



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE – 4359 – TDL / 300**

**VARIAÇÕES DAS CIRCULAÇÕES TROPICAIS E AS ANOMALIAS DE  
PRECIPITAÇÃO ASSOCIADAS, EM DOIS ANOS DE CONTRASTE.**

Mary Toshie Kayano

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada por V. B. Rao, aprovada em 20 de novembro de 1986.

INPE  
São José dos Campos  
1986



PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS  
CIRCULAÇÃO DE WALKER; PRECIPITAÇÕES ANÔMALAS;  
EL NIÑO; OSCILAÇÃO SUL; ANOS DE CONTRASTE

AUTORES  
AUTORS  
AUTOR RESPONSÁVEL  
RESPONSIBLE AUTHOR  
Mary Toshie Kayano

DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION  
 INTERNA / INTERNAL  
 EXTERNA / EXTERNAL  
 RESTRITA / RESTRICTED

AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY  
Marco Antonio Raupp  
Diretor Geral

REVISADA POR / REVISED BY  
V. B. Rao

CDU/UDC  
551.577.38

DATA / DATE  
Setembro 1987

TÍTULO/TITLE	PUBLICAÇÃO Nº PUBLICACION NO INPE-4359-TDL/300
	VARIAÇÕES DAS CIRCULAÇÕES TROPICAIS E AS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO ASSOCIADAS, EM DOIS ANOS DE CONTRASTE
AUTORES/AUTHORSHIP	Mary Toshie Kayano

ORIGEM  
ORIGIN  
PG/DME

PROJETO  
PROJECT  
FRH/MET

Nº DE PAG.  
NO OF PAGES  
177

ULTIMA PAG.  
LAST PAGE  
C. 3

VERSÃO  
VERSION

Nº DE MAPAS  
NO OF MAPS

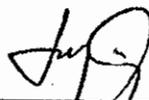
RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES

Em 1983 observaram-se secas severas sobre a maior parte das áreas continentais, e precipitação acima da normal no Pacífico Equatorial Central, relacionadas com o El Niño de 1982-83, enquanto em 1984, observou-se um padrão de precipitação aproximadamente inverso. As análises da velocidade vertical, calculada usando ventos observados, mostraram consistência entre as intensidades e localizações da circulação de Walker e a distribuição de precipitações anômalas. A migração norte-sul da ZCIT desempenhou um papel importante para modular a precipitação tropical, durante 1983 e 1984. O retorno da circulação atmosférica, característica do El Niño, para um padrão normal parece ter-se iniciado por volta de maio de 1983. Mudanças sazonais, tais como o estabelecimento do regime de monções de verão no oceano Índico e Índia contribuíram para este retorno. Verificou-se uma correlação altamente significativa entre o Índice de Oscilação Sul e o vapor d'água atmosférico. Estes cálculos mostraram para as estações do Pacífico Equatorial Central correlações negativas, e para as da Indonésia correlações positivas, sugerindo que as variações do vapor d'água, destas regiões, são moduladas pela Oscilação Sul. As flutuações do vapor d'água são sinérgicas com as mudanças no campo da divergência dos baixos níveis, tal que o aumento (diminuição) de convergência causa o aumento (diminuição) no conteúdo de vapor d'água.

OBSERVAÇÕES/REMARKS  
Tese de Doutorado em Meteorologia aprovada em 20 de novembro de 1986.

Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Doutor  
em Meteorologia

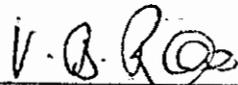
Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

  
\_\_\_\_\_  
Presidente

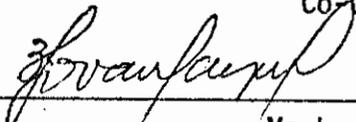
Dr. Antonio Divino Moura

  
\_\_\_\_\_  
Orientador

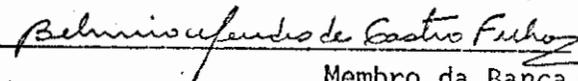
Dr. V.B.Rao

  
\_\_\_\_\_  
Co-Orientador

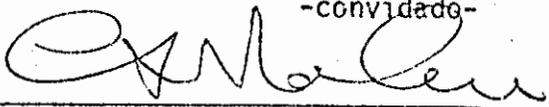
Dr. Valdo da Silva Marques

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca  
-convidado-

Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho

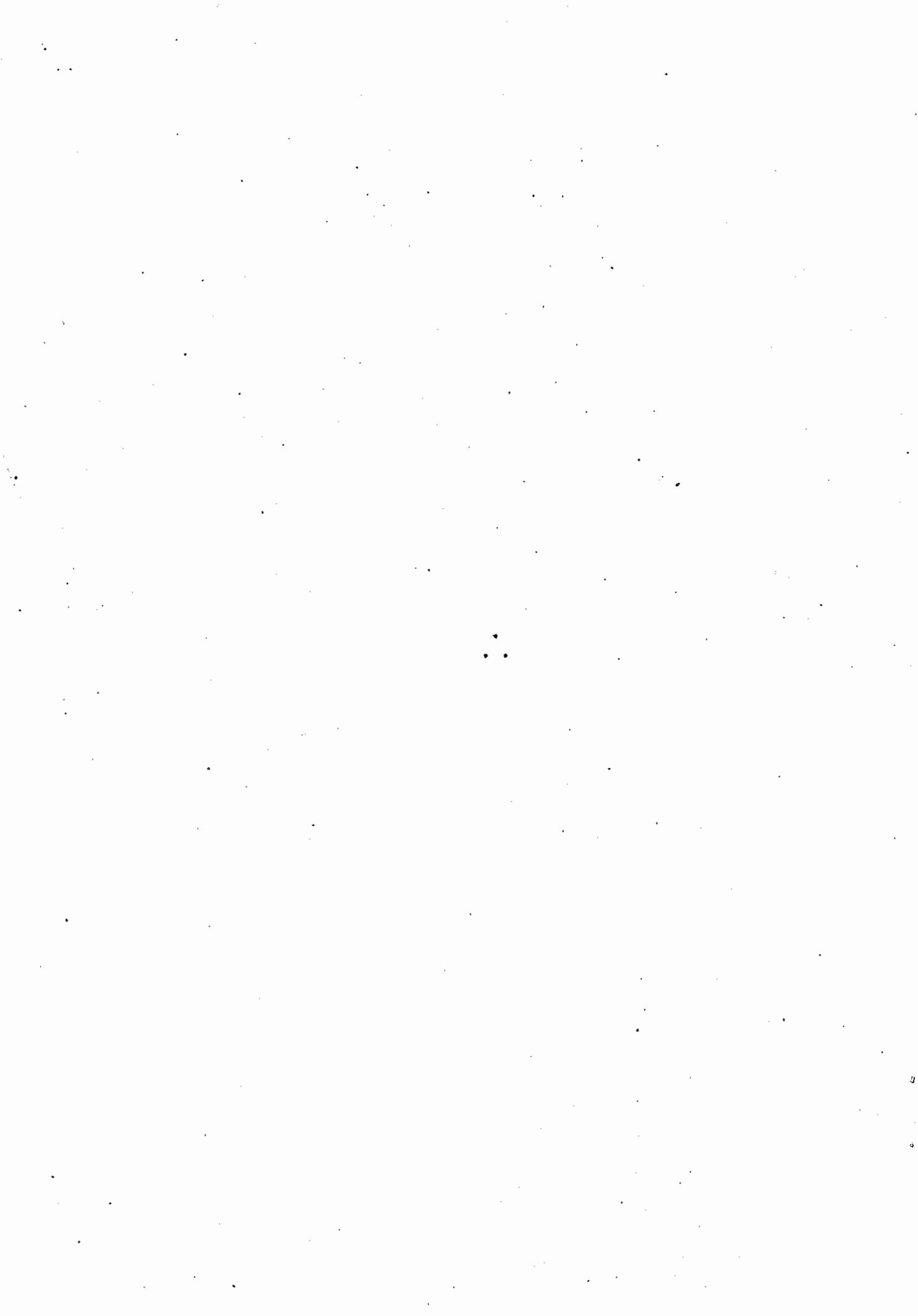
  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca  
-convidado-

Dr. Carlos Afonso Nobre

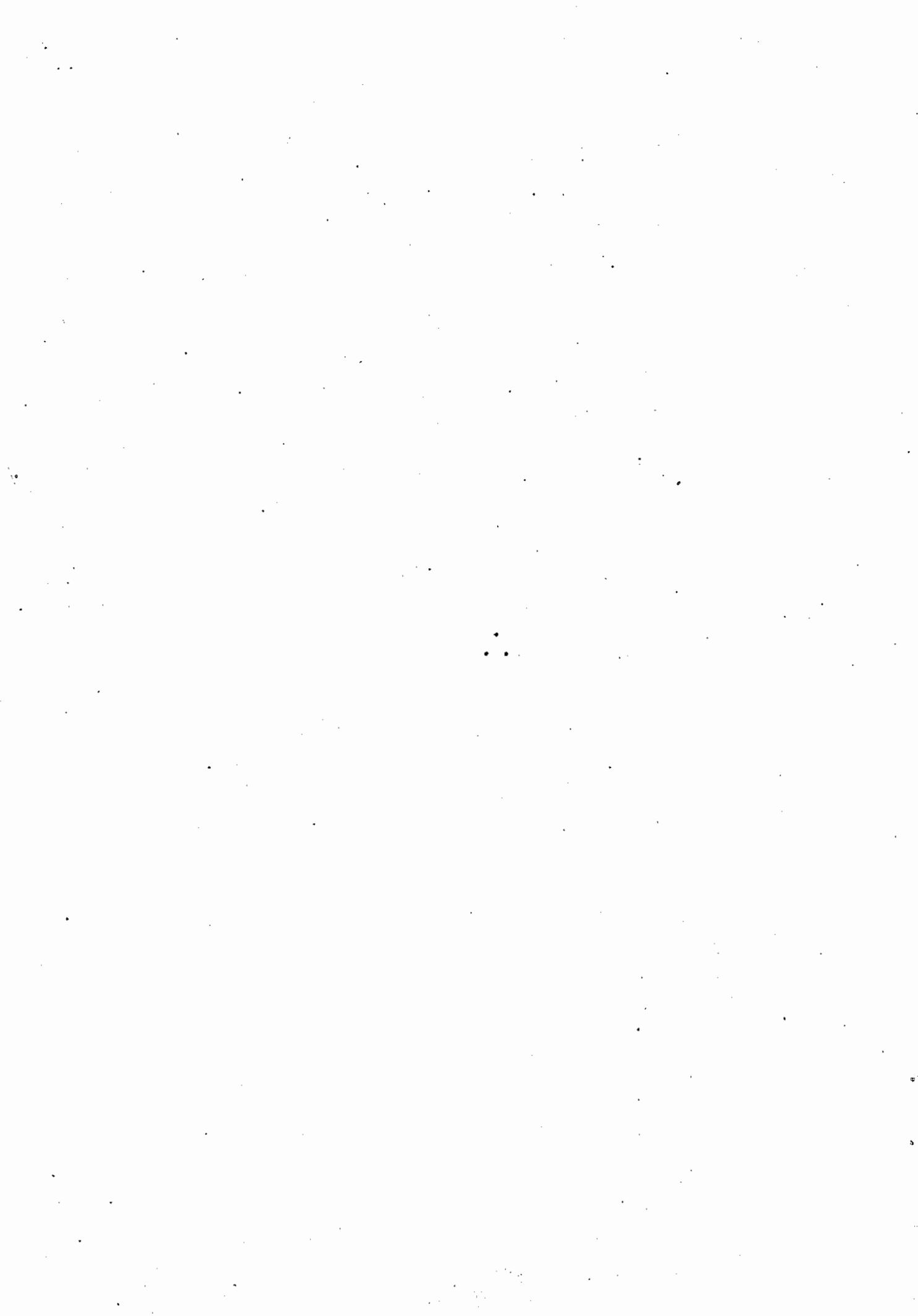
  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca

Candidata: Mary Toshie Kayano

São José dos Campos, 20 de novembro de 1986



*Dedico aos meus pais.*



## ABSTRACT

During 1983 severe droughts were observed over large areas of the tropical lands and above normal rainfall over equatorial central Pacific related to the 1982-83 El Nino, while during 1984 the precipitation pattern almost reversed. The analysis of the vertical velocity, calculated using observed wind, for 1983 and 1984, showed that the intensities and locations of the ascending and descending branches of the Walker circulation were consistent with the anomalous precipitation distribution. The north-south ITCZ migration played an important role to modulate the tropical precipitation, during 1983 and 1984. The return from the El Nino atmospheric circulation features to a normal pattern seems to have started around May 1983. Seasonal changes, such as the establishment of the summer monsoon regime over Indian ocean and India, contributed to this return. Highly significant correlation is verified between the Southern Oscillation Index (SOI) and the atmospheric water vapor. These calculations showed negative correlations for the central Pacific stations and positive correlations for the Indonesian stations, suggesting that the water vapor variations over these regions are modulated by the Southern Oscillation. The water vapor fluctuations are synchronized to the changes of the low level divergence field, such that an increase (decrease) of the convergence causes an increase (decrease) of water vapor content.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS .....	xi
LISTA DE TABELAS .....	xvii
LISTA DE SÍMBOLOS .....	xix
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS .....	xxi
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u> .....	1
1.1 - El Niño e oscilação sul .....	1
1.2 - Enos e precipitações anômalas .....	8
1.3 - Considerações teóricas .....	11
1.3.1 - Os estudos lineares .....	11
1.3.2 - Os estudos não lineares .....	15
1.4 - Teleconexões com as latitudes mais altas .....	16
1.5 - Estudos com modelos de circulação geral .....	18
1.6 - As secas no NEB .....	22
1.7 - Objetivos .....	23
<u>CAPÍTULO II - DADOS E METODOLOGIA</u> .....	27
2.1 - Escolha dos anos de contraste .....	27
2.2 - Dados utilizados e cálculos .....	28
<u>CAPÍTULO III - DINÂMICA DAS CIRCULAÇÕES TROPICAIS</u> .....	35
3.1 - Variações na circulação tropical sobre a região Indonésia/ Pacífico/América do Sul durante 1983 e 1984 .....	35
3.1.1 - Dezembro, Janeiro e Fevereiro de 1982-83 .....	35
3.1.2 - Março, Abril e Maio de 1983 .....	44
3.1.3 - Junho, Julho e Agosto de 1983 .....	55
3.1.4 - Dezembro, Janeiro e Fevereiro de 1983-84 .....	61
3.1.5 - Março, Abril e Maio de 1984 .....	66
3.1.6 - Junho, Julho e Agosto de 1984 .....	69
3.1.7 - Setembro, Outubro e Novembro de 1984 .....	73
3.2 - As variações de precipitação na África Tropical durante 1983 e 1984 .....	76
3.3 - A precipitação observada durante 1982-83 sobre a América do Sul e os resultados de experimentos numéricos de simula ção .....	85

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 4 - O VAPOR D'ÁGUA E A ESTRUTURA TERMODINÂMICA NO PACÍFICO TROPICAL</u> .....	89
4.1 - O vapor d'água e a Oscilação Sul .....	89
4.2 - A estrutura termodinâmica na vertical da atmosfera tropical durante 1983 e 1984 .....	105
<u>CAPÍTULO 5 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES</u> .....	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123
APÊNDICE A - LOCALIZAÇÕES DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS COM OS CORRESPONDENTES PERÍODOS DE DADOS DISPONÍVEIS E AS FONTES DE DADOS	
APÊNDICE B - FÓRMULAS UTILIZADAS PARA O CÁLCULO DAS VARIÁVEIS ÚMIDAS	
APÊNDICE C - COMENTÁRIOS SOBRE ERROS NOS DADOS	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1a - Mapa dos coeficientes de correlação das anomalias de PNM entre Ilha de Páscoa e estações selecionadas sobre o globo todo.....	3
1.1b - Séries de pressão em 1000 mb para DJF em Tahiti (17°33'S, 149°34'W) e em Darwin (12°26'S, 130°52'E).....	3
2.1 - Índice de Oscilação Sul. Média corrida de 5 meses da diferença das anomalias de PNM entre Tahiti e Darwin (Tahiti menos Darwin).....	28
2.2 - Grade esquemática. Uma latitude e uma longitude arbitrárias são representadas por i e j, respectivamente.....	31
3.1 - Desvios de precipitação para DJF 1982/83 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	36
3.2 - ROL para DJF 1982/83: a) média trimestral; b) anomalia...	37
3.3 - TSM para DJF 1982/83: a) média trimestral; b) anomalia...	38
3.4a - Seção vertical da velocidade vertical ( $w$ ) em $mb\ s^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para DJF 1982/83.....	39
3.4b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em $m\ s^{-1}$ , no equador, para DJF 1982/83.....	39
3.4c - Caminho da velocidade vertical em $mb\ s^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para DJF 1982/83.....	40
3.5 - Circulação de Walker em 5°S média para DJF.....	41
3.6 - Desvios de precipitação para MAM 1983 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	45
3.7 - ROL para MAM 1983: a) média trimestral; b) anomalia.....	46
3.8 - TSM para MAM 1983: a) média trimestral; b) anomalia.....	47

	<u>Pág.</u>
3.9a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador para MAM 1983.....	48
3.9b - Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para MAM 1983.....	49
3.10 - Desvios de PNM mensais normalizados pelos correspondentes desvios padrão para Darwin, Tahiti e Ilha da Páscoa, durante janeiro de 1982 a maio de 1984.....	50
3.11a - Seção altura versus tempo da velocidade vertical para o ponto ( $10^{\circ}$ S, $140^{\circ}$ W) (Pacífico Central) durante dezembro de 1982 a dezembro de 1984.....	53
3.11b - Seção altura versus tempo da velocidade vertical para o ponto ( $0^{\circ}$ , $150^{\circ}$ E) (Málacia) durante dezembro de 1982 a dezembro de 1984.....	53
3.12 - Desvios de precipitação para JJA 1983 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre $10^{\circ}$ N e $10^{\circ}$ S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	56
3.13 - ROL para JJA 1983: a) média trimestral; b) anomalia.....	57
3.14 - TSM para JJA 1983: a) média trimestral; b) anomalia.....	58
3.15a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para JJA 1983.....	60
3.15b - Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para JJA 1983.....	60
3.16a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para DJF 1983/84.....	62
3.16b - Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para DJF 1983/84.....	62
3.16c - Campo da velocidade vertical em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para DJF 1983/84.....	63

3.17	- Desvios de precipitação para DJF 1983/84 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia....	64
3.18	- TSM para DJF 1983/84: a) média trimestral; b) anomalia...	65
3.19	- Desvios de precipitação para MAM 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	67
3.20a	- Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para MAM 1984.....	68
3.20b	- Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para MAM 1984.....	69
3.21	- Desvios de precipitação para JJA 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	70
3.22a	- Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador para JJA 1984.....	71
3.22b	- Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para JJA 1984.....	72
3.22c	- Campo da velocidade vertical em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para JJA 1984.....	72
3.23	- Circulação de Walker em 5° S média para JJA.....	73
3.24	- Desvios de precipitação para SON 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10° N e 10° S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia.....	74
3.25a	- Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para SON 1984.....	75
3.25b	- Seção vertical da velocidade zonal (u) em $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para SON 1984.....	75

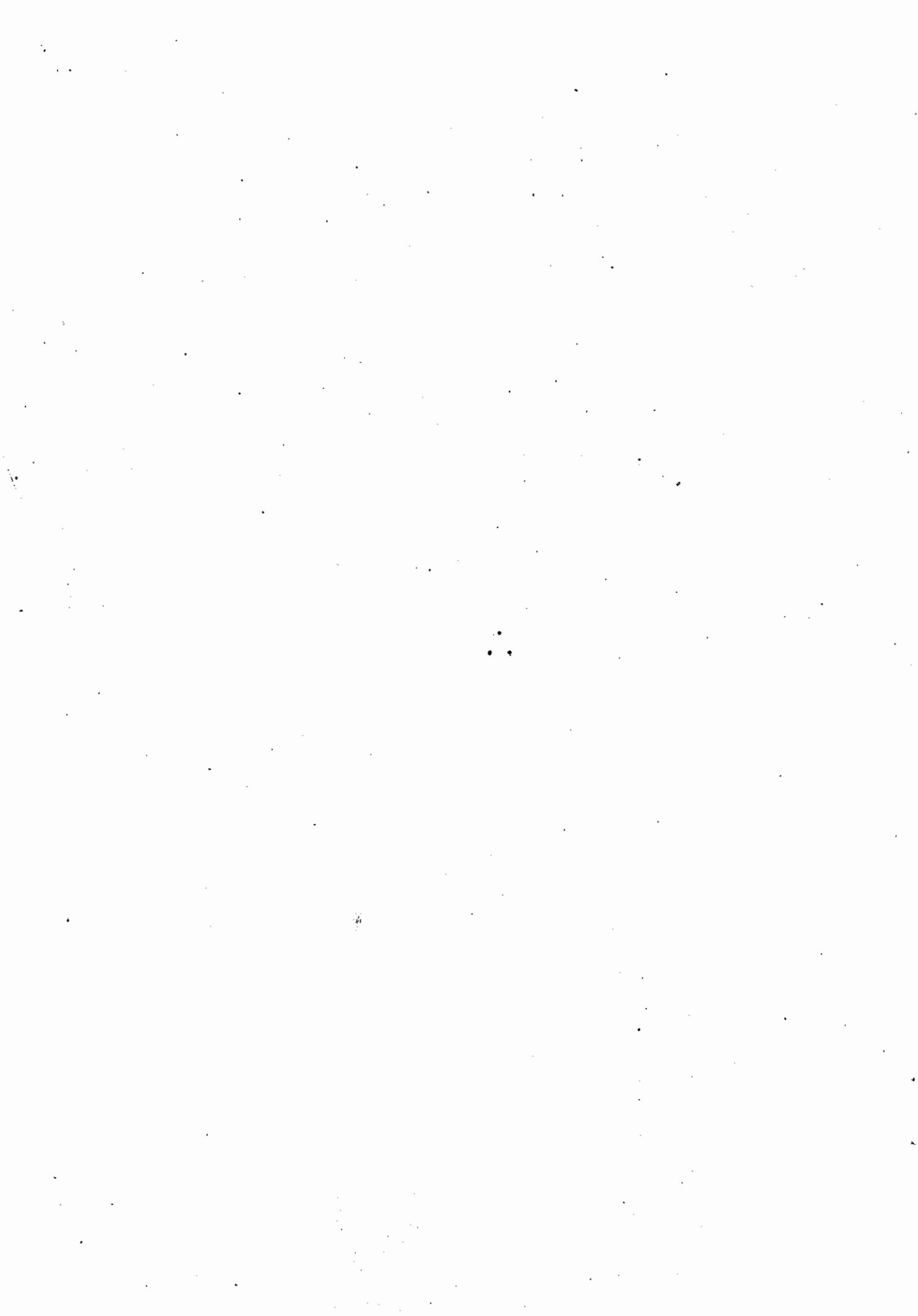
3.26a - Desvios de precipitação para os trimestres de 1983, normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical da África.....	79
3.26b - Desvios de precipitação para os trimestres de 1984, normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical da África.....	80
3.27a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para outubro de 1982.....	82
3.27b - Desvios de precipitação para outubro de 1982, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.....	82
3.28a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para janeiro de 1983.....	83
3.28b - Desvios de precipitação para janeiro de 1983, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.....	83
3.29a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para setembro de 1983.....	84
3.29b - Desvios de precipitação para setembro de 1983, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.....	84
4.1 - Climatologia da água precipitável total mensal com base em dez anos (1976 a 1985): a) para as estações do Pacífico Equatorial Central; b) para as estações da Malásia....	91
4.2 - Climatologia da precipitação total mensal com base no período disponível de informações (1976 a 1985): a) para as estações do Pacífico Equatorial Central; b) para as estações da Malásia.....	93
4.3 - Climatologia da água precipitável total mensal com base em nove anos (excluindo os valores mensais de 1983 do período de 1976 a 1985) para Atuona e Cingapura.....	94

