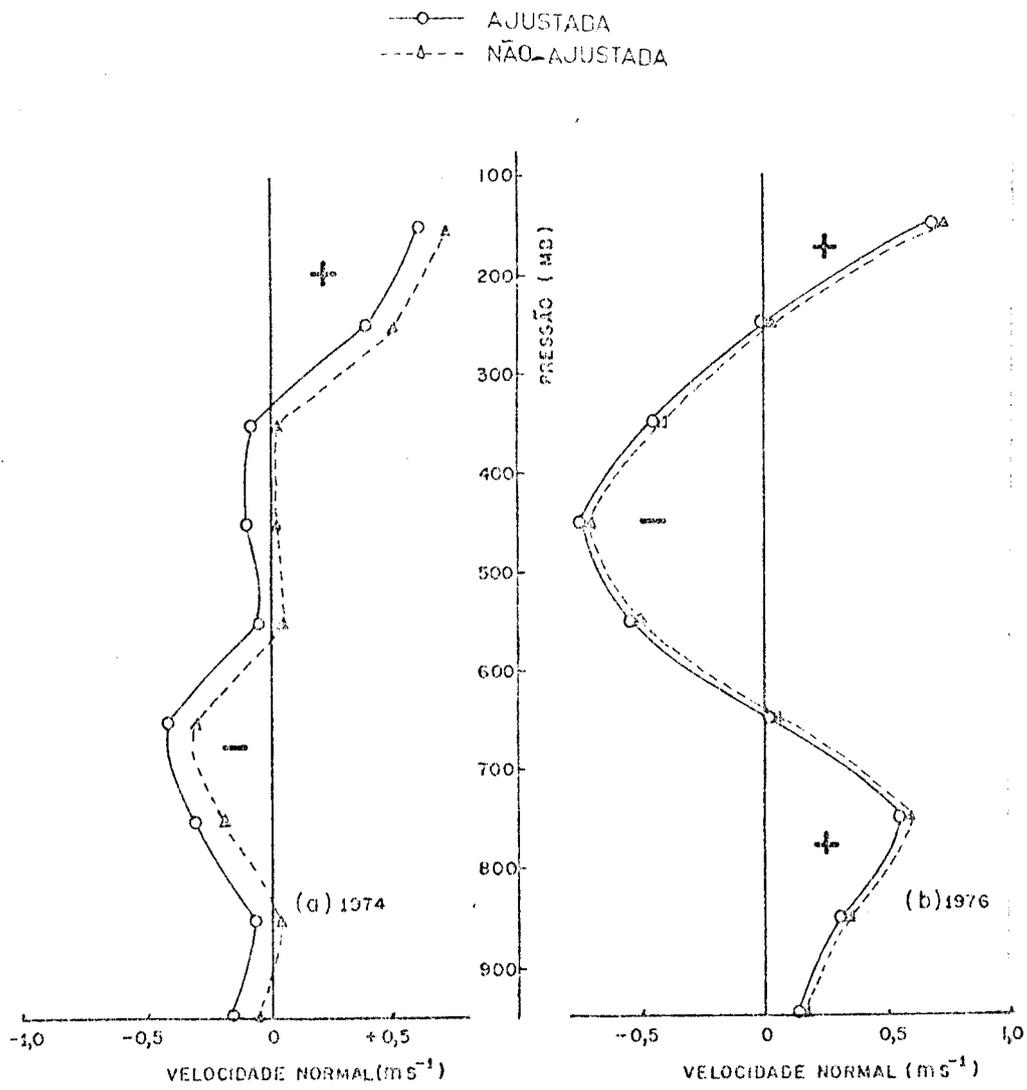


Fig. 7.3 - Perfil vertical da velocidade normal de MAM: (a) 1974 e (b) 1976.

TABELA 7.2

COMPONENTE NORMAL MÉDIA DA VELOCIDADE DO VENTO (\bar{V}_N) E FLUXO LATERAL DE MASSA (FLM) CALCULADOS PARA O CILINDRO DO NORDESTE, MÉDIA DE MAM PARA 1974 E 1976

CAMADAS DE PRESSÃO	\bar{V}_N (m/s)		FLM (10^8 Kg s ⁻¹)	
	74	76	74	76
Sup-900	-0,16	+0,13	- 6,15	+ 5,00
900-800	-0,06	+0,31	- 2,31	+11,93
800-700	-0,30	+0,54	-11,54	+20,77
700-600	-0,42	+0,03	-16,16	+ 1,15
600-500	-0,05	-0,56	- 1,92	-21,54
500-400	-0,10	-0,66	- 3,85	-25,39
400-300	-0,09	-0,46	- 3,46	-17,70
300-200	+0,49	-0,02	+18,85	- 0,77
200-100	+0,69	+0,69	+26,54	+26,55
IMPORTAÇÃO	-1,18	-1,70	+45,39	-65,40
EXPORTAÇÃO	+1,18	+1,70	+45,39	+65,40
SALDO	0,00	0,00	0,00	0,00

(Negativo significa fluxo para dentro)

Novamente está presente a forte convergência em níveis médios durante o ano seco, forçado a subsidência na baixa troposfera. Este mecanismo parece ser dominante durante os períodos secos estudados.

7.2 - VARIAÇÃO DO FLUXO DE VAPOR

Como se viu, o fluxo horizontal de vapor d'água depende da correlação qV_n , onde q é a umidade específica e V_n é a velocidade normal. No caso do movimento médio, o fluxo de vapor segue a estrutura da velocidade normal média $\overline{V_n}$, já que a umidade específica média \overline{q} é sempre positiva. Porém, os distúrbios espaciais podem não apresentar a mesma estrutura, pois dependem da correlação $\overline{V_n' q'}$. Isto foi verificado para ambos os anos estudados, conforme pode ser visto na Tabela 7.3. No entanto, dada a preponderância do fluxo devido ao movimento médio, o fluxo total mostrou a estrutura semelhante aos perfis de $\overline{V_n}$ (Figura 7.4). Segundo esta figura, há uma diferença marcante entre um ano e outro no que se refere ao fluxo de vapor. Nota-se uma forte convergência de vapor na baixa troposfera durante o ano chuvoso, e uma forte divergência na mesma camada durante o ano seco. A diminuição do fluxo com a altura é devido ao forte decréscimo da umidade específica com a altura. Comparando-se este perfil com o da Figura 7.2, vê-se que, realmente, a quantidade de vapor presente na atmosfera não é tão importante quanto o fluxo de vapor que, por sua vez, é determinado pelas condições dinâmicas, ou seja, mais precisamente, pela estrutura da componente normal da velocidade do vento em relação ao cilindro do Nordeste.

A importação de vapor em baixos níveis durante a estação chuvosa do ano úmido e a exportação nesses níveis no ano seco estão coerente com os mesmos perfis das estações chuvosa e seca, respectivamente, discutidos no capítulo anterior.

TABELA 7.3

FLUXO HORIZONTAL DE VAPOR D'ÁGUA CALCULADO PARA O CILINDRO
DO NORDESTE; MÉDIA DE MAM PARA 1974 E 1976

CAMADAS DE PRESSÃO	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	74	76	74	76	74	76
Sup-900	- 8,41	+6,76	- 3,57	+3,44	-11,98	+10,20
900-800	- 2,22	+10,81	+ 0,46	+2,18	- 1,76	+12,99
800-700	- 8,17	+11,41	+ 1,60	+4,28	- 6,57	+15,69
700-600	- 8,77	+ 0,43	+ 2,23	+3,51	- 6,54	+ 3,94
600-500	- 0,61	- 4,22	+ 2,93	+2,69	+ 2,32	- 1,53
500-400	- 0,74	- 2,35	+ 2,86	+1,09	+ 2,12	- 1,26
400-300	- 0,28	- 0,72	+ 1,49	0,42	+ 1,21	- 0,30
IMPORTAÇÃO	-29,20	- 7,29	- 3,57	0,00	-26,85	+42,82
EXPORTAÇÃO	0,00	+29,41	+11,57	+17,61	+ 5,65	- 3,09
SALDO	-29,20	+22,12	+ 8,00	+17,61	-21,20	+39,73

(Unidade: $10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
(Negativo significa fluxo para dentro)

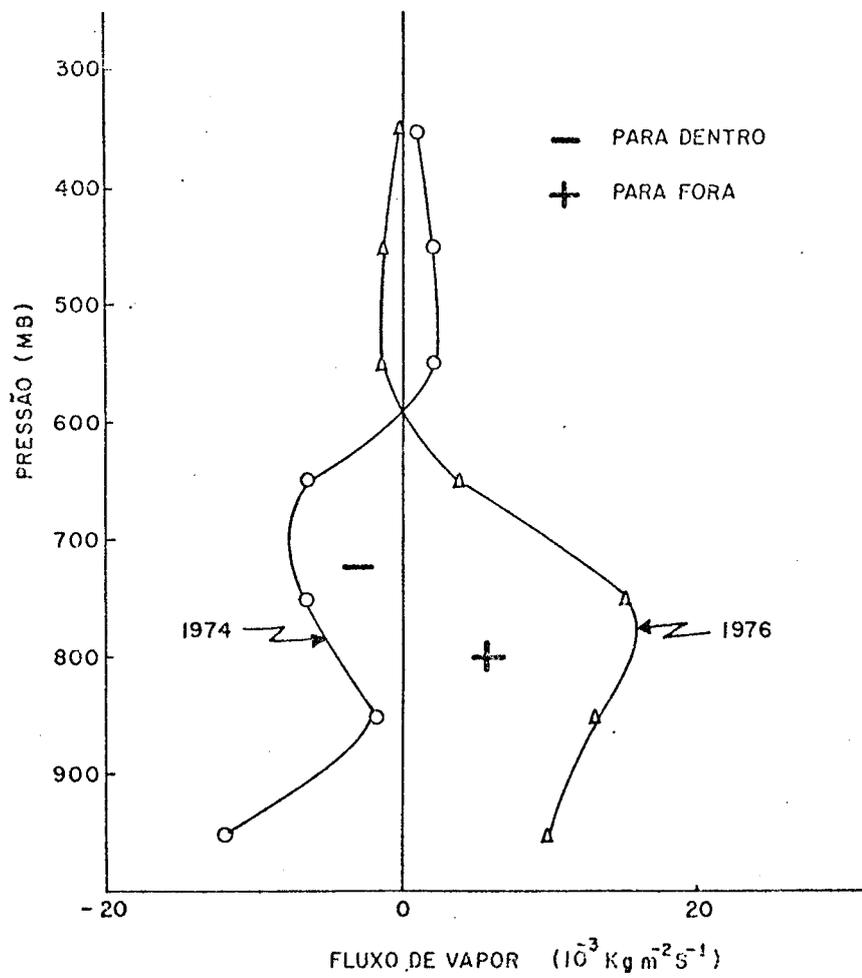
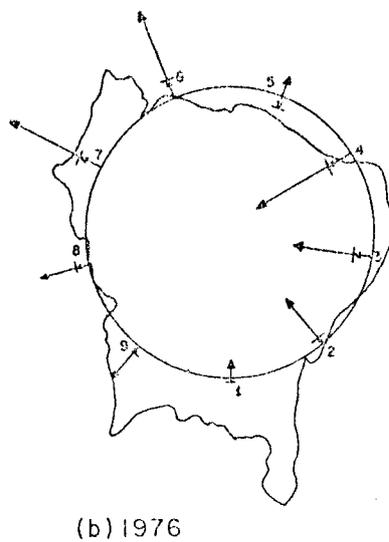
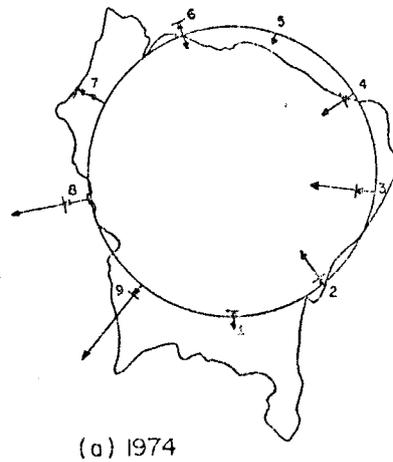


Fig. 7.4 - Perfil vertical do fluxo de vapor de MAM para 1974 e 1976.

A Figura 7.5 mostra a distribuição horizontal do fluxo de vapor nas camadas 900/800 e 650/500 mb, que são representativas da baixa troposfera. As diferenças mais salientes aparecem nos lados norte/noroeste e sul/sudeste da área. As configurações mostradas reforçam o argumento de que o fluxo de vapor na região Nordeste depende mais das interações com o noroeste e o sudeste da área do que com os seus lados leste e oeste.



LEGENDA:

↑ 900/800 mb

↑ 600/500 mb

1cm = 10^{-4} Kg m⁻² s⁻¹

Fig. 7.5 - Fluxo de vapor nas camadas 900/800 mb e 600/500 mb para MAM: (a) 1974 e (b) 1976.

7.3 - ENERGIA ESTÁTICA EM 1974 E 1976

As Tabelas 7.4 e 7.5 mostram os diversos termos de energia estática seca e úmida, bem como o calor latente, devidos aos valores médios de temperatura \bar{T} , geopotencial $g\bar{z}$ e umidade \bar{q} , para ambos os anos. Este resultados podem ser mais bem apreciados na Figura 7.6. Aparece aqui, novamente, um mínimo mais acentuado para o ano seco. A justificativa deve ser a mesma discutida no capítulo anterior. Deve-se notar que o perfil para o ano chuvoso apresenta valores maiores que os correspondentes ao ano seco em todos os níveis. Portanto, a forma do perfil é mais importante do que os valores relativos entre períodos chuvosos e secos, pois esta determina as condições de estabilidade condicional na atmosfera tropical.

TABELA 7.4

ENERGIA ESTÁTICA POR UNIDADE DE MASSA CALCULADA PARA O CILINDRO DO NORDESTE. VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	$C_p \bar{T}$	$g\bar{z}$	$L\bar{q}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$
Sup-900	296,97	14,18	39,17	311,15	350,31
900-800	291,26	23,49	28,25	314,75	343,00
800-700	285,86	33,73	19,86	319,59	339,45
700-600	279,76	45,20	15,19	324,96	340,15
600-500	272,42	58,26	9,67	330,68	340,35
500-400	262,96	73,28	5,33	336,24	341,57
400-300	250,25	91,37	2,22	341,62	343,84
300-200	232,55	113,56	-	346,11	346,11
200-100	211,66	143,77	-	355,43	355,43

(Unidade: $KJ \cdot kg^{-1}$)

TABELA 7.5

ENERGIA ESTÁTICA POR UNIDADE DE MASSA CALCULADA PARA O CILINDRO
DO NORDESTE. VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	$C_p \bar{T}$	$g\bar{z}$	$L\bar{q}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z}$	$C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$
Sup-900	297,91	14,17	37,89	312,08	349,97
900-800	292,52	23,52	25,81	316,04	341,85
800-700	286,92	33,83	15,47	320,75	336,22
700-600	279,31	45,32	10,52	324,63	335,15
600-500	273,36	58,37	5,67	331,73	337,40
500-400	263,55	73,51	2,64	337,06	339,70
400-300	250,81	91,47	1,17	342,28	343,45
300-200	232,66	113,68	-	346,34	346,34
200-100	214,73	114,09	-	358,82	358,82

(Unidade: $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$)

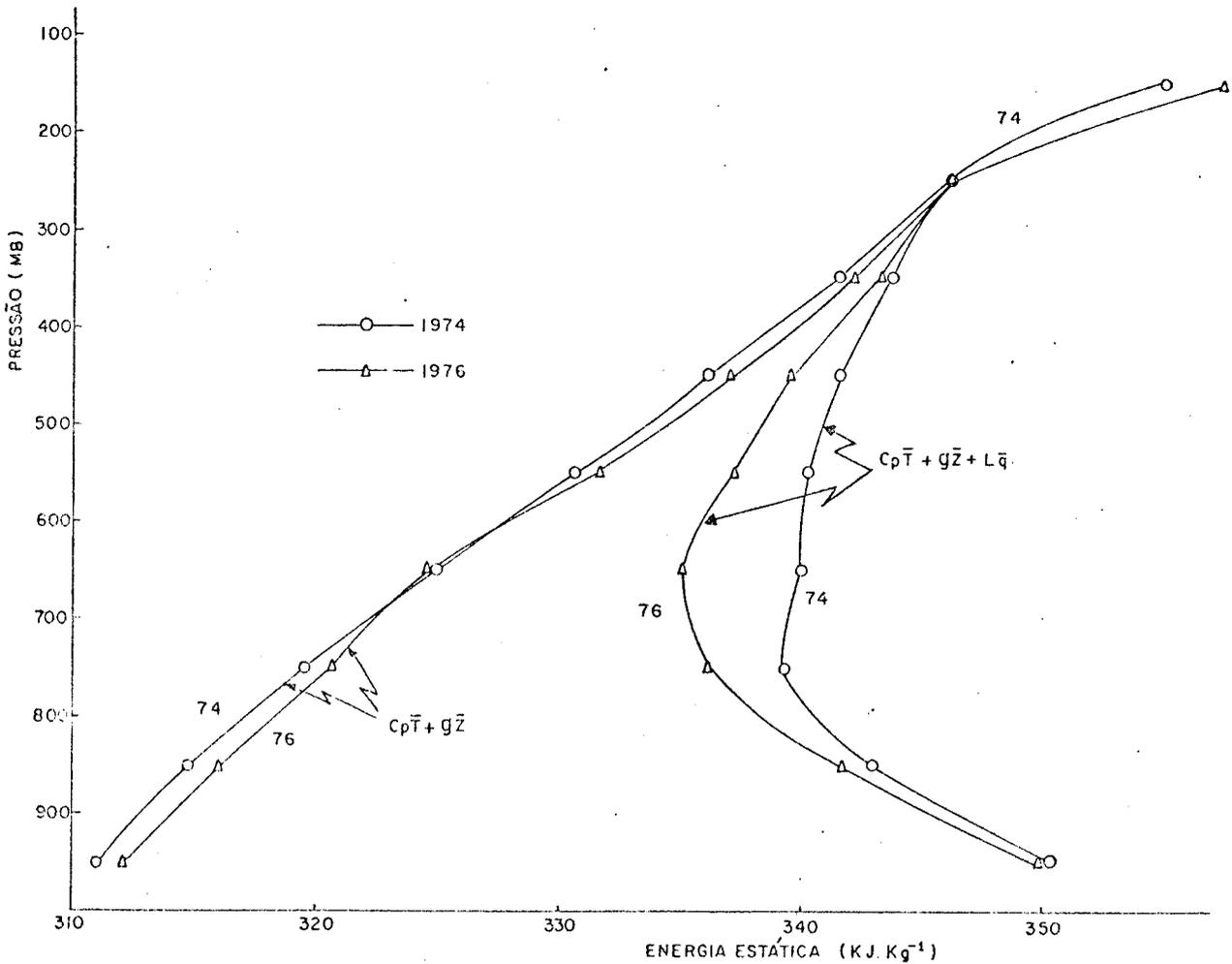


Fig. 7.6 - Energia estática seca e úmida para MAM de 1974 a 1976.

7.4 - FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA

As Tabelas 7.6, 7.7 e 7.8 mostram os valores dos fluxos de energia estática seca ($C_p \bar{T} + g\bar{z}$), de energia estática úmida ($C_p \bar{T} + g\bar{z} + L\bar{q}$) e de calor latente ($L\bar{q}$), respectivamente. Todos os termos foram parcelados em médias e desvios espaciais, conforme explicado no Capítulo 6. Como os fluxos médios são proporcionais à velocidade normal, estes seguem o mesmo perfil. No entanto, os valores relativos ao desvio dependem da correlação $\overline{E'V_n'}$, onde E' representa o desvio espacial entre um valor puntal e o valor médio de uma das formas de energia, ao longo da periferia do cilindro, e V_n' é o desvio da velocidade normal média em torno do cilindro.

TABELA 7.6

FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA SECA CALCULADO PARA O CILINDRO DO NORDESTE; VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1974 e 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MOVIMENTO MÉDIO		DESVIOS		TOTAL	
	74	76	74	76	74	76
Sup-900	- 35,55	+ 29,59	- 1,20	+ 0,09	- 36,75	+ 29,68
900-800	- 13,10	+ 69,92	- 0,78	+ 0,11	- 13,88	+ 70,03
800-700	- 69,07	+ 124,17	- 0,36	- 0,19	- 69,43	+ 123,98
700-600	- 97,88	+ 6,91	- 0,34	+ 0,21	- 98,22	+ 7,12
600-500	- 10,87	- 127,76	- 0,01	- 0,53	- 10,88	+ 128,29
500-400	- 24,02	- 154,23	+ 0,18	- 0,38	- 23,84	- 154,61
400-300	- 21,60	- 107,04	+ 0,26	+ 0,25	- 21,34	- 106,79
300-200	+ 116,19	- 5,57	+ 0,71	+ 0,70	+ 116,90	- 4,87
200-100	+ 166,44	+ 167,03	- 0,71	+ 3,70	+ 165,70	+ 170,73
IMPORTAÇÃO	- 272,09	- 394,60	- 3,40	- 1,10	- 274,34	- 394,56
EXPORTAÇÃO	+ 282,60	+ 397,62	+ 1,15	+ 5,06	+ 282,60	+ 401,54
SALDO	+ 10,51	+ 3,02	- 2,25	+ 3,96	+ 8,26	+ 6,98

(Negativo significa fluxo para dentro)
(Unidade 10^{13} J s^{-1})