<p>4.4 - Água precipitável mensal e o correspondente histograma de precipitação, para Atuona e Cingapura, para o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984. As precipitações normais estão sobrepostas nos histogramas, indicadas por linhas contínua para Cingapura e tracejadas para Atuona.....</p>	<p>96</p>
<p>4.5 - Seções tempo versus altura da umidade relativa (<math>U_w</math>) para o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984: a) para Atuona; b) para Cingapura.....</p>	<p>102</p>
<p>4.6 - Perfis verticais de temperatura potencial (<math>\theta</math>), temperatura potencial equivalente (<math>\theta_e</math>) e temperatura potencial equivalente saturada (<math>\theta_e^*</math>) em Atuona e Cingapura para março de 1983 e março de 1984. Em todos os diagramas, o perfil mais à esquerda é o de <math>\theta</math>, seguido pelos perfis de <math>\theta_e</math> e <math>\theta_e^*</math>.....</p>	<p>107</p>
<p>4.7 - Esquema representando as camadas condicional e convectivamente instáveis para março de 1983 e março de 1984. As bases representam os níveis de condensação por levantamento (NCLEs) correspondentes a temperatura e umidade de 1000 mb e os topos os maiores níveis (ou seja, menores níveis de pressão) de convecção livre (NCLIs).....</p>	<p>110</p>
<p>C.1a - Seção altura versus tempo do vento zonal (dados de radiossondagem) para 1983/84 em Atuona.....</p>	<p>C.2</p>
<p>C.1b - Seção altura versus tempo do vento zonal extraído do "Final Analysis" no NMC para 1983/84 em (10° S, 140° W).....</p>	<p>C.3</p>



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Comparação dos resultados de simulação da precipitação na América do Sul .....	20
3.1 - Desvios de precipitação em milímetros por dia observados e simulados na Amazônia (AM), NEB e Brasil Central (BC), para janeiro de 1983. Nos casos simulados foram indicados os sinais das áreas (negativa e positiva) e o máximo valor absoluto simulado em cada área .....	88
4.1 - Coeficientes de correlação linear entre as séries de água precipitável de 1983/84 das estações entre si. As quatro primeiras estações (T Tarawa, F Funafuti, A Atuona, Th Tahiti) representam o Pacífico Central e as quatro últimas (C Cingapura, KB Kota Bharu, KL Kuala Lumpur, K Kuantan) representam a Indonésia .....	95
4.2 - Precipitação mensal e eficiência de precipitação, em Atuona e em Cingapura para 1983 e 1984 .....	99
4.3 - Precipitação acumulada do trimestre, água precipitável média do trimestre e eficiência de precipitação para as estações chave do Pacífico Equatorial Central (PEC) e da Malásia (M) para DJF 1982/83 e DJF 1983/84 .....	100
4.4 - Coeficientes de correlação entre as séries dos desvios mensais de água precipitável e IOS. Os coeficientes de correlação foram calculados considerando uma média corrida de cinco meses. A série de IOS (diferenças das PNMs normalizadas pelos desvios padrão, entre Tahiti e Darwin) foi extraída do Climate Diagnostics Bulletin (1986).	103



## LISTA DE SÍMBOLOS

- A - divergência horizontal ( $s^{-1}$ )
- a - raio da Terra (m)
- $C_p$  - calor específico à pressão constante ( $J\ kg^{-1}\ K$ )
- E - leste
- e - pressão de vapor d'água (mb)
- $e_w$  - pressão de saturação do vapor d'água sobre superfície plana de água líquida pura (mb)
- $e_{ws}$  - pressão de saturação de vapor d'água sobre superfície plana de água líquida pura na temperatura do ponto de ebulição (1013,246 mb)
- g - aceleração da gravidade ( $m\ s^{-2}$ )
- (i,j) - um ponto de grade, onde i representa a latitude e j a longitude
- L - calor latente de vaporização da água ( $J\ kg^{-1}$ )
- N - norte
- ND - número de dias em um mês
- P - precipitação (mm)
- PE - eficiência de precipitação (%)
- $P_w$  - água precipitável
- p - pressão total do ar úmido (mb)
- $p_0$  - pressão do ar na superfície (mb)
- $p_1$  - nível de pressão (mb)
- $p_2$  - nível de pressão (mb)
- q - umidade específica
- $q_1$  - umidade específica no nível de pressão  $p_1$
- $q_2$  - umidade específica no nível de pressão  $p_2$
- $\bar{q}$  - umidade específica média em uma camada
- $R_d$  - constante específica do ar seco ( $J\ kg^{-1}\ K$ )
- r - razão de mistura

- $r_w$  - razão de mistura de saturação em relação à água
- S - sul
- s - subíndice indicando o valor suavizado
- T - temperatura absoluta (K)
- $T_c$  - temperatura no nível de condensação por levantamento (K)
- $T_d$  - temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ )
- $T_s$  - temperatura do ponto de ebulição (373,16K)
- $U_w$  - umidade relativa (%)
- u - componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ )
- v - componente meridional do vento ( $\text{m s}^{-1}$ )
- W - oeste
- $\lambda$  - longitude
- $\phi$  - latitude
- $\theta$  - temperatura potencial (K)
- $\theta_e$  - temperatura potencial equivalente (K)
- $\theta_e^*$  - temperatura potencial equivalente saturada (K)
- $\omega$  - velocidade vertical em coordenadas de pressão ( $\text{mb s}^{-1}$ )

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- CLP - Camada Limite Planetária
- CW - Circulação de Walker
- DJF - Dezembro, Janeiro, Fevereiro
- DNAEE - Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
- ENOS - Oscilação Sul e El Nino associado
- GFDL - Geophysical Fluid Dynamics Laboratory  
(Laboratório de Fluidos Dinâmicos Geofísicos)
- GLAS - Goddard Laboratory for Atmosphere Sciences  
(Laboratório Goddard para Ciências Atmosféricas)
- GMT - Greenwich Meridian Time  
(Tempo do Meridiano de Greenwich)
- INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
- IOS - Índice de Oscilação Sul
- ITCZ - Intertropical Convergence Zone  
(Zona de Convergência Intertropical)
- JJA - Junho, Julho, Agosto
- MAM - Março, Abril, Maio
- MCG - Modelo de Circulação Geral
- NASA - National Aeronautics and Space Administration  
(Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço)
- NCAR - National Center for Atmospheric Research  
(Centro Nacional para Pesquisa Atmosférica)
- NCLE - Nível de Condensação por Levantamento
- NCLI - Nível de Convecção Livre
- NEB - Nordeste do Brasil
- NMC - National Meteorological Center  
(Centro Nacional de Meteorologia)
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration  
(Administração Nacional Oceânica e Atmosférica)

- OS - Oscilação Sul
- PAN - Pacífico/América do Norte
- PNM - Pressão ao Nível do Mar
- ROL - Radiação de Onda Longa
- SON - Setembro, Outubro, Novembro
- SUDENE - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
- TSM - Temperatura da água da Superfície do Mar.
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical
- WMO - World Meteorological Organization  
(Organização Mundial de Meteorologia)

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

#### 1.1 - EL NINO E OSCILAÇÃO SUL

Nos últimos anos, a meteorologia tropical teve um avanço considerável do ponto de vista teórico e observacional, especialmente no que concerne ao entendimento das respostas atmosféricas a forçantes térmicas. Este avanço esteve condicionado aos impactos climáticos causados por fenômenos, cujos ciclos de vida estão estritamente relacionados a fontes de calor nos trópicos, como é o caso do El Niño. Assim, inúmeros estudos têm sido conduzidos, na tentativa de se entender os processos que regem o ciclo de vida de tais fenômenos e eventualmente prevê-los.

O estudo destes fenômenos tem uma grande importância do ponto de vista científico e também envolve amplamente interesses econômicos e sociais. Haja vista que as ocorrências de anomalias climáticas extremas, tais como secas prolongadas ou precipitações excessivas, têm enormes impactos com reflexos diretos na economia e na sociedade, estendendo-se muitas vezes de maneira dramática aos animais e vegetais das regiões afetadas.

Numa perspectiva realista, não se espera modificar estes eventos climáticos anômalos. Porém, um melhor entendimento físico dos fatores que determinam as variabilidades climáticas de grande escala, retratadas por condições de excesso ou escassez de chuva, contribuiria substancialmente para o monitoramento e a previsão a longo prazo de tais eventos, minimizando assim seus efeitos. Um fator importante, encorajando os cientistas no sentido de melhorar a previsão a longo pra-

zo, é a natureza altamente persistente destas anomalias, que podem durar por um período de semanas a alguns meses.

No início deste século observou-se uma oscilação de pressão ("see-saw") atmosférica entre as regiões da alta subtropical no Pacífico sudeste e da baixa pressão nas proximidades da Indonésia, que foi denominada de "Oscilação Sul" (OS) (Walker, 1923, 1924, 1928a). Walker e Bliss (1932) notaram que quando a pressão é alta no centro de ação sobre o Pacífico sudeste, há uma tendência da pressão ser baixa na região da Indonésia, e vice-versa. Este conceito físico surgiu através de uma série de trabalhos que descrevem as características das flutuações interanuais da "Pressão ao Nível do Mar" (PNM), temperatura do ar à superfície e precipitação associadas a um padrão de teleconexão de escala global, abrangendo o Hemisfério Sul e parte do Hemisfério Norte (Walker, 1923, 1924, 1928a; Walker and Bliss, 1932, 1937).

A extensão espacial da OS, as localizações de seus principais centros de ação (um incluindo o oceano Índico e Indonésia e o outro no oceano Pacífico central leste) e a oscilação de pressão entre estes centros de ação, podem claramente ser visualizadas através da Figura 1.1. Na Figura 1.1a estão representadas as isolinhas de coeficientes de correlação das anomalias de PNM entre Ilha de Páscoa e estações selecionadas sobre o globo todo, e na Figura 1.1b são mostradas as séries de pressão em 1000 mb para dezembro-janeiro-fevereiro em Tahiti ( $17^{\circ}33'S$ ,  $149^{\circ}34'W$ ) e em Darwin ( $12^{\circ}26'S$ ,  $130^{\circ}52'E$ ). Nota-se na Figura 1.1a dois centros principais de correlação positivo e negativo, um na região da Indonésia e noroeste da Austrália e o outro no Pacífico sudeste.

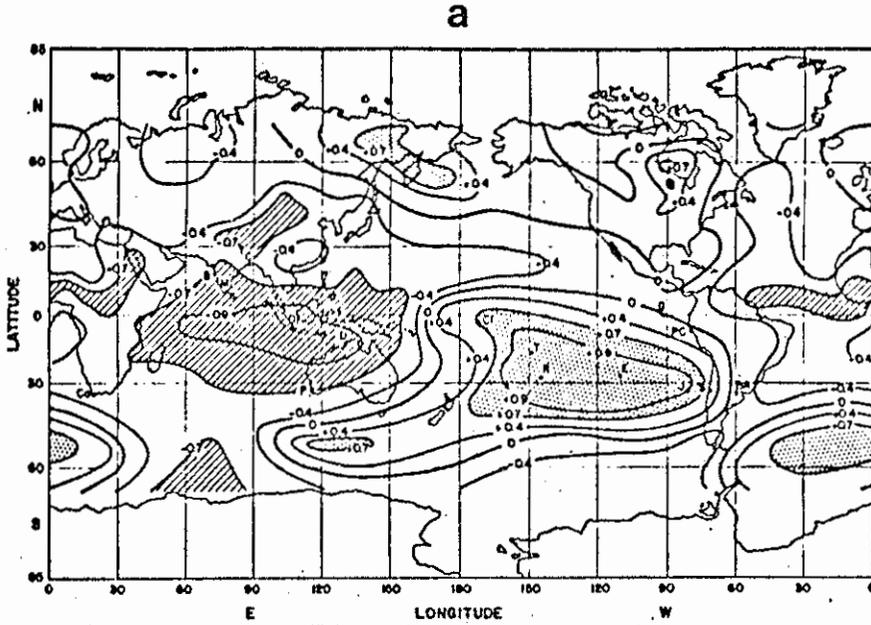


Fig. 1.1a - Mapa dos coeficientes de correlação das anomalias de PMM entre Ilha de Páscoa e estações selecionadas sobre o globo todo. (As áreas negativas estão hachuradas e as positivas pontilhadas).