TABELA 7.7

FLUXO LATERAL DE ENERGIA ESTÁTICA ÚMIDA CALCULADO PARA O CILINDRO DO NORDESTE; VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1974 e 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MÉDIO		DESVIOS		TOTAL	
	1974	1976	1974	1976	1974	1976
Sup-900	- 37,93	+ 31,50	-2,21	+ 1,06	- 40,14	+ 32,56
900-800	- 13,73	+ 72,98	-0,65	+ 0,73	- 14,38	+ 73,71
800-700	- 71,38	+127,40	+0,09	+ 1,02	- 71,29	+128,42
700-600	-100,37	+ 7,04	+0,29	+ 1,20	-100,08	+ 8,24
600-500	- 11,04	-128,95	+0,82	0,23	- 10,22	-128,72
500-400	- 24,23	-154,90	+0,98	-0,08	- 23,25	-154,98
400-300	- 21,67	-107,24	+0,68	+0,37	- 20,99	-106,87
300-200	+116,19	- 5,57	+0,71	+0,71	+116,90	- 4,86
200-100	+166,44	+167,03	-0,71	+3,70	+165,70	+170,73
IMPORTAÇÃO	-280,35	-396,66	-3,57	-0,08	-280,35	-395,43
EXPORTAÇÃO	+282,60	+405,95	+3,57	+9,02	+282,60	+413,66
SALDO	+ 2,25	+ 9,29	0,00	+8,94	+ 2,25	+ 18,23

(Negativo significa fluxo para dentro)
(Unidade 10^{13} J s^{-1})

TABELA 7.8

FLUXO LATERAL DE CALOR LATENTE CALCULADO PARA O CILINDRO DO NORDESTE;
VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1974 E 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	74	76	74	76	74	76
Sup-900	-2,38	+ 1,91	-1,01	+ 0,97	-3,39	+ 2,88
900-800	-0,63	+ 3,06	+0,13	+ 0,62	-0,50	+ 3,68
800-700	-2,31	+ 3,23	+0,45	+ 1,21	-1,86	+ 4,44
700-600	-2,48	+ 0,12	+0,63	+ 0,99	-1,85	+ 1,11
600-500	-0,17	-1,19	+0,83	+ 0,76	+0,66	- 0,43
500-400	-0,21	-0,67	+0,81	+ 0,31	+0,60	- 0,36
400-300	-0,08	-0,20	+0,42	+ 0,12	+0,34	- 0,08
IMPORTAÇÃO	-8,26	-2,06	-1,01	+ 0,00	-7,60	- 0,87
EXPORTAÇÃO	0,00	+8,32	+3,27	+4,98	+1,60	+12,11
SALDO	-8,26	+6,26	+2,26	+4,98	-6,00	+11,24

(Negativo significa fluxo para dentro)
(Unidade: 10^{13} J s⁻¹)

Examinando-se as tabelas citadas, vê-se que os movimentos médios são os maiores responsáveis pela exportação e importação de energia em todas as formas. No ano chuvoso, há importação desde a superfície até 300 mb e exportação nos níveis mais altos. No ano seco, há importação nos níveis médios e exportação nos níveis baixos e altos. Integrando-se as Equações 4.27 e 4.29, desde a superfície até 100 mb, verifica-se que há uma exportação líquida em ambos os anos.

É interessante verificar que a exportação de energia estática durante o ano chuvoso está confinada aos altos níveis, onde praticamente não há umidade. Durante o ano seco, a forte convergência na média troposfera é compensada pela forte divergência nos níveis mais altos (200-100 mb). A integração vertical da Equação 4.28 revela que no ano de 1974 há uma importação líquida de calor latente de $6,00 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$, enquanto no ano de 1976 há uma exportação líquida de $11,24 \times 10^{13} \text{ J s}^{-1}$. A Figura 7.7 mostra o perfil médio do fluxo de energia estática que resume os dados acima mencionados.

Os resultados acima demonstram que os dados de fluxo de energia mais importante para a caracterização de períodos secos e chuvosos parecem se restringir à baixa e à média troposfera. Concomitantemente, deve-se considerar a estrutura do fluxo de vapor, o qual está restrito aquelas camadas da atmosfera.

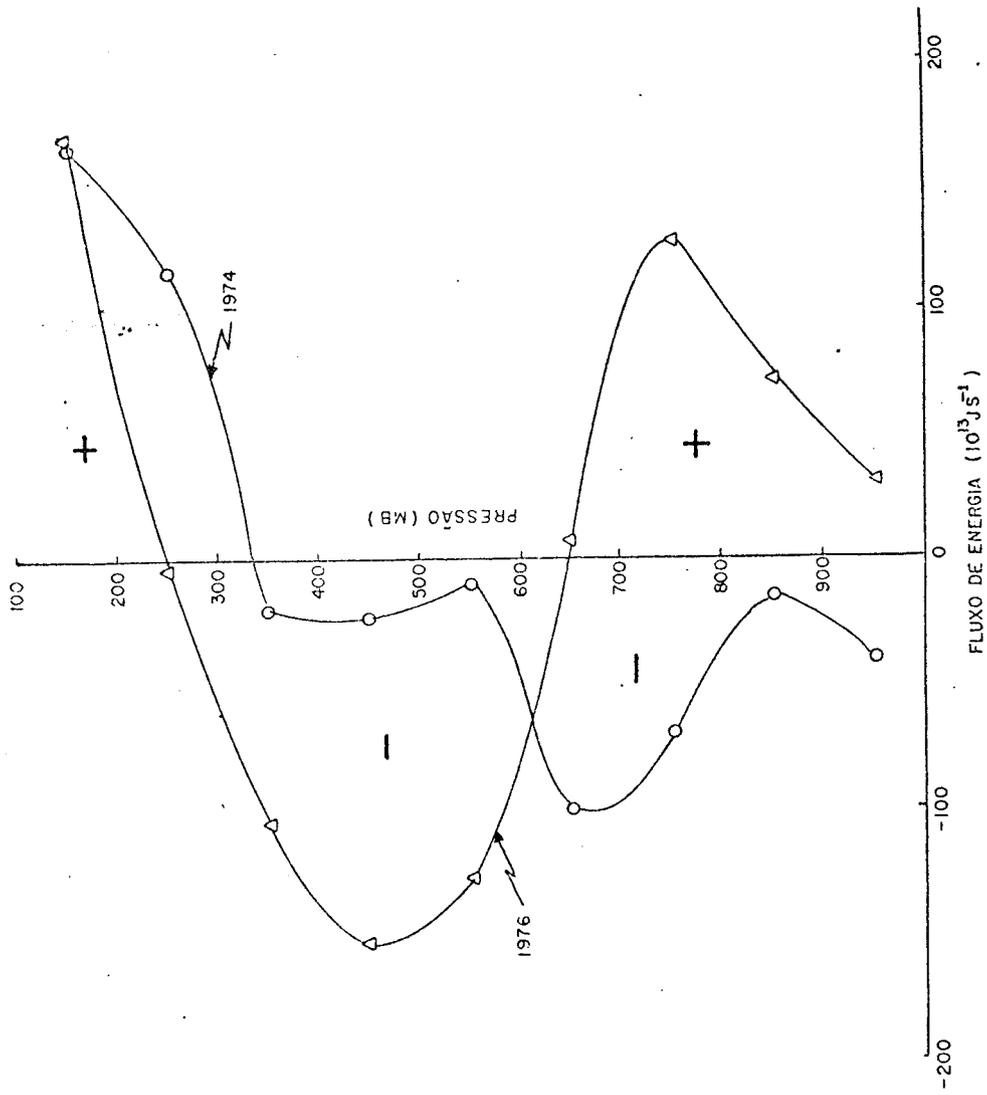


Fig. 7.7 - Fluxo de energia estática úmida de MAM para 1974 e 1976.

7.5 - ENERGIA CINÉTICA

Os termos da equação do balanço de energia cinética foram determinados para os anos de 1974 e 1976. Os resultados podem ser apreciados nas Tabelas 7.9, 7.10 e 7.11.

Pela Tabela 7.9, pode-se verificar que o fluxo de energia cinética devida aos movimentos médios em baixos níveis é para dentro do cilindro no ano úmido e para fora no ano seco. Porém, em altos níveis (camada 200-100 mb), o fluxo é para fora em ambos os anos, com valores aproximadamente iguais ($7,85 \times 10^{10}$ e $7,84 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$). A integração do fluxo de energia cinética média na vertical revela que, em ambos os casos, há um saldo do fluxo para fora do cilindro, sendo que o ano seco apresenta valor quase 3 vezes maior do que aquele do ano úmido. A integração vertical do fluxo de energia cinética devida aos distúrbios espaciais mostra que, durante o ano úmido, há uma forte convergência de energia cinética ($-29,00 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$), enquanto há uma fraca divergência do ano seco ($1,37 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$). A integração total do fluxo de energia cinética revela que há uma convergência de energia cinética no ano úmido ($-25,82 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$) e uma divergência de fluxo no ano seco ($11,52 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$).

A Tabela 7.10 mostra que no ano úmido (1974) houve uma destruição de energia cinética ($9,27 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$), enquanto no ano seco houve uma produção de $-65,46 \times 10^{10} \text{ J s}^{-1}$. Em ambos os casos, houve destruição nos níveis baixos e produção nos níveis altos. A produção e a destruição de energia cinética devidas aos desvios espaciais foram em ambos os casos, tão importantes em termos quantitativos quanto aquelas devidas aos movimentos médios.

A dissipação de energia cinética devida ao atrito é sempre um sumidouro. Os valores calculados segundo a Equação 4.60 que usam os dados de vento em superfície de 26 estações, são mostrados na Tabela 7.1, onde se nota que no ano seco a dissipação foi superior ao dobro daquela do ano úmido.

TABELA 7.9

FLUXO LATERAL DE ENERGIA CINÉTICA CALCULADOS PARA O CILINDRO DO NORDESTE, VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1974 E 1976

CAMADAS DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	MAM	SON	MAM	SON	MAM	SON
Sup-900	-1,40	+1,16	- 4,74	- 1,07	- 6,14	+ 0,09
900-800	-0,54	+2,87	- 8,01	- 2,79	- 8,55	+ 0,08
800-700	-1,53	+3,09	- 4,04	+ 4,15	- 5,57	+ 7,24
700-600	-2,04	+1,44	- 1,83	+ 3,30	- 3,87	+ 4,74
600-500	-0,29	-3,42	- 2,81	- 4,92	- 3,10	- 8,34
500-400	-0,36	-2,32	+ 0,56	- 4,21	+ 0,20	- 6,53
400-300	-0,09	-0,46	+ 0,19	- 0,15	+ 0,10	- 0,61
300-200	+1,58	-0,05	- 4,95	- 1,47	- 3,37	- 1,52
200-100	+7,85	+7,84	- 3,37	+ 8,53	+ 4,48	+16,37
IMPORTAÇÃO	-6,25	-6,25	-29,75	-14,61	-30,60	-17,00
EXPORTAÇÃO	+9,43	+16,40	+ 0,75	+15,98	+ 4,78	+28,52
SALDO	+3,18	+10,15	-29,00	+ 1,37	-25,82	+11,52

(Negativo significa fluxo para dentro)
(Unidade: 10^{10} J s⁻¹)

TABELA 7.10

PRODUÇÃO DE ENERGIA CINÉTICA DEVIDO A VARIACÃO DO GEOPOTENCIAL.
VALORES MÉDIOS DE MAM PARA 1974 E 1976

CAMADA DE PRESSÃO (mb)	MÉDIA		DESVIOS		TOTAL	
	74	76	74	76	74	76
Sup-900	- 2,69	- 3,08	+14,01	+ 2,92	+ 11,32	-0,16
900-800	- 4,62	- 4,62	+20,33	+ 8,13	+ 15,71	+ 3,51
800-700	- 2,69	- 2,31	+19,86	+ 6,79	+ 17,17	+ 4,48
700-600	- 3,46	- 4,23	+15,92	+ 9,91	+ 12,46	+ 5,68
600-500	- 2,69	- 5,00	+ 5,46	+17,10	+ 2,77	+12,10
500-400	- 8,46	- 4,23	+ 3,21	+11,21	- 5,25	+ 6,98
400-300	- 3,85	- 4,77	+ 7,98	- 5,51	+ 4,13	-10,28
300-200	- 5,00	-11,57	- 8,01	-25,99	-13,01	-37,56
200-100	- 3,08	-11,54	-32,95	-38,67	-36,03	-50,21
PRODUÇÃO	-36,54	-51,35	-40,96	-70,17	-54,29	-98,21
DESTRUIÇÃO	0,00	0,00	+86,77	+56,06	+63,56	+32,75
SALDO	-36,54	-51,35	+45,81	-14,11	+ 9,27	-65,46

(Negativo significa produção)

(Unidade: 10^{10} J s⁻¹)

TABELA 7.11

DISSIPACÃO DE ENERGIA CINÉTICA DEVIDO AO ATRITO (K_D) E VELOCIDADE
MÉDIA DO VENTO À SUPERFÍCIE (V_0) REFERENTES
A MÉDIA DE MAM PARA 1974 E 1976

ANO	V_0 ($m\ s^{-1}$)	K_D ($10^{10}\ J\ s^{-1}$)
1974	2,08	12,20
1976	2,73	27,58

A Tabela 7.12 mostra uma tentativa de verificar o balanço de energia cinética nos períodos estudados. Nota-se que o balanço não é satisfeito em ambos os casos. Os motivos são os mesmos discutidos na Seção 6.5.

Contudo, os valores discutidos neste capítulo mostram que as condições dinâmicas apresentam maiores diferenças entre o ano seco e o ano chuvoso em relação a diferenças térmicas, o que de certa forma confirma a hipótese de Aldaz (1971).

TABELA 7.12

BALANÇO DE ENERGIA CINÉTICA PARA OS PERÍODOS CHUVOSOS
DOS ANOS ÚMIDO (1974) E SECO (1976)

	FONTES		SUMIDOUROS	
	1974	1976	1974	1976
PRODUÇÃO	-	65,46	9,27	-
DIVERGÊNCIA	25,82	-	-	11,52
DISSIPACÃO	-	-	12,20	27,58
BALANÇO	-	-	4,35	13,28

7.6 - CONCLUSÃO

Tendos-e em vista os resultados encontrados e considerando-se as limitações aqui descritas, podem-se evidenciar os seguintes pontos importantes, referentes a este capítulo.

Os perfis verticais de temperatura média, ao longo da superfície lateral do cilindro do Nordeste, praticamente não apresentaram diferenças entre a estação chuvosa do ano seco e a estação chuvosa do ano úmido. No entanto, os perfis de umidade específica média revelaram que no ano chuvoso houve mais umidade que ano seco, em todos os níveis. Porém as diferenças não são tão grande para justificar a grande diferença em termos de precipitação, mostrada pela Figura 2.7. Na busca de outros mecanismos que pudessem explicar melhor as diferenças mencionadas, encontrou-se uma forte convergência de massa na média troposfera com divergência acima e abaixo, associadas com o ano seco, ao passo que no ano úmido encontrou-se convergência na baixa troposfera e divergência na alta troposfera. Este mecanismo faz com que haja um saldo de importação de vapor em toda troposfera no ano úmido e um saldo de exportação no ano seco, ao mesmo tempo que fornece condições favoráveis à ocorrência de movimento vertical ascendente no ano úmido e subsidência no ano seco na baixa troposfera, explicando parcialmente aquelas diferenças de precipitação mencionadas.

Outro resultado interessante é que a distribuição horizontal do fluxo de vapor d'água, ao longo do cilindro do Nordeste, mostrou que as diferenças relevantes entre o ano seco e o chuvoso apareceram nas fronteiras norte/nordeste e sul/sudeste, sendo que no leste e no oeste as diferenças foram quase imperceptíveis. Este resultado mostra que as interações com as latitudes médias, e mesmo as inter-hemisféricas, estão ligadas mais diretamente com as variações interanuais de precipitação do Nordeste que as interações que ocorrem na direção Leste-Oeste.

A distribuição de energia estática úmida, na vertical, mostrou que o ano seco se comportou de modo semelhante à estação seca e o ano úmido de modo semelhante à estação chuvosa.

Os cálculos de fluxos mostraram que os movimentos médios foram os maiores responsáveis pela importação e exportação de energia estática em todos os níveis, enquanto os desvios contribuíram predominantemente para a importação e exportação de energia cinética, exceto em altos níveis. A integração na vertical mostrou que no ano chuvoso e no ano seco houve importação e exportação de energia cinética, respectivamente.

Finalmente, os resultados comprovaram a hipótese de Aldaz (1971), segundo a qual as condições dinâmicas são mais importantes que as termodinâmicas para caracterização dos períodos secos e chuvosos na Região Nordeste do Brasil.

CAPÍTULO 8

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

A principal finalidade do presente trabalho foi estudar as características dos fluxos de energia e de vapor d'água do ar superior da Região Nordeste do Brasil. O estudo foi conduzido com o objetivo de evidenciar as diferenças fundamentais entre uma estação seca e outra chuvosa e entre a estação chuvosa de um ano seco e a estação chuvosa de um ano úmido. Os dados usados foram relativos ao período de 1971-1978, em termos de médias mensais, obtidos através de 9 estações de radiossondagem e 2 de balão piloto que operam na área de estudo.

As estações seca e chuvosa, setembro-outubro-novembro e março-abril-maio, respectivamente foram determinadas através de estudos anteriores. O ano úmido (1974) e o ano seco (1976) foram determinados pela análise da precipitação de 58 estações pluviométricas, distribuídas de forma aproximadamente regular dentro da Região Nordeste.

Foi feita uma breve análise das possíveis influências de circulação geral da atmosfera sobre o clima do Nordeste. Os resultados mostraram que, durante o período chuvoso, os ventos Alísios são mais fracos que nos períodos secos. Isto possibilita maior interação entre os trópicos e as latitudes médias, e, também, interações inter-hemisféricas. Por outro lado, a camada sujeita aos ventos Alísios mostrou ser bem mais espessa durante a estação chuvosa, em relação à estação seca. Resultado semelhante obteve-se quando se compararam os dados para os anos seco e úmido.

A análise dos campos de temperatura e de umidade específica em altitude mostrou que, em média, não há muita diferença entre os períodos estudados, o que aliás é uma característica típica das regiões tropicais. Em outras palavras, os campos de temperatura e de umidade, em altitude, não apresentaram diferenças relevantes entre os anos seco e úmido e entre as estações seca e chuvosa.

Para estudar as diferenças energéticas e de vapor d'água entre os períodos especificados, elaborou-se um modelo constituído essencialmente de um conjunto de equações integrais que descrevem os diversos termos de balanço de energia estática e cinética, bem como o fluxo de vapor d'água para uma refião fechada. A resolução das equações foi possível com a ajuda apropriada de um cilindro, com cerca de 10^6 km² de área da base, que se estende até o nível de 100 mb, e com o uso de uma malha sobre a superfície lateral do referido cilindro. O cilindro engloba a maior parte da Região Nordeste do Brasil.

Quanto ao fluxo de vapor d'água, o resultado mais importante é que as diferenças fundamentais entre as estações seca e chuvosa são reveladas através das fronteiras norte e sul e entre os anos seco e chuvoso, através das fronteiras noroeste e sudeste. Estes dois resultados levam a crer que as variações relevantes no balanço de vapor d'água na região devam estar ligados à variação do posicionamento da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), associada com possíveis penetrações de massas de ar procedentes do sul do continente.

Uma forte convergência de massa na média troposfera, encontrada na estação seca (média de 8 anos) e no ano seco (1976), parece exercer um papel fundamental no diagnóstico destas situações, pois ela força a subsidência em baixos níveis, não permitindo que haja condições favoráveis à convecção e à consequente precipitação.

Em termos de energia estática, não foram encontrados diferenças relevantes na estrutura média e na sua distribuição vertical entre a Região Nordeste e outras regiões equatoriais do globo.

Os movimentos médios (médias trimestrais de 8 anos) foram os maiores responsáveis pela importação e exportação de energia estática seca e úmida durante os períodos estudados. A integração vertical mostrou que a região se comportou como fonte de energia estática seca em ambas as estações, com valores aproximadamente iguais. Porém,

comportou-se como sumidouro de calor latente na estação chuvosa e como fonte na estação seca.

A análise da energia cinética, com base nos dados médios trimestrais para o período estudado, mostrou que a região funcionou como fonte de energia em ambas as estações.

Os cálculos de energia, realizados para os anos seco e úmido, mostraram os seguintes resultados principais. A distribuição vertical da energia estática úmida ($C_p T + gz + L_q$) mostrou que o mínimo característico da média troposfera é menos acentuado para o ano úmido, sugerindo que possivelmente a existência de distúrbios tenha provocado maior mistura nas baixas camadas da atmosfera. Os fluxos de energia estática, durante os períodos citados, foram principalmente devidos aos movimentos médios. O ano seco apresentou uma exportação de energia estática, enquanto o ano úmido apresentou uma importação. Todavia, os desvios espaciais foram os maiores responsáveis pela exportação e importação de energia cinética. A integração vertical do fluxo total de energia cinética mostrou uma importação no ano úmido e uma exportação no ano seco.

A produção e dissipação de energia cinética foram calculadas separadamente para todos os períodos estudados. Durante as estações seca e chuvosa, os resultados mostraram que a região apresentou-se como produtora de energia cinética, com a diferença que a estação seca foi bem mais efetiva que a estação chuvosa. Por outro lado, no ano úmido houve destruição de energia cinética, e no ano seco, produção.

A dissipação de energia cinética durante a estação seca foi cerca de 3 vezes maior do que aquela verificada na estação chuvosa. Para o ano seco, encontrou-se também uma dissipação maior que o dobro daquela do ano chuvoso. Estes dois últimos resultados são decorrentes do fato de que, durante os períodos secos, a magnitude do vento, na baixa troposfera, foi superior àquela dos períodos chuvosos, conforme verificado neste trabalho.

O presente trabalho apresenta algumas limitações que de vem ser ressaltadas. Em primeiro lugar, os dados usados apresentam falhas nas séries temporais. Isto é compensado, em parte, pelo uso de mêdias trimestrais. Além disso, os dados originais referem-se apenas aos níveis padrões, sendo necessário fazer interpolações para obter os valores em camadas de 100-100 mb. Para obter os valores dos parâmetros nos pontos de grade, foi necessário fazer interpolações na horizontal. Recorreu-se à análise espacial dos diversos campos, verificando-se sempre, criteriosamente, a continuidade e a consistência na horizontal e na vertical, usando-se critérios uniformes. Espera-se que, com esta providência, tenham-se minimizado os erros provenientes destas fontes.