Adaptado de Berlage e de Boer (1959).

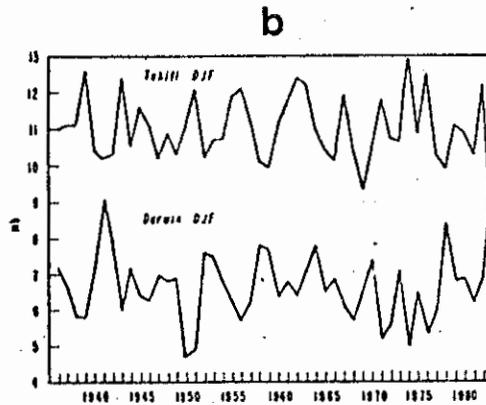


Fig. 1.1b - Séries de pressão em 1000 mb para DJF em Tahiti ( $17^{\circ} 33'S$ ,  $149^{\circ} 34'W$ ) e em Darwin ( $12^{\circ} 26'S$ ,  $130^{\circ} 52'E$ ).

FONTE: Kousky et alii (1984).

A intensidade e a fase desta oscilação são medidas através de um índice, denominado "Índice de Oscilação Sul" (IOS), e é geralmente calculado tomando-se a diferença de PNM, ou de seus desvios em relação à normal, entre duas estações que representam os dois centros de ação da OS, a baixa pressão na Indonésia e a alta pressão no Pacífico sudeste. Estes dois centros podem também ser vistos na figura de correlações como mencionado acima. O valor positivo de IOS (fase positiva) é encontrado quando os sistemas de baixa pressão sobre a Indonésia e de alta pressão no Pacífico subtropical leste estão anormalmente fortes. Analogamente, quando esses centros de ação estão anormalmente fracos, tem-se a OS em sua fase negativa (IOS negativo).

Na fase positiva da OS, o forte gradiente horizontal de pressão existente entre a Indonésia e o Pacífico central, tem em associação ventos alísios anormalmente fortes, acentuada convergência nos baixos níveis e intensa atividade convectiva na região da Indonésia, o que ocasiona altos índices pluviométricos nesta área. Por outro lado, na fase negativa da OS, ocorrem diminuição do gradiente horizontal de pressão entre os dois centros de ação da OS, enfraquecimentos da convergência nos baixos níveis e da atividade convectiva na região da Indonésia, decorrendo uma escassez de chuva nesta área.

Berlage e de Boer (1959) foram os primeiros a vislumbrar a OS como uma manifestação de grande escala dos complexos fenômenos que ocorrem devido à interação oceano-atmosfera. Eles concluíram que a OS é essencialmente de origem marítima, em virtude de os principais centros de ação localizarem-se nos oceanos Pacífico subtropical leste e Índico. Troup (1965), por sua vez, reforçou essa idéia, sugerindo que as variações nos alísios de sudeste e na TSM associada têm efeitos importantes na circulação toroidal direta entre os hemisférios leste (quente) e oeste (frio). Essa circulação leste-oeste foi denominada "Circulação de

Walker" (CW) por Bjerknes (1969), em homenagem a Sir Gilbert Walker.

As variações na intensidade da CW e as correspondentes tendências na OS, como proposto por Bjerknes (1969), poderiam ser dirigidas por gradientes de TSM entre o Pacífico leste e oeste e pelos ventos de leste associados, do seguinte modo: um forte (fraco) gradiente horizontal de pressão entre o Pacífico leste e oeste está associado ao fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos equatoriais de leste, e também ao aumento (diminuição) da ressurgência no Pacífico leste, acen- tuando (atenuando) o gradiente de TSM entre o lado leste e oeste do Pa- cífico. Além disso, Bjerknes (1969) sugeriu que na CW, a condensação que induz movimento ascendente, através da liberação de calor latente, tem origens na intensa evaporação das águas relativamente quentes no Pacífico equatorial oeste.

Mais recentemente, Cornejo-Garrido e Stone (1977) mostra- ram que a intensa condensação associada à CW está mais diretamente re- lacionada com a região de convergência de umidade do que com a região de intensa evaporação. Eles sugeriram que a hipótese de Bjerknes (1969), com respeito aos gradientes de TSM controlando a CW, poderia ser um mecanismo para iniciar a CW e não necessariamente para man- tê-la.

Evidentemente, as variações na TSM, associadas às mudan- ças na intensidade dos alísios, desempenham um papel importante na OS e, conseqüentemente, na CW. Porém, não se conhecem os mecanismos que causa as alterações (iniciais pelo menos) na intensidade dos alísios de sudeste. Wyrski (1975) propôs uma teoria pela qual o mecanismo é uma forçante atmosférica mais ou menos aleatória com origens nas altas la- titudes do Hemisfério Sul.

O complexo fenômeno OS inclui em uma de suas fases extremas (fase negativa) o evento conhecido por El Nino. A princípio, a definição do evento El Nino referia-se à substituição das águas normalmente frias do Pacífico tropical leste, próximo às costas do Peru e Equador, por águas mais quentes, durante o verão do Hemisfério Sul. O aparecimento destas águas mais quentes está relacionada ao enfraquecimento dos alísios de sudeste, fato este geralmente observado durante o verão (Hemisfério Sul).

Porém, em certos anos, quando a OS se encontra na fase negativa, observa-se um aquecimento excessivo no Pacífico tropical leste e as anomalias positivas de TSM permanecem na área por diversos meses. Atualmente, o termo El Nino é usado para se referir a esse aquecimento anormal, e aos fenômenos atmosféricos associados (Wyrtki, 1975).

As mudanças na TSM do Pacífico central associadas ao El Nino são acompanhadas por um enfraquecimento dos alísios, intensificação da contra corrente equatorial, rápido aumento do nível do mar no Pacífico leste e decréscimo do nível do mar no Pacífico oeste (Ramage, 1975; Wyrtki, 1975).

No período precedente ao El Nino, o fortalecimento dos ventos alísios no Pacífico oeste (normalmente observado) fortalece o escoamento para oeste associado a corrente equatorial sul, acumulando águas no Pacífico oeste e aumentando a inclinação do nível do mar na direção leste-oeste. Uma vez que ocorre o enfraquecimento dos ventos alísios na fase inicial do El Nino, o gradiente de pressão decorrente da inclinação do nível do mar na direção leste-oeste, possibilita o retorno para leste das águas acumuladas no Pacífico oeste causando o aumento do nível do mar e o aprofundamento da camada quente no Pacífico leste.

O movimento da massa de água para leste, associado ao enfraquecimento dos alísios ocorre na forma de ondas equatoriais de Kelvin que se originam na fronteira oeste do oceano e se propagam para leste (Godfrey, 1975; McCreary, 1976). A importância das ondas equatoriais de Kelvin na escala de tempo climática relacionadas com os processos de interação oceano-atmosfera tem sido mostrada (Cane and Sarachik, 1976; Lau, 1981).

Berlage (1966) mostrou que o El Nino está relacionado com a OS através da grande semelhança entre as variações de PNM em Darwin e TSM em Puerto Chicama (Peru). Tendo em vista que o El Nino ocorre na fase negativa da OS, o aumento de TSM na região próxima às costas do Peru, associado ao enfraquecimento da alta subtropical no Pacífico sudeste, é acompanhado pelo aumento da pressão em longitudes tropicais na área da Indonésia, no caso em Darwin.

Os complexos processos de interação oceano-atmosfera têm sido investigados através de modelos acoplados oceano-atmosfera (Philander, 1985; Cane et alii, 1986). Philander (1985) sugeriu que a OS tem duas fases: uma associada ao El Nino e a outra, a fase complementar do El Nino (La Nina). Ele propôs que durante o El Nino, a instabilidade é dirigida pelo aumento de liberação de calor latente para a atmosfera, enquanto durante a La Nina a instabilidade criada intensifica os alísios e as correntes oceânicas. Seus resultados mostram que as interações instáveis ar-mar são moduladas pelos movimentos sazonais das zonas de convergência atmosféricas. Cane et alii (1986), por sua vez, através de um modelo acoplado oceano-atmosfera simularam as interações ar-mar que amplificam a tendência oceânica associada com um estado de não equilíbrio do oceano e forneceram a previsão de um El Nino.

Em função do caráter anômalo do El Nino, devido à presença de uma fonte de calor nas longitudes do Pacífico tropical leste durante este evento, decorrem mudanças marcantes na circulação tropical e

também em outras regiões do globo e, portanto, no clima global. Neste contexto, tem-se encontrado evidências observacionais de teleconexão entre a OS e El Niño associado (ENOS) e as configurações de circulações anômalas em latitudes mais altas (Bjerknes, 1966, 1969, 1972; Trenberth, 1976; Horel and Wallace, 1981; Arkin, 1982).

Bjerknes (1966), baseando-se nos dados de 1957-1958, associou o aparecimento concomitante de anomalias de pressão com sinal negativo centrado no Golfo do Alaska, positivo perto do sudeste da Groelândia e negativo sobre o noroeste da Rússia, com o El Niño ocorrido naquele período. Além disso, ele verificou uma intensificação anômala no escoamento de oeste nas latitudes médias, sobre o noroeste do Pacífico durante o inverno do Hemisfério Norte (1957-1958). Recentemente, Arkin (1982) sugeriu que a anomalia de TSM associada ao El Niño induz a intensificação das correntes de jato durante os respectivos invernos, em ambos os hemisférios. Os aspectos teóricos destas teleconexões serão tratados no item 1.4.

## 1.2 - ENOS E PRECIPITAÇÕES ANÔMALAS

Dentre as teleconexões climáticas associadas ao ENOS, a que tem sido mais frequentemente reportada, desde os tempos de Walker e tem recebido atenção especial, é a ocorrência de condições anômalas de secas ou de encharcadas em várias regiões do globo (Walker, 1923, 1924, 1928a; Trenberth, 1976; Quinn et alii, 1978; Horel and Wallace, 1981; Rasmusson and Carpenter, 1982; Stretten, 1983), e também ocorrência de secas no "Nordeste do Brasil" (NEB) (Walker, 1928b; Kousky et alii, 1984; Nobre and Rennó, 1985; Moura and Kagano, 1986).

Walker (1923, 1924, 1928a), um dos pioneiros a focalizar este aspecto da OS, estabeleceu uma equação de regressão para prever a

precipitação na Índia. Ele observou durante a fase negativa da OS, um déficit de precipitação na região da Indonésia (inclusive no norte da Austrália) e Índia. Estes resultados foram confirmados por trabalhos recentes: Quinn et alii (1978) concluíram que a seca da Indonésia está intimamente relacionada com o evento El Nino; Rasmusson e Carpenter (1982) verificaram a ocorrência de secas na região da Índia durante a fase negativa da OS, e Streten (1983) verificou escassez de precipitação na Austrália durante o El Nino de 1972-73.

Conforme discutido no item 1.1, durante a fase negativa da OS, a ocorrência de secas no centro de ação que inclui a Indonésia, Índia e norte da Austrália deve-se aos enfraquecimentos da convergência nos baixos níveis e da atividade convectiva nestas áreas. Simultaneamente, o centro de ação no Pacífico central tropical recebe um excesso de precipitação (Trenberth, 1976; Horel and Wallace, 1981), devido aos aumentos de convergência e da atividade convectiva, associados às anomalias positivas de TSM, nesta região.

Dentre outras regiões fora destes dois centros de ação da OS, a América do Sul também tem o seu clima afetado. Em alguns casos de El Nino, as influências de tais fenômenos se estendem sobre áreas que vão desde o Peru e Equador até as regiões mais a leste e também ao sul, incluindo grandes porções do Brasil. Streten (1983) mostrou que durante o El Nino de 1972-73, ocorreram precipitações excessivas na região sul do Brasil. Durante o El Nino de 1982-83, foram documentadas secas severas e prolongadas na Amazônia e NEB e precipitações excessivas na parte central da América do Sul e nas regiões costeiras do Peru e Equador (Moura and Kagano, 1986).

Especificamente, para o NEB, o estudo sobre a ocorrência de secas em associação ao El Nino surgiu nos tempos de Walker (1928b),

da. Vale salientar que estes coeficientes explicam uma pequena porcentagem da variância.

Portanto, da ocorrência de secas na região NEB, ainda não está claro o mecanismo físico que liga tal anomalia climática com o evento El Nino. Assim, o item 1.6 será dedicado a uma discussão de outras causas de secas no NEB, que não o El Nino.

### 1.3 - CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

#### 1.3.1 - OS ESTUDOS LINEARES

É um fato amplamente aceito que as circulações tropicais de grande escala de longo prazo, em grande parte, são controladas pelas fontes e sumidouros de aquecimento diabáticos localizados nos trópicos, principalmente pela liberação de calor latente, devida à convecção cumulus.

As regiões que usualmente constituem as fontes de calor latente são as regiões tropicais da Indonésia/Borneo, África e Amazônia, que se apresentam, em média, com máxima cobertura de nuvens (especialmente durante o verão do Hemisfério Sul). Enquanto que as regiões de sumidouro de calor localizam-se nas regiões tropicais do Atlântico e Pacífico. Do ponto de vista das circulações leste-oeste, as regiões de fonte de calor estão associadas às áreas com movimentos ascendentes e as regiões de sumidouro de calor aos ramos subsidentes (Krishnamurti et alii, 1973; Newell et alii, 1974; WMO, 1985). Assim, nestas circulações leste-oeste, termicamente diretas, os aquecimento e esfriamento relativos, em diferentes longitudes, são compensados aproximadamente por esfriamento e aquecimento adiabáticos devido aos movimentos ascendentes e descendentes, respectivamente.

que desenvolveu um esquema de regressão para prevêê-las. Pesquisas recentes mostram que pode haver uma relação entre os dois fenômenos (Hastenrath and Heller, 1977; Markham and McLain, 1977; Kousky et alii, 1984; Rao et alii, 1986; Horel et alii, 1986).

Markham e McLain (1977) mostraram que a seca no NEB está relacionada com anomalias negativas de TSM no Atlântico sul e sugeriram que estas podem estar relacionadas com o El Niño no Pacífico.

Hastenrath e Heller (1977) encontraram uma correlação negativa estatisticamente significativa entre a precipitação no NEB e a TSM ao longo das costas do Peru. Eles sugeriram que tal correlação pode ser devida às variações inversas de pressão sobre os oceanos Pacífico sudeste e Atlântico sul que, por sua vez, podem ser parte do ajustamento de grande escala do tipo OS. Porém, esta correlação explica uma pequena porcentagem (10 %) da variância.

Horel et alii (1986) sugeriram que as condições anômalas da circulação atmosférica no Atlântico tropical observadas no início de 1983 com pressões mais altas que a normal, fortes ventos alísios, fraca "Zona de Convergência Inter-Tropical" (ZCIT) deslocada para norte, e secas no NEB podem ter sido um ajustamento remoto da circulação tropical à intensa convecção e movimento ascendente no Pacífico equatorial.

A simultaneidade dos eventos seca no NEB e El Niño foi verificada em alguns anos particulares por Caviedes (1973). Porém, Kousky et alii (1984) ressaltaram que estes dois eventos podem apresentar uma defasagem de até um ano. Consistentemente, de Brito (1984) e Rao et alii (1986) encontraram os máximos coeficientes de correlação positivos estatisticamente significativos entre as séries de IOS e precipitação no NEB, quando a primeira precede de um a dois meses a segun-

Os resultados teóricos, considerados a seguir, fornecerão os subsídios necessários para a interpretação dinâmica das circulações tropicais forçadas por fontes e sumidouros de calor, no caso normal descrito acima (ou, equivalentemente, na fase positiva da OS) e também no caso do El Niño, no qual a fonte de calor localiza-se no Pacífico equatorial leste.

Um dos trabalhos pioneiros é o de Matsuno (1966), no qual a resposta da atmosfera tropical a fontes e sumidouros de massa, impostos ao longo do equador, foi estudada através de um modelo barotrópico divergente. Seus resultados mostram a formação de um escoamento zonal ao longo do equador dirigido da fonte para o sumidouro de massa, associado às soluções do tipo ondas de Rossby. Tal escoamento zonal decorre do balanço geostrófico aproximado entre os campos de vento e de pressão. Mais ainda, é notada a formação de circulações anticiclônicas, nos altos níveis em ambos os lados do equador, na região da fonte de massa, devido ao gradiente de pressão criado na direção norte-sul; decorrente da imposição desta fonte, induzir geostróficamente um escoamento dirigido para o equador que sofre deflexão, devido à força de Coriolis.

Basicamente, os resultados de Matsuno (1966) elucidam os aspectos do escoamento forçado por fontes tropicais de calor, a oeste destas.

Webster (1972), por sua vez, usando um modelo numérico, de duas camadas, linear, hidrostático, de equações primitivas, incluindo dissipação e estado básico real, testou a resposta atmosférica às fontes de calor idealizadas e também às observadas no verão e no inverno. Consistentemente com os resultados de Matsuno (1966), ele encontrou fortes correntes zonais ao longo do equador, fluindo em direção à fonte

térmica em 750 mb e para fora desta região em 250 mb, e movimentos ascendentes sobre a fonte de calor, associados à convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis, completando assim a CW. Além disso, Webster (1972) encontrou circulações anticiclônicas na alta troposfera em ambos os lados do equador, ligeiramente a oeste da fonte térmica.

Mais ainda, a resposta atmosférica à fonte de calor, no lado leste desta, que em essência constitui a CW, foi interpretada por Webster (1972) como ondas de Kelvin confinadas no equador, em resposta à forçante térmica. Webster (1972) ressaltou a importância dos processos dissipativos nos movimentos, associados às ondas de Kelvin, em balancear o campo de pressão criado pela presença de fontes tropicais de calor.

Contudo, Webster (1972) não explicou a assimetria leste-oeste mostrada nos seus resultados. Estas assimetrias leste-oeste foram explicadas por Gill (1980) através de um procedimento elegante com um modelo analítico, linear, similar ao de Matsuno (1966). Gill (1980) modelou a resposta atmosférica a fontes de calor nos trópicos, em termos de ondas equatorialmente confinadas, e encontrou resultados essencialmente similares aos de Webster (1972).

Com este modelo simples, Gill (1980) forneceu uma interpretação dinâmica com respeito às características das circulações tropicais, forçadas termicamente, encontradas em ambos os lados da fonte de calor. Ele ressaltou que a resposta da atmosfera tropical, a uma fonte de calor simétrica ao redor do equador com escoamento zonal nos baixos níveis em direção à fonte, consiste de ondas de Rossby a oeste da forçante e de Kelvin a leste desta. Mais ainda, Gill (1980) sugeriu que a assimetria leste-oeste deve-se ao fato das ondas de Kelvin, com

velocidade de fase três vezes maior que a das ondas de Rossby, propagarem-se mais rapidamente para leste da fonte térmica, e influírem a uma distância três vezes maior que a distância de atuação das ondas de Rossby, a oeste da fonte.

Geisler (1981) simulou a CW através de um modelo linear de equações primitivas. Tal modelo difere dos de Webster (1972) e de Gill (1980) por ter uma estrutura vertical que não é prescrita, uma dissipação mais realista e uma fonte de calor cuja estrutura vertical tem base observacional. Consistentemente com os resultados de Webster (1972) e Gill (1980), o modelo de Geisler (1981) também mostrou que o ramo leste da CW tem uma escala longitudinal maior, porém com uma circulação mais fraca do que no ramo a oeste da fonte.

Além disso, Geisler (1981) ressaltou que um estreitamento na extensão longitudinal da fonte de calor, acentua a assimetria zonal da circulação, tal que a circulação zonal é intensificada em relação à circulação meridional no lado oeste da fonte, enquanto no lado leste esta relação permanece essencialmente constante. Este resultado mostra que a teleconexão vislumbrada por Bjerknes (1969), foi simulada pelo modelo de Geisler (1981) no lado oeste da fonte.

Mais recentemente, Lau e Lim (1982), utilizando um modelo linear de equações da água rasa no plano  $\beta$ -equatorial, evidenciaram os aspectos das respostas atmosféricas a uma fonte tropical de calor apontados por Gill (1980), no que concerne ao tipo de ondas envolvidas em tal resposta, e a assimetria leste-oeste da mesma. Consistentemente com os resultados de Geisler (1981), eles encontraram que o influxo de massa nos baixos níveis é consideravelmente menor a leste da fonte do que a oeste desta. Este resultado sugere, no caso da fase negativa da OS, a importância dos fortes ventos de oeste, a oeste da fonte, em manter a

CW anômala nas longitudes do Pacífico central.

Além disso, Lau e Lim (1982) sugeriram que distúrbios equatorialmente forçados permanecem confinados nos trópicos quando prevalecem ventos de leste do que quando o regime é de ventos de oeste. Mais ainda, eles mostraram que uma fonte de calor assimétrica em relação ao equador induz uma circulação do tipo Hadley.

### 1.3.2 - OS ESTUDOS NÃO LINEARES

As considerações acima sobre a teoria linear fornecem, de imediato, algum entendimento físico dos mecanismos relacionados às fontes tropicais de calor, que atuam na atmosfera tropical.

Recentemente, a importância dos efeitos não-lineares nas circulações tropicais tem sido abordada (Nobre, 1983; Sardeshmukh and Hoskins, 1985; Gill and Philips, 1986).

Sardeshmukh e Hoskins (1985) determinaram o balanço de vorticidade usando dados observados, durante a fase madura do ENOS de 1982-83 (inverno do Hemisfério Norte). Eles mostraram que nos baixos níveis, o balanço de vorticidade é essencialmente um balanço entre o termo esticamento ("stretching") e a advecção horizontal de vorticidade planetária, e que a suposição linear para um estado básico em repouso é razoável. Contudo, para os altos níveis, eles apontaram a importância da não linearidade no balanço entre o esticamento e a advecção de vorticidade absoluta feita pelo escoamento médio horizontal, e ressaltaram o aspecto não viscoso do escoamento nestes níveis.

Nobre (1983), comparando os resultados de um modelo analítico, linear, similar ao de Moura e Shukla (1981), com os de um mode-

lo numérico não-linear, para fontes de calor nos trópicos, encontrou que a diferença entre as respostas de tais modelos aumentam com o aumento da taxa de aquecimento. Além disso, ele mostrou que as assimetrias leste-oeste tornam-se mais pronunciadas para a solução não linear, na qual os ventos de oeste nos baixos níveis, à oeste da fonte, intensificam-se comparativamente com os da solução linear.

Mais recentemente, a importância da não-linearidade em circulações tropicais induzidas termicamente foi discutida por Gill e Philips (1986). Seus resultados são muito semelhantes aos do modelo numérico não-linear de Nobre (1983). Eles concluíram que os efeitos não lineares, embora dinamicamente importantes, causam apenas pequenas distorções no campo do escoamento, sem ocasionar mudanças qualitativas no mesmo, quando comparado com o da solução linear. Mais ainda, Gill e Philips (1986) ressaltaram que os efeitos não-lineares são mais importantes no lado oeste da fonte.

Os resultados de estudos teóricos e de observação não são conclusivos no que diz respeito à importância dos efeitos não-lineares nos trópicos. Esta questão continua até o momento em aberto, devido à baixa densidade de dados nos trópicos, com uma resolução espacial insuficiente para uma verificação com base observacional.

#### 1.4 - TELECONEXÕES COM AS LATITUDES MAIS ALTAS

Um outro aspecto das circulações atmosféricas, associadas às fontes tropicais de calor e que tem despertado o interesse da comunidade científica, é a teleconexão com as latitudes mais altas.

Um estudo teórico, que se destacou ao elucidar certos aspectos destas teleconexões, foi o de Hoskins e Karoly (1981). Em tal

estudo, as perturbações estacionárias geradas por fontes de vorticidade no equador foram interpretadas em termos de ondas de Rossby na esfera. Hoskins e Karoly (1981) encontraram que, para uma forçante térmica em latitudes subtropicais, as perturbações geradas nos baixos níveis ficam confinadas perto da região forçada. Enquanto para a alta troposfera, eles notaram a propagação de ondas em direção aos pólos e para leste, visualizadas através de mapas de desvios de altura geopotencial e vorticidade em 300 mb, nos quais observam-se alternância de centros de vorticidade positiva e negativa, seguindo a rota de um grande círculo.