Para determinar quantitativamente os erros nos parâmetros derivados, a partir de possíveis erros aleatórios nos dados originais, procedeu-se a uma série de ensaios e constatou-se que eles não invalidam os resultados obtidos.

Uma extensão natural do presente trabalho é a aplicação do modelo aqui discutido, incluindo os distúrbios temporais. Isto pode ser feito com o uso de dados diários, escolhidos para determinados períodos críticos extremamente chuvosos e secos.

Finalmente, recomenda-se às autoridades responsáveis que seja efetuada uma melhoria na operação da rede de altitude do Nordeste, a fim de evitar falhas indesejáveis de observação e de assegurar a boa qualidade dos dados para trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDAZ, L. *Caracterização parcial do regime de chuvas do Brasil*. Convênio DEMET/SUDENE/OMM. Rio de Janeiro, DEMET, 1971. 109 p. (Publicação Técnica, 4).
- ANJANEYULU, T.S.S. On the estimation of heat and moisture over the Indian monsoon trough zone. *Tellus*, 21(1):64-74, 1969.
- . Estimation of Kinetic energy over the Indian monsoon trough zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97(411):103-109, Jan. 1971.
- ARAGÃO, J.O.R. *Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil*. Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1975, 47 p. (INPE-789-TPT/017).
- AZEVEDO, D.C. *Chuvas no Brasil—Regime, variabilidade e probabilidades de alturas mensais e anuais*. Tese de Mestrado em Hidrologia. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas - UFRS, 1974. 41 p.
- BASTOS, D.A. *Bibliografia sobre o Nordeste Brasileiro*. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Meteorologia, 1973.
- CHARNEY, J.G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428):193-202, Apr. 1975.
- DELGADO DE CARVALHO, C.M. *Atlas pluviométrico do Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Inspetoria Federal de Obras contra as secas, 1923. (Publicação nº 53).
- FREISE, F.W. The drought region of northeastern Brasil. *The Geographical Review*, 28(3):363-378, July 1938.
- FUELBERG, H.E.; SCOGGINS, J.R. Kinetic energy during strong Jet stream activity over the Eastern United States. *Monthly weather Review*, 108(1):69-77, Jan. 1980.
- FREITAS, C.N. Estação Meteorológica de Quixeramobim. Precipitação 1909-1914. *Revista do Instituto do Ceará*, 29:348-350, 1915.

- GOMES FILHO, M. *Um estudo sobre a influência do albedo diferencial e da orografia na circulação atmosférica: uma aplicação para o Nordeste Brasileiro*. Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1979. 93 p. (INPE-1640-TDL/015).
- GOMES, P. Água no Nordeste. *Revista Brasileira de Geografia*, 22(3): 344-380, jul./set. 1960.
- HALTINER, G.J.; MARTIN, F.L. *Dynamical and Physical Meteorology*. New York, McGraw-Hill, 1957. 470 p.
- HANTEL, M.; PEYINGHAUS, W. Vertical heat flux components in the Northern Atmosphere. *Monthly Weather Review*, 104(2):168-179, Feb. 1976.
- HASTENRATH, S.L. The flux of atmosphere water vapor over the Caribbean sea and the Gulf of Mexico. *Journal of Applied Meteorology*, 5(6): 778-788, Dec. 1966a.
- . On general circulation and energy budget in the area of the Central American Seas. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23(6): 694-711, Nov. 1966b.
- . Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the Tropical Americas. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(2):202-215, Feb. 1976.
- HASTENRATH, S.L.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(435):77-92, Jan. 1977.
- HOLLAND, J.Z.; RASMUSSEN, E.M. Measurements of atmospheric mass, energy and momentum budgets over a 500-km square of tropical ocean. *Monthly Weather Review*, 101(1):44-45, Jan. 1973.
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108(4):488-498, April, 1980.
- . Frontal influence on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9):1140-1153, Sept. 1979.

- KOUSKY, V.E.; CHU, P.S. Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 56(5):457-465, Oct. 1978.
- KURIHARA, Y. Accuracy of winds aloft data and estimation of error in numerical analysis of atmospheric motions. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 39(6):331-345, 1961.
- LYRA, A.T. As secas do Nordeste. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro*, 85(139):364-381, 1919.
- MARKHAN, C.G. Climatological aspects of drought in Northeast Brazil. *Ph.D. Thesis. Berkeley, University of California*, 1967.
- MINISTÉRIO DO INTERIOR (MINTER). *Observações pluviométricas do Nordeste do Brasil*. Fortaleza, 1969. 2 v.
- MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD. Asheville, NC, v. 24, nº 3, 4, 5, 9, 10, 11, mar./nov. 1971.
- , v. 25, 1972.
- , v. 26, 1973.
- , v. 27, 1974.
- , v. 28, 1975.
- , v. 29, 1976.
- , v. 30, 1977.
- , v. 31, 1978.
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. *Um estudo sobre a dinâmica das secas do Nordeste do Brasil; observações, teoria e experimentos numéricos com um modelo global de circulação atmosférica*. São José dos Campos, INPE, 1980. 64 p. (INPE-1930-RPE/255).
- NAMIAS, J. Influence of Northern hemisphere circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24(4):336-342, Apr. 1972.
- NIMER, E. Circulação atmosférica do Nordeste e suas consequências no fenômeno das secas. *Revista Brasileira de Geografia*, 26(2):147-157, abr./jun. 1964.

- NIMER, E. Climatologia da região Nordeste do Brasil, introdução à climatologia dinâmica. *Revista Brasileira de Geografia*, 34(2):3-51, abr./jun., 1972.
- NIMER, E.; PINHEIRO FILHO, A.A.; AMADOR, E.S. Análise da precipitação na região do Cariri Cearense: contribuição ao estudo da climatologia dinâmica no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, 33(1):3-37, jan./mar. 1971.
- PALMÉN, E. Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of Hurricane "Hazel" into an extratropical storm. *Tellus*, 10(1):1-24, Jan. 1958.
- . *Evaluation of atmospheric moisture transport for hydrological purpose*. Geneva. WMO, 1967. 63 p. (WMO/IHD Projects Report nº 1).
- PALMÉN, E.; NEWTON, C.W. *Atmospheric Circulation Systems*. New York, Academic, 1969. 602 p.
- PALMÉN, E.; RIEHL, H.; VUORELA, L.A. On the meridional circulation and release of kinetic energy in the tropics. *Journal of Meteorology*, 15:271-277, 1958.
- PEIXOTO, J.P. *Atmospheric vapour flux computations for hydrological purposes*. Geneva, WMO, 1973. 83 p. (WMO/IHD Projects Report nº 20 WMO nº 357).
- RABELLO, J.M. Hipótese sobre a formação dos desertos; contribuição ao estudo das secas no Nordeste. *Boletim do Departamento Nacional de Obras Contra as Secas*, 1:5-17, ago. 1958.
- RAMOS, R.P.L. Precipitation characteristics in the Northeast Brazil dry region. *Journal of Geophysical Research*, 80(12):1665-1678, Apr. 1975.
- RASMUSSEN, E.M. *Hydrological application of atmospheric vapor flux analysis*. Geneva, WMO. 1977. JOP (OHR Report nº 11/WMO nº 476).
- RATISBONA, L.R. The climate of Brazil. In: SCHWERDTFEGER, W. ed. *Climates of Central and South América*. Amsterdam, Elsevier, 1976. cap. 5, p. 219-293, (World Survey of Climatology, 12).

- RIEHL, H. *Climate and weather in the tropics*. New York, Academic, 1979. 611 p.
- RIEHL, H.; MALKUS, J.S. On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, 6(3-4):504-538, 1958.
- ROSSBY, C.G. Thermodynamics applied to air mass analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 83(4):342-350, 1938.
- SAMPAIO FERRAZ, J. *Causas prováveis das secas do Nordeste Brasileiro*. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Diretoria de Meteorologia, 1925. 30 p.
- . *A previsão das secas do Nordeste; ensaio pelo methodo de correlações*. Rio de Janeiro, Serviço de Informações do Ministério da Agricultura, 1929a. 12 p.
- . Sir Gilbert Walker's formula for Ceara's drought; suggestions its physical explanation. *Meteorological Magazine*, 64(760):81-84, May 1929b.
- SERRA, A.B. Índices de previsão das chuvas nordestinas. *A Lavoura*, 66:35-37, jan. fev. 1963.
- . *Meteorologia do Nordeste Brasileiro*. Rio de Janeiro, IBGE. 1945. 120 p.
- . *Previsão das secas Nordestinas*. Rio de Janeiro. Departamento Nacional de Meteorologia, 1972a. 22 p.
- . *As secas do Nordeste*. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, Serviço de Meteorologia, 1946. 29 p.
- . As secas do Nordeste. *A Lavoura*, 58:4-5, mar./abr. 1954.
- . *Tabelas de percentagens para previsão das secas nordestinas*. Rio de Janeiro. Departamento Nacional de Meteorologia, 1973. 9 p.
- . *Testes estatísticos para previsão das secas nordestinas*. Rio de Janeiro. Departamento Nacional de Meteorologia, 1972b. 46 p.
- SERRA, A.B.; RATISBONA, L. *As massas de ar da América do Sul*. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, Serviço de Meteorologia, 1942. 137 p.

STRANG, D.M.G.D. *Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste do Brasil*. São José dos Campos, CTA.IAE, 1972. 70 p. (Relatório IAE, M-02/72).

SUPERINTENDÊNCIA AO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE/ESCRITÓRIO DE METEOROLOGIA (SUDENE/EM). *Contribuição ao estudo da climatologia do Nordeste*. Rio de Janeiro, 1969. 23 p.

WARD, J.H.; SMITH, P.J. A kinetic energy budget over North America during a period of short synoptic wave development. *Monthly Weather Review*, 104(7):836-848, July, 1976.

YAMAZAKI, Y.; RAO, B.V. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 55(2):205-207, Apr. 1977.

APÊNDICE A

ANÁLISE DE ERROS

Os dados de radiossondagem apresentam erros sistemáticos e aleatórios que podem afetar os resultados dos cálculos da energética da atmosfera. No entanto, Kurihara (1961) mostrou que as observações de altitude estão sujeitas principalmente aos erros aleatórios. Em cada nível, os erros absolutos são aproximadamente constantes e crescem com a altura.

A suavização dos dados de entrada diminui os erros aleatórios. De fato, sendo Δx o erro aleatório de uma certa quantidade x , o erro provável do valor médio de x para N casos será

$$E = \frac{\Delta x}{\sqrt{N}} \quad (\text{A.1})$$

Para estimar os erros aleatórios prováveis nos diversos cálculos de energética feitos no presente trabalho, adotou-se procedimento idêntico ao de Fuelberg e Scoggins (1980), Ward e Smith (1976), que consiste em introduzir um erro aleatório nos dados de entrada e verificar a sua propagação nos cálculos dos parâmetros derivados (método de Monte Carlo).

Kurihara (1961) fornece uma tabela de erros prováveis nos dados de direção e no módulo da velocidade do vento. No entanto, os dados de entrada do modelo discutido no presente trabalho são as componentes da velocidade zonal, meridional e normal em relação à superfície lateral do cilindro. Por isso, faz-se necessário determinar o erro correspondente, para então especificar a série de erros aleatórios.

Sejam u e v as componentes zonal e meridional da velocidade do vento, cuja direção é d e cujo módulo é s ; tem-se:

$$s = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (A.2)$$

$$d = \text{tg}^{-1} (v/u)$$

Portanto

$$u = s \cos d \quad (A.3)$$

$$v = s \sin d$$

Sendo δu , δv , δs e δd os erros de u , v , s e d , respectivamente, têm-se

$$\delta u = \cos d \delta s - s \sin d \delta d \quad (A.4)$$

$$\delta v = \sin d \delta s + s \cos d \delta d$$

Tirando-se os valores de $\cos d$ e $\sin d$ na Equação A.3 e substituindo-os na Equação A.4, vêm:

$$\delta u = \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \delta s - v \delta d \quad (A.5)$$

$$\delta v = \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \delta s + u \delta d$$

As Equações A.5 expressam os erros nas componentes zonal e meridional em função dos erros na direção e no módulo da velocidade do vento.

Expressando-se a componente normal em função das componentes zonal e meridional e do ângulo α - formado entre a direção zonal (positivo para leste) e a posição do ponto de grade considerado (Seção 5.2.1) - é possível avaliar o erro na componente normal. Assim:

$$V_n = u \cos \alpha + v \sin \alpha \quad (A.6)$$

$$\delta V_n = \delta u \cos \alpha + \delta v \sin \alpha$$

onde δu e δv são dados pela Equação A.4 e α é especificado pela posição do ponto de grade sobre a periferia do cilindro.

Usando-se as Tabelas de Kurihara e aplicando-se a Equação A.1, obtiveram-se os seguintes desvios padrões para a média de módulo e direção da velocidade, com $N = 500$.

TABELA A.1

ERROS PADRÕES PROVÁVEIS PARA A MÉDIA DE DIREÇÃO E PARA O MÓDULO DA VELOCIDADE DO VENTO, INFERIORES A 10 M/S

mb	MÓDULO (m/s)	DIREÇÃO (Graus)
850	0,031	0,10
700	0,072	0,30
500	0,098	0,30
300	0,250	0,90
100	0,220	0,90

Com os dados da Tabela A.1 e especificando-se a média zero, geraram-se 30 séries de números aleatórios, contendo cada uma 9 valores que correspondem ao número de pontos de grade em cada nível. Como no presente trabalho utilizaram-se dados para camadas de 100-100 mb, adotou-se o seguinte critério de correspondência para usar a Tabela A.1.

Sup-900 mb }
900-800 mb } 850 mb

800-700 mb }
700-600 mb } 700 mb

600-500 mb }
500-400 mb } 500 mb

400-300 mb }
300-200 mb } 300 mb

200-100 mb } 100 mb

As séries de erros aleatórios assim obtidas foram adicionadas aos valores originais dos dados de entrada, e obtiveram-se

$$u_e = u + \delta u$$

$$v_e = v + \delta v$$

$$V_{ne} = V_n + \delta V_n$$

onde u_e , v_e e V_{ne} são os valores das componentes da velocidade do vento afetadas pelo erro aleatório.

Escolheram-se arbitrariamente os dados de março-abril-maio, média de 1971-1978, para proceder aos ensaios de erros. Introduziu-se uma sub-rotina de geração de números aleatórios com desvio padrão e média conhecidos, sendo 9 séries com 9 dados cada uma para o erro no módulo da velocidade e 9 séries com 9 dados para o erro em dire

ção, correspondentes aos 81 pontos de grade. Estas séries foram adicionadas aos valores iniciais de u , v e V_n , e os termos da energia cinética foram novamente calculados. Este procedimento foi repetido 30 vezes, de modo que, em cada ponto de grade, foram usados 60 números aleatórios. Assim em cada nível tem-se 60×9 , num total de 540 números aleatórios.

Após as 30 rodadas foram extraídas as partes não-aleatórias de cada série obtida, ficando-se, portanto, com 9 séries de 30 valores das grandezas derivadas, correspondentes às 9 camadas atmosféricas desde superfície até 100 mb. Para cada uma destas séries foi calculado o desvio padrão para os seguintes termos: velocidade normal, fluxo lateral de energia cinética média, fluxo lateral de energia cinética dos distúrbios e fluxo lateral de energia cinética total. A Tabela A.2 mostra estes valores. As Figuras A.1, A.2, A.3 e A.4 mostram os perfis médios destas grandezas, com as respectivas barras de erro obtidas. Nota-se que, nos níveis mais altos, as barras de erro são grandes. No entanto, com o objetivo de tirar conclusões acerca do formato da curva e não de seus pequenos detalhes, pode-se usar um valor médio de 2 ou mais pontos em cada trecho como sendo representativo do perfil calculado. Com isto, o desvio padrão médio será:

$$\bar{s} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N n_i s_i^2}{\sum n_i}} \quad (\text{A.7})$$

onde \bar{s} é o desvio padrão médio para N séries, e n_i é o número de dados da i -ésima série. Se $n_1 = n_2 = \dots = n$, a Expressão (A.7) se transforma em

$$\bar{s} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N s_i^2}{N}} \quad (\text{A.8})$$

Usando-se a Equação A.8 pode-se verificar, por exemplo, que o desvio padrão para a média dos 3 últimos pontos do perfil da velocidade normal fica reduzida a 0.51 m s^{-1} . Como os desvios, mostrados pelas barras de erro, foram obtidos independentemente para cada um dos três últimos níveis, é muito pouco provável que o perfil assumisse simultaneamente valores excessivamente grandes ou pequenos, pois a probabilidade de tal ocorrência é dada pelo produto das três probabilidades.

Esta análise mostrou que os erros nas médias do módulo e da direção da velocidade, semelhantes aos determinados por Kurihara (1961), não invalidam as conclusões deste trabalho.

TABELA A.2

VELOCIDADE NORMAL (V_n), FLUXOS DE ENERGIA CINÉTICA (F_1, F_2, F_3)
E RESPECTIVOS DESVIOS PADRÕES RELATIVOS AOS POSSÍVEIS
ERROS ALEATÓRIOS DOS DADOS DE ENTRADA (MÓDULO
E DIREÇÃO DA VELOCIDADE)

CAMADAS DE PRESSÃO	V_n	S_n	F_1	s_1	F_2	s_2	F_3	s_3
Sup-900	-1,01	+0,13	-1,08	+0,11	-0,23	+0,06	-1,32	+0,14
900-800	-0,82	+0,11	-0,68	+0,05	+0,06	+0,04	-0,62	+0,07
800-700	-0,46	+0,11	-0,29	+0,07	+0,15	+0,10	-0,14	+0,14
700-600	-0,16	+0,09	-0,08	+0,05	+0,17	+0,04	+0,08	+0,06
600-500	-0,12	+0,09	-0,05	+0,04	+0,04	+0,05	-0,01	+0,07
500-400	+0,25	+0,07	+0,05	+0,02	-0,01	+0,02	+0,05	+0,03
400-300	+0,78	+0,48	+0,07	+0,08	-0,01	+0,06	+0,07	+0,13
300-200	+0,68	+0,46	+0,20	+0,28	-0,15	+0,71	+0,05	+0,97
200-100	+0,87	+0,58	+0,36	+0,46	+0,02	+1,01	+0,36	+1,40

Unidades: V_n (m/s); F_1, F_2 e F_3 (10^{11} J s^{-1})

$$F_1 = \bar{K} \bar{V}_n \frac{S \Delta p}{g}; \quad F_2 = \overline{K' V_n} \frac{S \Delta p}{g}; \quad F_3 = \overline{K V_n} \frac{S \Delta p}{g}$$

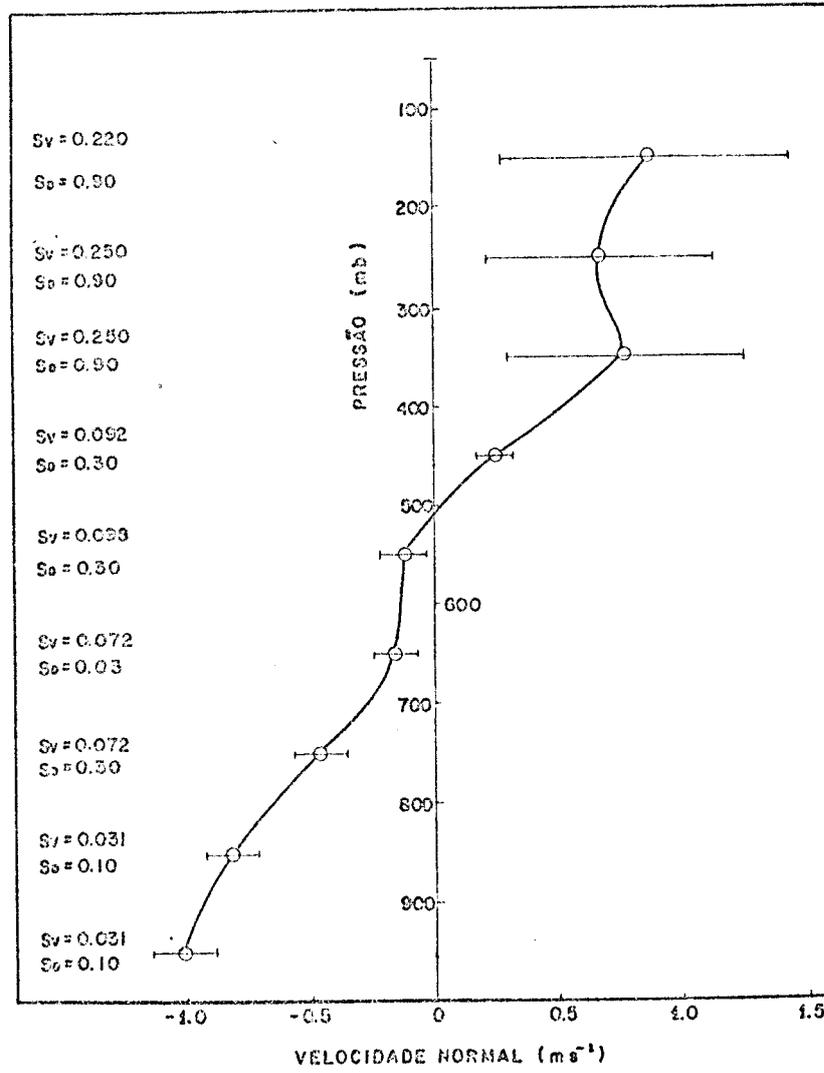


Fig. A.1 - Perfil médio de velocidade normal e erros padrões em cada perfil.