Mais recentemente, Lau e Lim (1984) estendendo o trabalho de Hoskins e Karoly (1981), trataram do aspecto não-linear das teleconexões, e mostraram que as principais características das respostas tropicais e extratropicais concordam qualitativamente com aquelas previstas pela teoria linear.

Horel e Wallace (1981) confirmaram estes resultados teóricos através de evidências observacionais, mostrando que os episódios quentes (El Nino) tendem a ser acompanhados por alturas geopotenciais de 700 mb abaixo da normal no Pacífico norte, acima da normal sobre o oeste do Canadá e abaixo da normal sobre o sudeste dos Estados Unidos da América. Tal distribuição de alturas geopotenciais foi denominada "padrão Pacífico/América do Norte" (PAN).

Simmons et alii (1983) sugeriram que os padrões de teleconexões do tipo PAN podem ser identificados com modos que crescem mais rapidamente, associados à instabilidade barotrópica do escoamento climatológico zonal dos altos níveis, para a situação de inverno, e também podem estar relacionados às forçantes térmicas tropicais.

Embora as origens dos padrões de teleconexões do tipo PAN

sejam ainda uma questão não totalmente resolvida, os estudos teóricos e observacionais mostram uma estreita ligação entre tais padrões e fontes tropicais de calor.

#### 1.5 - ESTUDOS COM MODELOS DE CIRCULAÇÃO GERAL

Os estudos dos efeitos no clima da variabilidade interanual dos gradientes tropicais de calor no Pacífico, associados à OS (Rowntree, 1972; Julian and Chervin, 1978; Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986), e também dos gradientes no Atlântico (Rowntree, 1976; Moura and Shukla, 1981) têm sido conduzidos utilizando-se "Modelos de Circulação Geral" (MCGs). A grande vantagem dos MCGs, modelos complexos, sobre os modelos teóricos está na inclusão explícita de muitos processos dinâmicos, ignorados ou não bem parametrizados pelos modelos teóricos. Dentre os processos dinâmicos incluídos nos MCGs os mais importantes são: parametrização dos processos que ocorrem na camada limite planetária e da convecção úmida; propagação vertical de ondas planetárias; interações não-lineares entre a perturbação gerada e ondas estacionárias, média climatológica, e os processos envolvendo flutuações transientes associadas com a instabilidade baroclínica. Entretanto, os resultados são fortemente dependentes dos modelos. Em outras palavras, com as mesmas condições iniciais, dois modelos podem apresentar resultados finais diferentes. Este fato deve ser levado em conta na interpretação dos resultados dos modelos.

As descrições dos MCGs utilizados até 1983 correspondentes às referências mencionadas acima e os principais experimentos realizados com as anomalias de TSM no Pacífico; foram sumarizados por Shukla e Wallace (1983). Numa comparação e discussão detalhada dos resultados dos modelos, eles notaram alterações marcantes nas respostas atmosféricas às anomalias de TSM e a consistência qualitativa dos resul-

tados dos diferentes modelos, para anomalias distintas de TSM. Isto implica em certa confiabilidade em tais resultados, a despeito dos problemas mencionados acima.

Dentre as características da circulação atmosférica associadas às anomalias de TSM reproduzidas pelos MCGs, e previstas pelos modelos teóricos, destacam-se: nos altos níveis, um escoamento anômalo de leste sobre o equador a oeste da região de intensa precipitação; circulações anômalas anticiclônicas perto de 20°N na região de ventos equatoriais de leste; tendência de intensificação das correntes de jato subtropicais; evidências da formação dos padrões de teleconexões do tipo PAN (Rowntree, 1972; Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Aragão, 1986); e intensificação dos ventos de oeste nos baixos níveis a oeste da fonte (Keshavamurty, 1982).

Tendo em vista estas características simuladas, especialmente para a atmosfera tropical, pode-se afirmar que os modelos reproduzem uma CW anômala, com movimentos ascendentes na região forçada e movimentos subsidentes fora dessa área, associada às anomalias positivas de TSM.

As mudanças na circulação atmosférica foram acompanhadas por padrões anômalos de precipitação, destacando-se, na maioria dos experimentos, o aumento de precipitação ligeiramente a oeste da área de intensas anomalias positivas de TSM no Pacífico. Além disso, alguns experimentos simularam um decréscimo de precipitação na Indonésia, na Amazônia e no NEB, e um aumento na parte central da América do Sul (Keshavamurty, 1982; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986). Os padrões de precipitação simulados para a Indonésia, Amazônia, NEB e Pacífico são consistentes com uma CW anômala.

Tabela 1.1 - Comparação dos resultados de simulação da precipitação na América do Sul

AUTOR(ES)/MODELO	EXPERIMENTO	PRECIPITAÇÃO: ANOMALIA MENOS CONTROLE
Keshavamurty (1982): Modelo do GFDL com 9 níveis, global, espectral, de equações primitivas.	O experimento controle é uma simulação de 15 anos para o qual a média climatológica sazonal (junho-julho-agosto) é armazenada. O modelo é iniciado com anomalias positivas idealizadas de TSM no Pacífico central, simétricas ao redor do equador cujo valor máximo é 3°C. O modelo é integrado por 5,5 meses, iniciando em 16 de março de um dos anos (8 ou 10) do experimento controle. O campo resultante é uma média de 90 dias.	Desvios negativos de precipitação (cujo valor absoluto não excede 1mm/dia) sobre parte da Amazônia e NEB (área 11 mitada por 15°S e a leste de 55°W); ao sul desta área, valores positivos (não excedendo 1mm/dia).
Fennessy et alii (1985): Modelo climático do GLAS com 9 camadas de igual espessura, em coordenadas sigma, global, em pontos de grade, de equações primitivas.	O experimento é destinado a simular a fase madura do El Niño de 1982-83. A condição inicial é a TSM observada e o modelo é integrado a partir de 16 de dezembro de 1982. O resultado é uma média de dia 11 ao dia 60.	Área negativa (valor absoluto excedendo 2mm/dia) sobre a Amazônia (exceto por uma pequena área positiva) se estendendo para sudoeste até 25°S e a oeste de 60°W e sobre o setor norte do NEB; ao sul desta área até 30°S, valores positivos excedendo 4mm/dia, com máximos centrados em torno de (15°S, 55°W).
Aragão (1986): Modelo climático do NCAR, global, espectral na horizontal, de equações primitivas.	O controle é uma integração de 20 anos. O experimento usa o dobro das anomalias de TSM de 6 episódios El Niño compostos por Rasmusson e Carpenter (1982) adicionadas do cicloclimatológico anual prescrito pelo modelo. O modelo é integrado 5 vezes com diferentes condições iniciais de abril até maio do ano seguinte. O resultado é a média das 5 integrações. Discute-se o caso dezembro-janeiro-fevereiro.	Área negativa (valor absoluto excedendo 1mm/dia) ao norte de 20°S, incluindo a Amazônia e NEB; ao sul desta área faixas quase zonais cujos sinais se alternam: positivo entre 20°S e 35°S, negativo entre 35°S e 60°S (incluindo o extremo sul do Brasil), e positivo ao sul de 60°S).

Embora os modelos utilizados e os experimentos conduzidos apresentem particularidades próprias, é razoável comparar os seus resultados e, para tal, detém-se aqui em considerações mais detalhadas sobre a precipitação simulada para a América do Sul, cujo sumário encontra-se na Tabela 1.1.

Os campos dos desvios de precipitação (anomalia menos controle) simulados apresentaram menor consistência qualitativa na área extratropical da América do Sul que na tropical. Os resultados de Aragão (1986) mostraram desvios de precipitação em faixas quase zonais, com alternância de sinais a partir de 20°S, não observada nos resultados de Keshavamurty (1982). No resultado de Fennessy et alii (1985), a área equatorial com anomalias negativas de precipitação, apresentou uma extensão para sul incluindo as regiões do Chile e norte da Argentina, que não foi observada nos demais experimentos.

As discrepâncias quantitativas foram mais pronunciadas que as qualitativas. O experimento de Keshavamurty (1982) produziu a resposta mais fraca, com o valor absoluto dos desvios de precipitação não excedendo 1 mm/dia. Em contrapartida, a resposta mais forte foi verificada no experimento de Fennessy et alii (1985), cujos desvios de precipitação excedem 4 mm/dia. Isto deveu-se provavelmente às baixas anomalias de TSM usadas por Keshavamurty (1982), comparativamente com aquelas utilizadas pelos outros autores. Além disso, deve-se salientar que o experimento de Fennessy et alii (1985) foi específico para o El Niño de 1982-83, enquanto que os demais simularam um El Niño hipotético.

Estas inconsistências qualitativas e quantitativas são claramente esperadas em virtude das diferentes anomalias de TSM utilizadas e, principalmente devido às particularidades de cada modelo em

termos dos processos físicos inerentes a cada um deles, para traduzir a condição imposta no contorno inferior, representada por anomalias de TSM, em uma fonte de calor para a atmosfera tropical.

#### 1.6 - AS SECAS NO NEB

Tem-se verificado que as secas no NEB estão relacionadas às circulações de grande escala nos trópicos.

Aragão (1986) concluiu que a CW anômala com um ramo descendente sobre o NEB, é responsável pela ocorrência de secas naquela região, como uma característica climatológica associada à fase madura de um episódio El Nino. Tendo em vista que ele utilizou o dobro do valor das anomalias de TSM, associadas a seis episódios El Nino compostos, a sua conclusão parece ser mais adequada para El Nino intensos. Haja vista a seca verificada no NEB durante 1982-83, foi relacionada com o fenômeno El Nino, um dos mais intensos já registrados (Kousky et alii, 1984; Nobre and Rennó, 1985; Moura and Kagano, 1986; Rao et alii, 1986).

Além disso, as circulações meridionais (Moura and Shukla, 1981) e também fenômenos observados no Atlântico norte (Namias, 1972; Buchmann, 1981) influenciam o clima desta região. Mais ainda, as variações no regime de precipitação dos trópicos e em especial do NEB, podem estar relacionadas indiretamente com as fontes tropicais de calor, através das alterações que estas fontes causam na circulação em latitudes médias do Hemisfério Norte.

Namias (1972) verificou que o clima do NEB é controlado pela intensidade da alta subtropical do Atlântico que, por sua vez, está relacionada com a atividade ciclônica na Terra Nova e Groelândia do

seguinte modo: enchentes (secas) no NEB estão relacionadas com forte (fraca ou inexistente) alta no Atlântico e esta, com uma intensa (fraca) atividade ciclônica na Terra Nova e Groelândia. Estes resultados têm sido confirmados e estendidos por trabalhos recentes (Buchmann, 1981; Nobre, 1984; Rao and de Brito, 1986).

A influência concomitante dos setores norte e sul do Atlântico no clima nordestino foi investigada por Moura e Shukla (1981). Eles propuseram que a ocorrência de secas no NEB deve-se ao estabelecimento de uma circulação local, termicamente direta, com o ramo descendente sobre esta região e adjacências, e o ramo ascendente em aproximadamente 10°N. Tal circulação sendo mantida pelas presenças simultâneas de águas anormalmente quentes no Atlântico norte, e frias no Atlântico sul. Esta hipótese foi confirmada por Kagano (1982) através de correlações lineares entre a precipitação no NEB e as anomalias de TSM no Atlântico.

Muitos trabalhos associam as variações de precipitação no NEB com as variações da circulação atmosférica no Atlântico (Hastenrath and Heller, 1977; Markham and McLain, 1977; Marques et alii, 1984; Kousky et alii, 1984; Rao et alii, 1984; Rao and Marques, 1984; Horel et alii, 1986). Contudo, não está esclarecida a importância relativa sobre o clima do NEB, de uma circulação do tipo Walker associada a um El Nino e dos fenômenos independentes da OS, ou indiretamente relacionados com a mesma.

#### 1.7 - OBJETIVOS

Conforme visto nos itens anteriores deste capítulo, existem três abordagens diferentes para o estudo das variações climáticas associadas às fontes tropicais de calor, cada uma delas com suas vanta-

gens e limitações: observacional, teórica linear e de simulação através de MCGs. Os estudos observacionais têm como ponto desfavorável a escassez de dados; os estudos teóricos lineares pecam pelas aproximações, que se fazem necessárias para simplificar as equações; e os estudos com MCGs têm a desvantagem dos resultados serem dependentes do modelo (Gates, 1975). Por outro lado, as vantagens são: os resultados dos estudos observacionais retratam aspectos da atmosfera real; os estudos teóricos lineares fornecem um entendimento da relação causa e efeito; e os MCGs incluem muitos processos físicos não considerados nos estudos teóricos lineares e ainda, é possível fazer experimentos de controle, isto é, varia-se um certo parâmetro para avaliar seus efeitos. Em decorrência, nenhuma das três abordagens é em si completa, fazendo-se necessário tratar o problema das variações climáticas de escala global relacionadas a fontes tropicais de calor, paralelamente, sob os três pontos de vista.

Dentro deste contexto, o objetivo do presente trabalho é buscar um melhor entendimento das variações das circulações leste-oeste durante 1983 e 1984, variações estas, em primeira instância dirigidas por fontes tropicais de calor.

Tendo em vista este objetivo, deteve-se em uma abordagem observacional, diagnosticando para dois anos de contraste (1983 e 1984) as características predominantes das circulações leste-oeste e as condições climáticas anômalas associadas. Tais resultados foram analisados no contexto das noções teóricas atualmente aceitas, buscando um entendimento de alguns processos físicos atuantes na atmosfera tropical. Tal análise procurou detectar as condições atmosféricas da troposfera alta e baixa, e as correspondentes características oceânicas, especialmente no que concerne às localizações das fontes e sumidouros de calor nos trópicos, intercomparando as diferenças de um ano para outro, na busca

de interpretações físicas das possíveis causas de tais diferenças. Além disso, um aspecto não muito discutido até o momento, a fase do colapso de um El Niño e o retorno da circulação atmosférica às condições normais, foi também abordado neste trabalho.

Procedeu-se a uma comparação criteriosa dos resultados diagnósticos com os de MCGs, encontrados na literatura, visando detectar as características das circulações leste-oeste, previsíveis em tais modelos. Ênfase especial foi dada à precipitação observada e simulada para a América do Sul em 1983, que tornou possível o exame de algumas influências extratropicais das circulações leste-oeste nesta região

Os resultados destas análises acima mencionadas, serão vistos no Capítulo 3.

Finalmente, outros aspectos, pouco estudados até o momento, que se referem às mudanças no conteúdo de vapor d'água, bem como na estrutura termodinâmica da atmosfera tropical, cujas ocorrências tem um estreito compromisso com as variações das circulações leste-oeste foram também analisados. Estas análises foram limitadas a algumas estações-chave de radiossondagem no Pacífico equatorial, escolhidas de forma a representar os dois ramos da CW (um no Pacífico equatorial leste e o outro na Indonésia), que segundo Walker (1923, 1924, 1928a), são os principais. Procedeu-se a uma avaliação do conteúdo de vapor d'água para os dois ramos, nos dois anos de contraste. Através da análise da estrutura termodinâmica da atmosfera tropical, foi possível verificar os contrastes de seu estado termodinâmico nos dois ramos, nos dois anos e também discuti-los em termos da instabilidade convectiva. Estas análises constituíram subsídios importantes para um entendimento físico das variações nas circulações leste-oeste. Mais ainda, a interpretação de certas características da atmosfera do Pacífico tropical foi melhorada

através das análises das correlações lineares entre as séries de IOS e de água precipitável (conteúdo de vapor d'água).

As análises do conteúdo de vapor d'água e da estrutura termodinâmica da atmosfera do Pacífico tropical serão vistas no Capítulo 4.

## CAPÍTULO 2

### DADOS E METODOLOGIA

#### 2.1 - ESCOLHA DOS ANOS DE CONTRASTE

Conforme mencionado no capítulo anterior, a ênfase do presente trabalho é estudar as características da atmosfera tropical para dois anos de contraste, a saber, 1983 e 1984. A escolha de tais anos teve suas limitações.

No ano de 1983 ocorreu um El Niño considerado anômalo por sua intensidade, duração, efeitos climáticos globais, como também por seu desenvolvimento inicial anormal (Rasmusson and Wallace, 1983). Tal comportamento anômalo representou a principal limitação. Porém, este ano foi escolhido por apresentar a documentação mais completa sobre a evolução de um El Niño, os melhores registros de dados e o interesse desta pesquisa está voltado para os efeitos climáticos causados por uma fonte tropical de calor anômala, caracterizada pelo fenômeno citado.

A escolha de 1984 apresentou uma boa oportunidade para se analisar um outro aspecto relacionado a um El Niño: a fase de seu declínio, não muito explorado e entendido, até o momento. Assim, escolhendo 1983 e 1984 como anos de contraste, tornou-se possível um acompanhamento da evolução temporal das circulações atmosféricas, durante e até um ano após o intenso episódio de 1982-83.

O contraste destes dois anos, em termos do Índice de Oscilação Sul (IOS), pode ser visualizado na Figura 2.1, que representa a média corrida de 5 meses da diferença das anomalias de PNM entre Tahiti (17°33'S; 149°34'W) e Darwin (12°26'S; 130°52'E). É notável que os va-

lores negativos de IOS predominaram desde meados de 1982 até meados de 1983, enquanto em 1984 este parâmetro apresentou pequenas flutuações em torno de zero.

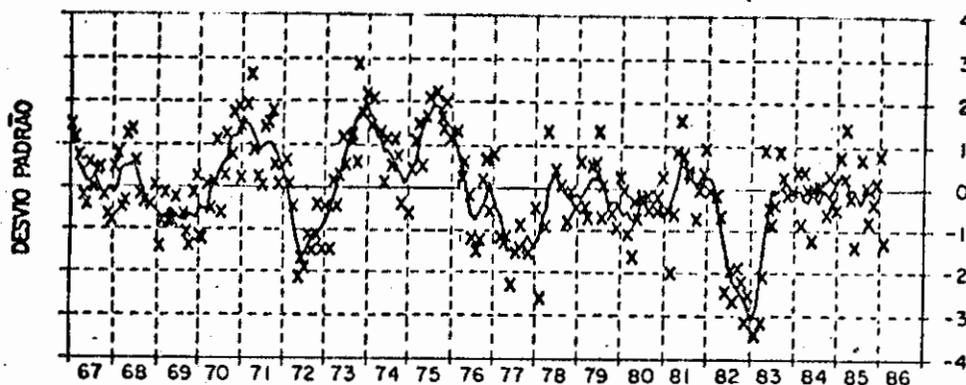


Fig. 2.1 - Índice de Oscilação Sul. Média corrida de 5 meses da diferença das anomalias de PNM entre Tahiti e Darwin (Tahiti menos Darwin). Os valores mensais são normalizados pelos desvios padrão mensais adequados. Os "x" são médias mensais individuais.

FONTE: Climate Diagnostics Bulletin (1986).

No sentido de contornar o problema das limitações devido às escolhas dos anos de contraste, incluiu-se, no Capítulo 4 as análises do vapor d'água e da estrutura termodinâmica da atmosfera do Pacífico tropical, nas quais utilizaram-se dez anos de dados (1976 a 1985). Tais análises forneceram suportes para as análises dinâmicas tratadas no Capítulo 3.

## 2.2 - DADOS UTILIZADOS E CÁLCULOS

Dentre os dados utilizados, incluem-se os ventos horizon-

tais, disponíveis na forma de médias mensais, nos níveis padrões (1000, 850, 700, 500, 300 e 200 mb), do período de fevereiro de 1968 a fevereiro de 1985, adquiridas do "U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Climate Analysis Center". Estas informações estão em uma grade de 72 x 23 pontos, igualmente espaçados de 5 em 5 graus em longitude, espaçamento variável de 3,5 a 5 graus em latitude e foram extraídas do "NMC Final Analysis". Considerações sobre a confiabilidade de tais dados podem ser vistas no Apêndice C.

As séries pluviométricas usadas foram as das estações com período de registro desde o início do século até 1984, e para algumas até 1985, cujas fontes foram diversas: as séries do NEB foram fornecidas pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE); algumas séries do Peru e Equador foram adquiridas através de contatos pessoais e as demais foram extraídas do Monthly Climatic Data for the World (1958-1986), do Boletim Agroclimatológico (1970-1985) do Instituto Nacional de Meteorologia (INEMET) e do banco de dados do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE). O Apêndice A fornece informações detalhadas com respeito a esses dados.

As séries mensais de temperatura e de depressão do ponto de orvalho nos níveis padrões, de janeiro de 1976 a fevereiro de 1986 para 15 estações de radiossondagem, indicadas com asterísco (\*) no Apêndice A, necessárias para a análise termodinâmica, foram extraídas do Monthly Climatic Data for the World (1958-1986). Embora os dados de radiossondagens contenham erros que devem ser considerados cuidadosamente, de acordo com sua aplicação (Pratt, 1985), a utilização de tais dados no presente trabalho apresentou-se adequada e com algumas vantagens em relação aos dados interpolados em pontos de grade. Tendo em vista que estes dados proporcionaram a caracterização das variações intrasa-

zonais e interanuais do estado termodinâmico da atmosfera tropical, o uso de valores médios mensais suavizou os erros inerentes a esta fonte de dados, de modo que eles não influenciaram substancialmente nos resultados. Além disso, estes dados não contêm erros de interpolação, o que aumenta a confiabilidade dos resultados.

As análises das variações nas circulações leste-oeste foram baseadas nos campos sazonais (Dezembro, Janeiro e Fevereiro - DJF; Março, Abril e Maio - MAM; Junho, Julho e Agosto - JJA; Setembro, Outubro e Novembro - SON) e visaram caracterizar as mudanças de tais circulações no contexto tropical global, e também com ênfase especial para faixa tropical da América do Sul. Assim, os trimestres de verão (DJF), de inverno (JJA) e outono (MAM), que corresponde ao período chuvoso do NEB (Strang, 1972), receberam particular atenção nas discussões dos resultados.

Visto que a precipitação pluviométrica é o principal elemento meteorológico que evidencia as características climáticas nos trópicos (Hantel and Pyinghaus, 1976), computaram-se os desvios de precipitação sazonal em relação à média sazonal (considerando todo o período disponível de dados, para cada estação pluviométrica), normalizados pelos desvios padrão da série de uma estação sazonal. Tais cálculos foram efetuados para as estações pluviométricas selecionadas na faixa entre 10°N e 10°S do "continente oceânico" que inclui a Indonésia, da América do Sul e da África. Os resultados serão apresentados no Capítulo 3, na forma de mapas de isolinhas dos desvios de precipitação para cada uma destas áreas tropicais.

As circulações leste-oeste são mostradas em seções verticais da velocidade vertical, e dos desvios da velocidade zonal em relação à média zonal, no equador. Tais seções verticais foram também cons-

truídas para 5°N e 5°S, porém não são apresentadas, dadas as semelhanças qualitativa e quantitativa destas seções com as correspondentes para o equador.

Para o cálculo da velocidade vertical, inicialmente, procedeu-se a uma suavização de 9 pontos no campo da divergência horizontal mensal, conforme explicada a seguir.

Sejam a grade esquemática (Figura 2.2) e a variável A representando a divergência.

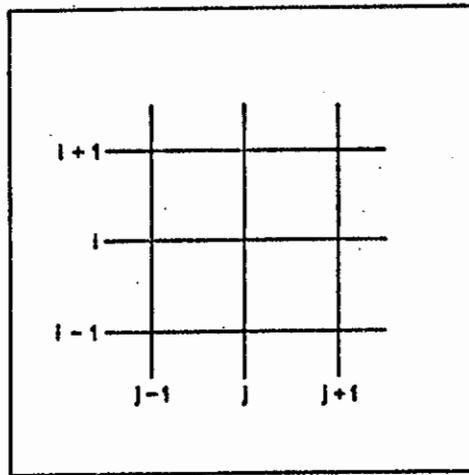


Fig. 2.2 - Grade esquemática. Uma latitude e uma longitude arbitrárias são representadas por  $i$  e  $j$ , respectivamente.