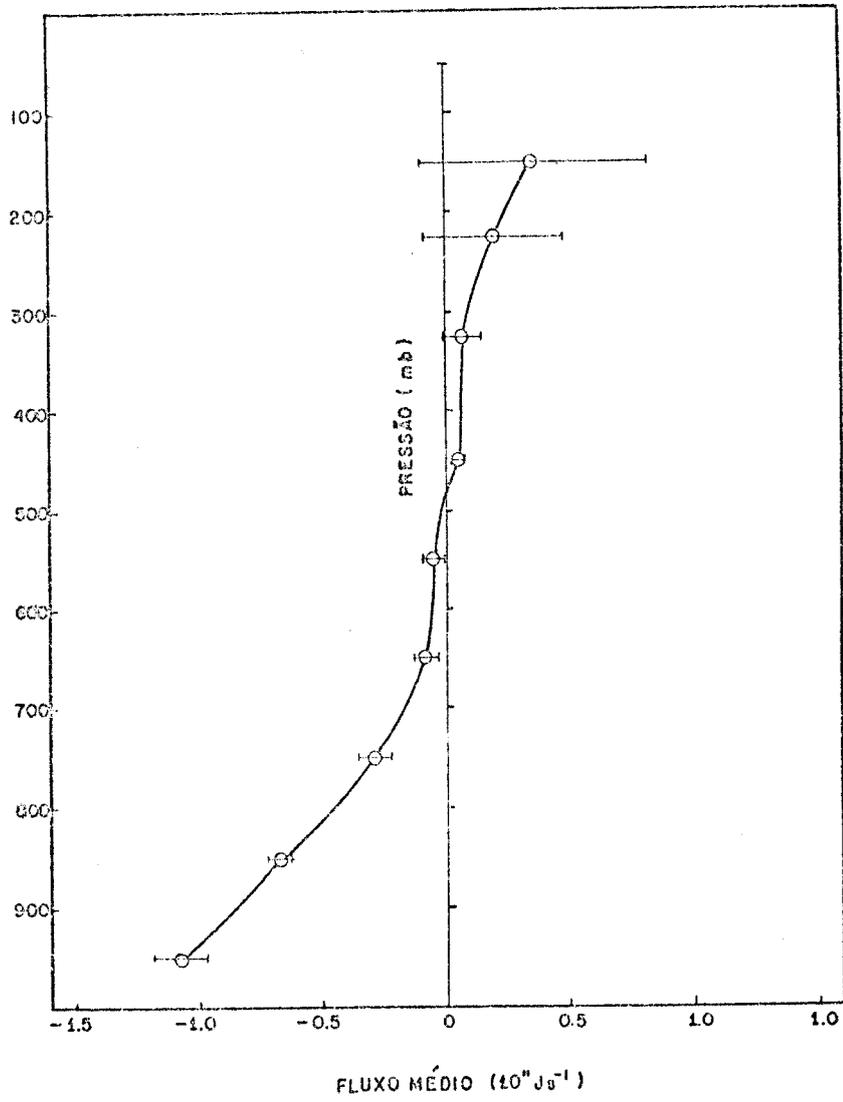


Fig. A.2 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética média e erros padrões em cada nível.

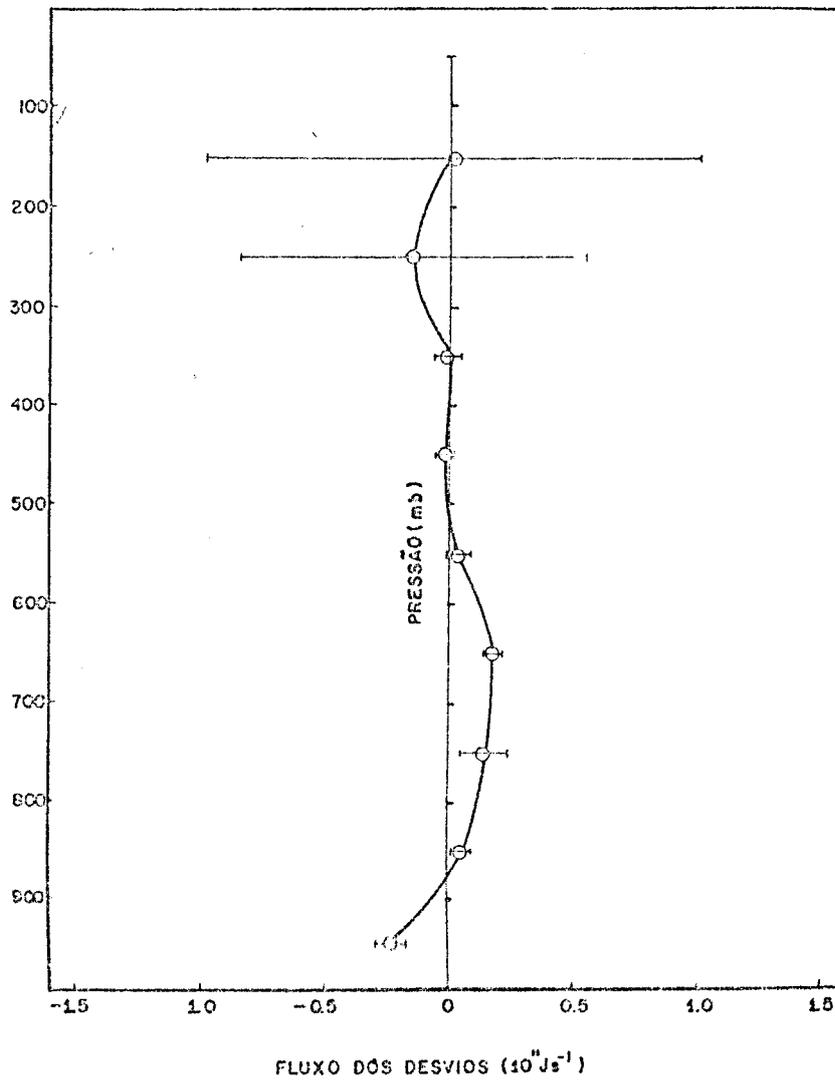


Fig. A.3 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética dos distúrbios e erros padrões em cada nível.

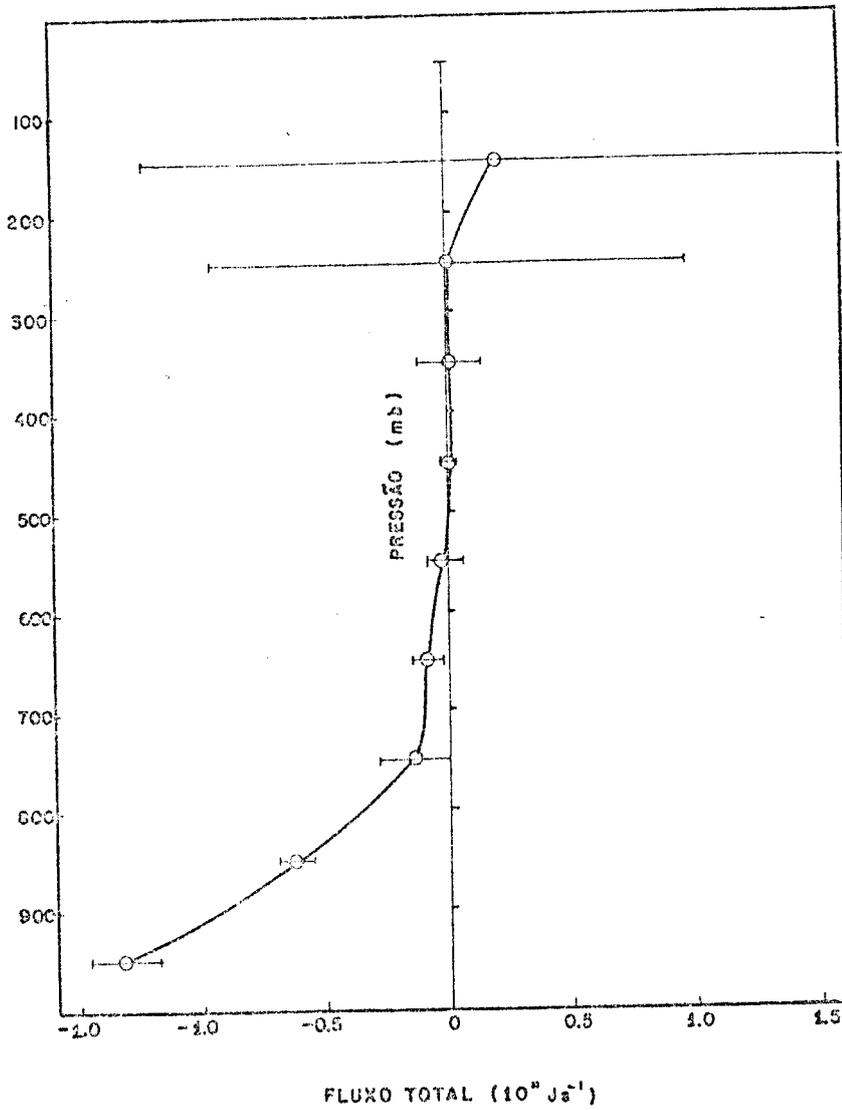


Fig. A.4 - Perfil do fluxo lateral de energia cinética total e erros padrões em cada nível.

APÊNDICE B

RELAÇÃO DE ESTAÇÕES E DADOS UTILIZADOS

TABELA B.1

RELAÇÃO DAS ESTAÇÕES COM DADOS
DE VENTO À SUPERFÍCIE

Nº DA OMM	NOME DA ESTAÇÃO	LATITUDE SUL	LONGITUDE SUL
82280	São Luis	2° 32'	44° 17'
287	Parnaíba	8° 55'	41° 36'
392	Sobral	3° 42'	40° 21'
397	Fortaleza	3° 46'	38° 36'
571	Barra da Corda	5° 30'	45° 16'
586	Quixeramobim	5° 12'	39° 18'
594	Macau	5° 07'	36° 38'
599	Ceará Mirim	5° 39'	35° 25'
678	Florian	6° 46'	43° 02'
765	Carolina	7° 20'	47° 28'
785	Barabalha	7° 19'	39° 18'
795	Campina Grande	7° 13'	35° 53'
900	Recife	8° 03'	34° 35'
986	Paulo Afonso	9° 21'	38° 15'
83064	Porto Nacional	10° 31'	48° 43'
090	Monte Santo	10° 26'	39° 18'
096	Aracaju	10° 55'	37° 03'
182	Irecê	11° 18'	41° 52'
186	Jacobina	11° 11'	40° 28'
236	Barreiras	12° 09'	45° 00'
242	Lençóis	12° 34'	41° 23'
248	Salvador	13° 00'	38° 31'
288	B.J.Lapa	13° 16'	43° 25'
295	Jaguaquara	13° 22'	39° 59'
348	Ilhéus	14° 47'	39° 03'

TABELA B.2

RELAÇÃO DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS LOCALIZADOS NA REGIÃO NORDESTE,
CUJOS DADOS FORAM USADOS NO PRESENTE TRABALHO

CODIGO NACIONAL	POSTO	MUNICIPIO/ESTADO	LATITUDE SUL	LONGITUDE OESTE
00244007	S. Luis	S. Luis (MA)	02° 32'	44° 18'
00445006	V. Freire	V. Freire (MA)	04° 05'	45° 10'
00444000	Bacabal	Bacabal (MA)	04° 14'	44° 47'
00444001	Esperantinópolis	Esperantinópolis (MA)	04° 53'	44° 53'
00545005	B. do Corda	B. do Corda (MA)	05° 31'	45° 15'
00546003	Grajaú	Grajaú (MA)	05° 49'	46° 08'
00644011	Pastos Bons	Pastos Bons. (MA)	06° 36'	44° 05'
00745004	Carolina	Carolina (MA)	07° 43'	47° 13'
00845001	T. Fragoso	T. Fragoso (MA)	08° 28'	45° 66'
00241001	Parnaíba	Parnaíba (PI)	02° 05'	41° 47'
00542012	Terezina	Teresina (PI)	05° 05'	42° 49'
00742001	Formosa	Simplício Mendes (PI)	07° 34'	42° 10'
00844004	Campo Grande	Bertolina (PI)	08° 47'	44° 04'
00945009	Regalo	Monte A. do Piauí (PI)	09° 47'	45° 02'
00338018	Fortaleza	Fortaleza (CE)	03° 45'	38° 32'
00340028	Sobral	Sobral (CE)	03° 42'	40° 21'
00341016	Viçosa do Ceará	Viçosa do Ceará (CE)	03° 34'	41° 05'
00241015	Padre Vieira	Viçosa do Ceará (CE)	03° 34'	41° 20'
00440011	Espírito Santo	Monsenhor Tabosa (CE)	04° 55'	40° 00'
00540012	Curimatã	Tamboril (CE)	05° 05'	40° 17'
	Quixeramobim	Quixeramobim (CE)	05° 12'	39° 18'
00740008	Araripe	Araripe (CE)	07° 13'	40° 08'
00537003	Baraúnas	Mossorô (RN)	05° 05'	37° 38'
00535021	Touros	Touros (RN)	05° 12'	35° 28'
00536023	Pataxo	Ipangaçu (RN)	05° 37'	36° 50'
00535027	Ceará Mirim	Ceará Mirim (RN)	05° 38'	35° 26'
00636022	Serra do Doutor	Campo Redondo (RN)	06° 11'	36° 15'
00636025	Currais Novos	Currais Novos (RN)	06° 16'	36° 31'
00635025	Canguaretama	Canguaretama (RN)	06° 23'	35° 07'
00736022	Cabaceiras	Cabaceiras (PB)	07° 30'	36° 17'
00638034	S. Gonçalo	Souza (PB)	06° 50'	38° 19'

(continua)

Tabela B.2 - Conclusão

CÓDIGO NACIONAL	POSTO	MUNICÍPIO, ESTADO	LATITUDE SUL	LONGITUDE OESTE
00636039	Seridô	Seridô (PB)	06° 51'	35° 25'
00635030	Areia	Areia (PB)	06° 58'	35° 42'
00737017	Imaculada	Imaculada (PB)	07° 23'	37° 30'
00737022	Água Branca	Água Branca (PB)	07° 31'	37° 39'
00738020	Conceição	Conceição (PB)	07° 33'	38° 31'
00740017	Feitoria	Bodocô (PE)	07° 32'	40° 06'
00841011	C. do Roberto	C. do Roberto (PE)	08° 38'	41° 09'
00836020	Jucati	Jupi (PE)	08° 42'	36° 27'
00837028	Moxotô	Ibimirim (PE)	08° 43'	37° 32'
00836015	Garanhuns	Garanhuns (PE)	08° 53'	35° 29'
00940006	Petrolina	Petrolina (PE)	09° 23'	40° 30'
00838024	Itacuruba	Itacuruba (PE)	08° 49'	39° 43'
00935005	Maceió	Maceió (AL)	09° 39'	35° 43'
00936034	P. dos Índios	P. dos Índios (AL)	09° 24'	36° 39'
00937025	Poço Redondo	Poço Redondo (SE)	09° 50'	37° 41'
00937024	Lagoa	Poço Redondo (SE)	09° 53'	37° 36'
01037002	Aracaju	Aracaju (SE)	10° 54'	37° 03'
00838029	Rodelas	Rodelas (BA)	08° 50'	38° 46'
00942012	Salininha	Pilão Arcado (BA)	09° 59'	42° 30'
01040017	Volta	Jaguarari (BA)	10° 03'	40° 05'
01143012	Várzea Formosa	Barra (BA)	11° 01'	43° 20'
01141007	Irecê	Irecê (BA)	11° 18'	41° 52'
01137029	Conde	Conde (BA)	11° 49'	37° 36'
01244009	Barreiras	Barreiras (BA)	12° 09'	44° 59'
01238028	F. de Santana	F. de Santana (BA)	12° 16'	38° 58'
01338002	Salvador	Salvador (BA)	13° 01'	38° 31'
	Batalha	B. J. Lapa (BA)	13° 13'	43° 25'

TABELA B.3

NÚMERO DE DADOS DE VENTO E MAM E SON, REFERENTES
AO PERÍODO DE 1971-1978 (*)

E S T A Ç Ã O	850		700		500		300		200		150		100	
	MAM	SON												
SÃO LUIS	241	301	240	301	205	266	181	174	181	163	177	136	140	105
FORTALEZA	73	126	76	126	69	117	43	95	43	90	40	88	38	82
NATAL	410	397	382	396	406	391	396	383	391	358	386	366	372	351
RECIFE	424	399	431	334	403	301	364	267	354	234	342	217	285	186
SALVADOR	307	379	293	385	301	376	283	360	269	320	249	305	248	306
B.J.LAPA	93	121	124	149	116	150	105	131	88	133	88	112	88	108
PETROLINA	231	251	256	234	248	229	241	207	233	168	183	174	157	165
FLORIANO	303	335	305	345	299	317	283	276	276	270	273	282	264	266
CAROLINA	230	112	259	130	250	134	252	120	251	128	240	117	185	101
ARACAJU	125	-	68	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BARREIRAS	243	-	233	-	160	-	59	-	-	-	-	-	-	-
CARAVELAS	86	98	-	97	-	94	-	89	-	81	-	75	-	67
BRASÍLIA	690	620	683	622	681	619	667	603	645	580	590	590	534	563
RIO DE JANEIRO	663	690	665	694	660	688	624	647	548	530	452	450	430	400
SÃO PAULO	674	672	677	672	673	667	646	639	576	523	518	460	466	327

(*) Número máximo de dados esperados para cada nível: MAM = 736; SON = 728.

TABELA B.4

NÚMERO DE DADOS DE TEMPERATURA, GEOPOTENCIAL E UMIDADE DE
MAM E SON, REFERENTES AO PERÍODO DE 1971-1978 (*)

	SUP		850		700		500		300		200		150		100	
	MAM	SON														
SÃO LUIS		424	369	304	367	303	338	267	313	203	309	193	221	166	195	148
FORTALEZA		152	131	135	132	134	116	120	110	96	107	90	102	88	83	81
NATAL		607	409	440	389	430	403	428	396	417	392	386	389	374	345	356
RECIFE		488	468	356	454	344	435	315	414	274	401	251	384	246	342	201
SALVADOR		515	370	418	341	417	337	392	324	368	314	346	282	323	264	316
B.-J.LAPA		303	325	231	327	220	315	228	296	210	269	204	254	195	239	181
PETROLINA		454	425	338	332	342	309	323	291	269	287	273	260	233	250	215
FLORTIANO		514	396	364	380	370	354	342	354	313	344	306	280	293	323	262
CAROLINA		304	360	214	361	210	337	189	325	204	315	195	250	183	245	158
BRASILIA		667	609	614	612	615	610	611	598	598	591	620	579	613	551	604
RIO DE JANEIRO		728	681	692	683	691	680	686	670	682	663	678	650	670	630	638
SÃO PAULO		728	655	680	654	679	651	676	650	665	635	640	624	638	586	590
CARAVELAS		183	108	147	106	148	105	146	105	141	95	130	73	119	65	105
F. NORONHA		273	139	228	138	215	129	212	119	187	121	198	116	193	116	187

(*) Número máximo de dados esperados para cada nível: MAM = 736; SON = 728.

TABELA B.5

NÚMERO DE DADOS DE VENTO DE MAM REFERENTES
AOS ANOS DE 1974 e 1976 (*)

E S T A Ç Õ E S	850		700		500		300		200		150		100	
	74	76	74	76	74	76	74	76	74	76	74	76	74	76
SÃO LUIS	34	71	30	70	-	58	-	43	-	45	-	44	-	27
FORTALEZA	33		36		35		30		31		30		30	
NATAL	74	54	75	26	75	54	71	53	71	53	68	53	60	54
RECIFE	44	46	47	46	42	46	40	46	36	45	35	41	29	33
SALVADOR	30	19	29	19	28	18	23	15	23	15	23	12	19	11
B.J.LAPA	-	27	-	27	-	26	-	23	-	23	-	21	-	21
PETROLINA	19	66	22	66	20	61	18	56	17	55	21	50	19	42
FLORIANO	16	45	17	48	18	49	17	39	15	37	15	33	13	27
CAROLINA	38	63	41	68	39	64	39	56	45	55	42	52	37	43
BRASÍLIA	92	88	92	88	92	88	92	86	91	79	90	72	87	65
RIO DE JANEIRO	91	87	91	87	91	84	89	84	73	72	64	53	57	48
SÃO PAULO	85	84	85	84	85	81	81	80	72	73	67	67	63	58
CARAVELAS	19	-	20	-	18	-	19	-	20	-	18	-	18	-
BELEM	86	84	88	30	88	16	82	-	86	-	81	-	75	-
F. NORONHA	-	46	-	44	-	42	-	41	-	40	-	39	-	39
BARREIRAS	37	42	34	38	27	26	13	-	-	-	-	-	-	-
ARACAJU	-	33	-	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(*) Número máximo de dados esperados para cada nível: 92.

TABELA B.6

NÚMERO DE DADOS DE TEMPERATURA, GEOPOTENCIAL E UMIDADE DE
MAM, REFERENTE AOS ANOS DE 1974 E 1976 (*)

E S T A Ç Õ E S	SUP		850		700		500		300		200		150		100	
	74	75	74	75	74	75	74	75	74	75	74	75	74	75	74	75
SAO LUIS	-	92	-	70	-	71	-	56	-	44	-	44	-	42	-	28
FORTALEZA	61	-	47	-	47	-	42	-	40	-	37	-	33	-	30	-
NATAL	92	61	74	54	74	26	74	54	73	53	73	53	71	53	63	53
RECIFE	92	92	68	67	61	64	55	58	50	53	48	53	46	52	32	50
SALVADOR	31	31	30	18	30	19	26	16	25	15	24	14	24	12	26	11
B. J. LAPA	61	27	58	27	57	26	57	23	53	22	46	21	41	21	38	21
PETROLINA	31	61	25	51	25	51	25	48	21	45	22	43	22	43	21	37
FLORIANO	31	61	19	37	19	38	18	33	17	31	15	31	15	29	13	23
CAROLINA	61	92	52	70	51	73	51	63	51	53	49	53	47	52	43	43
BRASILIA	92	92	92	88	92	88	92	88	91	88	92	85	92	72	92	80
RIO DE JANEIRO	92	92	91	87	91	87	91	86	89	87	84	87	82	87	75	55
SAO PAULO	92	92	58	85	59	84	58	81	57	16	52	76	49	71	48	68
CARAYELAS	-	31	-	20	-	17	-	14	-	-	-	16	-	16	-	14
BELEM	92	30	90	26	89	25	88	15	85	36	86	-	85	-	78	-
F. NORONHA	-	61	-	42	-	42	-	40	-	-	-	37	-	38	-	37

(*) Número máximo de dados esperados para cada nível: 92.