O valor de  $A(i, j)$ , suavizado é:

$$A_s(i, j) = \{4A(i, j) + 2[A(i, j - 1) + A(i - 1, j) + A(i, j + 1) + A(i + 1, j)] + A(i - 1, j - 1) + A(i + 1, j - 1) + A(i + 1, j + 1) + A(i - 1, j + 1)\} / 16$$

onde o sub-índice  $s$  refere-se ao valor suavizado.

Finalmente, utilizando a divergência horizontal suavizada

e supondo a velocidade vertical em 1000 mb nula ( $\omega(p_{1000}) = 0$ ), calculou-se a velocidade vertical nos demais níveis de pressão, através da equação da continuidade com compensação vertical de massa, como sugerido por Newell et alii (1974):

$$\omega(p_2) = \omega(p_1) + (p_1 - p_2) \frac{1}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right)$$

onde,

$\omega(p_2)$  é a velocidade vertical em um nível de pressão  $p_2$ ;

$p_1$  significa um nível de pressão inferior ao nível  $p_2$ ;

$u$  e  $v$  são os ventos zonal e meridional, respectivamente;

$\lambda$  e  $\phi$  referem-se à longitude e à latitude, respectivamente;

$a$  é o raio da Terra e

$\frac{1}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right)$  é a divergência horizontal do vento.

A divergência horizontal foi calculada nos pontos de grade, e em todos os níveis-padrão de pressão, usando-se diferenças finitas centradas, com um incremento de 5 graus em longitude e incrementos variáveis em latitude, de acordo com a distribuição das variáveis  $u$  e  $v$  nos pontos de grade. A compensação vertical de massa consiste em extrair da divergência em cada nível, a divergência média vertical, e esse desvio de divergência é usado no cálculo da velocidade vertical.

As análises dos campos sazonais dos desvios de precipitação, da velocidade vertical e dos desvios da componente zonal do vento

foram apoiadas pelos campos de "Radiação de Onda Longa" (ROL) e TSM extraídos de Climate Diagnostics Bulletin (1984a, b, c, d) e de Arkin et alii (1983).

Visto que sobre as extensas áreas tropicais oceânicas existem poucas informações de superfície, a ROL foi usada basicamente como suporte às análises de precipitação, devido à estreita relação existente entre esses dois parâmetros. As regiões nas baixas latitudes com pequenos (grandes) valores de ROL são interpretadas como zonas de intensa (fraca ou inexistente) atividade convectiva e nebulosidade (Liebmann and Hartmann, 1982) e, conseqüentemente estão associadas a precipitações intensas. Equivalentemente, as áreas com nuvens médias e altas intensas, normalmente acompanhadas de precipitação convectiva nos trópicos, mostram anomalias negativas de ROL, tendo em vista que nuvens frias na troposfera média e alta emitem menos radiação para o espaço do que a superfície da Terra, mais quente (Rasmusson and Wallace, 1983).

Para as análises de alguns aspectos termodinâmicos da atmosfera tropical do Pacífico, com base em oito estações-chave de radiossondagens, foram calculados os valores mensais de água precipitável total, de eficiência de precipitação e, em cada nível padrão de pressão, os valores de umidade relativa, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada, para dez anos (1976 a 1986). Para o cálculo da temperatura potencial equivalente foi adotado o método proposto por Simpson (1978) e o formulário referente aos demais parâmetros pode ser visto no Apêndice B.

Em decorrência do objetivo de salientar os aspectos de contrastes para dois anos, as análises do período de 1983-84 receberam maior ênfase. Contudo, na busca da generalização dos resultados encontrados neste período e da relação entre as mudanças atmosféricas obser-

## CAPÍTULO 3

### DINÂMICA DAS CIRCULAÇÕES TROPICAIS

#### 3.1 - VARIAÇÕES NA CIRCULAÇÃO TROPICAL SOBRE A REGIÃO INDONÉSIA/PACÍFICO/AMÉRICA DO SUL DURANTE 1983 E 1984

Em meados de 1982 apareceram anomalias positivas de TSM e ventos de oeste anormalmente fortes nos baixos níveis no Pacífico equatorial central, associados a um IOS muito baixo (Rasmusson and Wallace, 1983). O baixo valor de IOS (Figura 2.1), observado neste período, traduz os enfraquecimentos da alta subtropical no Pacífico sudeste e da baixa pressão na Indonésia, consistentes com a predominância de ventos de oeste anormalmente fortes no Pacífico equatorial central, que ocasionaram, portanto, o deslocamento da CW para leste de sua posição média.

Estas condições atmosféricas anômalas continuaram com algumas pequenas alterações, intensas no início de 1983, quando ocorreu o valor mais negativo do IOS (Figura 2.1). A discussão seguir-se-á começando neste período, especificamente em DJF 1982-83, e acompanhando a evolução das mudanças da atmosfera tropical até final de 1984.

##### 3.1.1 - DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO DE 1982-83

Em DJF 1982-83, na maior parte das três faixas tropicais continentais \*, predominaram desvios negativos de precipitação, exceto a noroeste da América do Sul onde a pluviosidade foi acima da normal

.....  
\* NOTA: A análise para a África tropical será feita no Item 3.2.

vadas e a OS, calcularam-se os coeficientes de correlação entre água precipitável de cada uma das oito estações e o IOS para os períodos de dois anos (1983-84) e de dez anos (1976-85). A série de IOS mensal foi extraída do Climate Diagnostics Bulletin (1986) e se refere à diferença normalizada da anomalia mensal de PNM, normalizada pelo correspondente desvio padrão, entre Tahiti e Darwin (Tahiti menos Darwin)\*.

.....  
\* Nota: Daqui em diante, o IOS se referirá a este índice aqui definido. Quando se referir a uma outra definição de IOS será mencionado

(Figuras 3.1a e b). Em concordância, observaram-se anomalias positivas de ROL sobre a Amazônia, o NEB, a Indonésia e em grandes extensões da África tropical (Figura 3.2b).

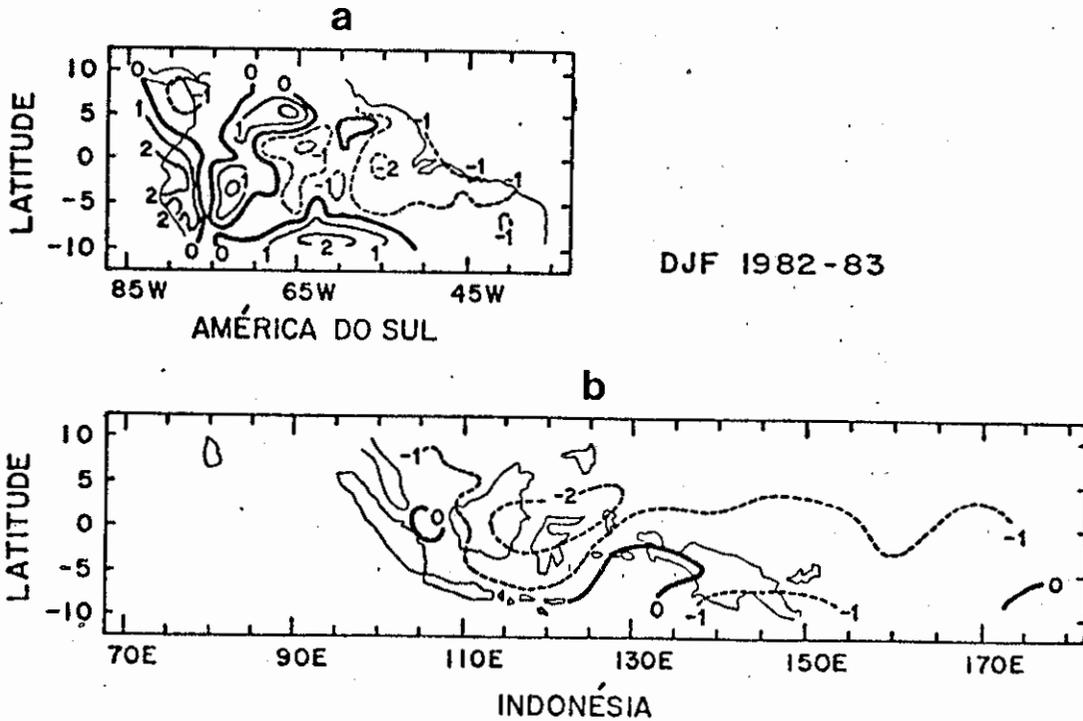


Fig. 3.1 - Desvios de precipitação para DJF 1982/83 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

Em contrapartida, três áreas de convecção intensa, e portanto de precipitação acima da normal, caracterizadas por anomalias negativas de ROL (Figura 3.2b) se destacaram: uma cobrindo todo o Pacífico tropical leste e se estendendo até o Equador e noroeste do Peru, sobre a região de anomalias positivas de TSM (Figura 3.3b); outra sobre a parte central da América do Sul, onde ocorreram grandes inundações nes-

te período (Moura and Kagano, 1986), e uma última sobre o oceano Índico.

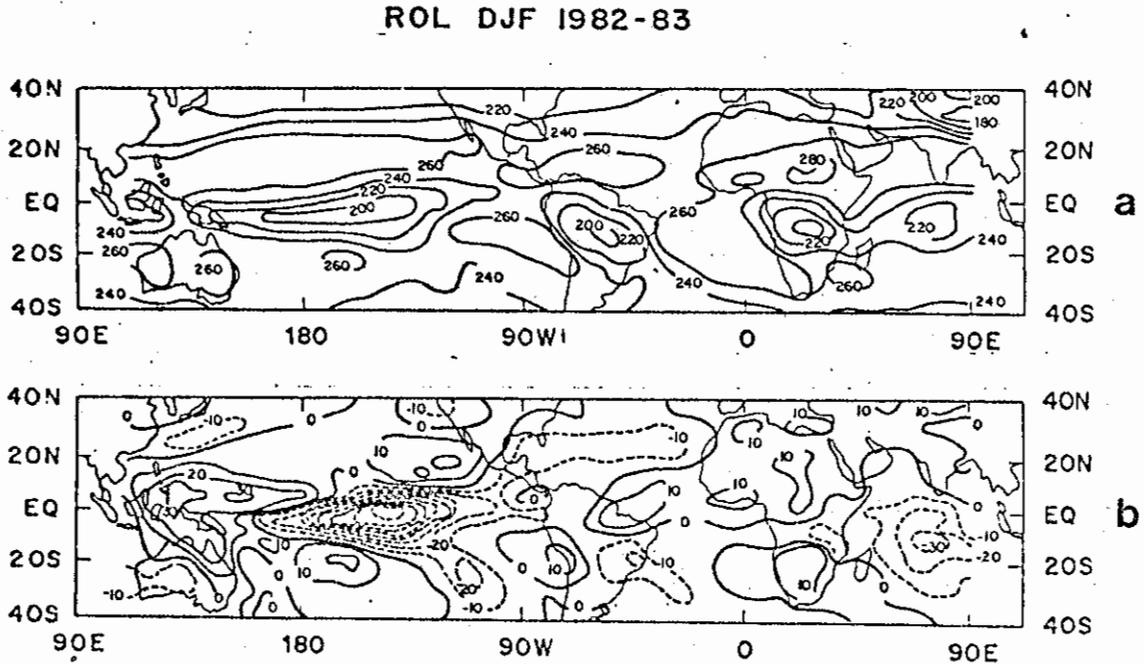


Fig. 3.2 - ROL para DJF 1982/83: a) média trimestral (o intervalo das isolinhas é  $20 W m^{-2}$ ); b) anomalia (o intervalo das isolinhas é  $10 W m^{-2}$ ).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

Consistentemente com a localização da ZCIT ao sul de sua posição média (Figuras 3.2a e b), prevaleceram ventos nos baixos níveis com componente de norte em quase toda a faixa equatorial (veja Arkin et alii, 1983).

### TSM DJF 1982-83

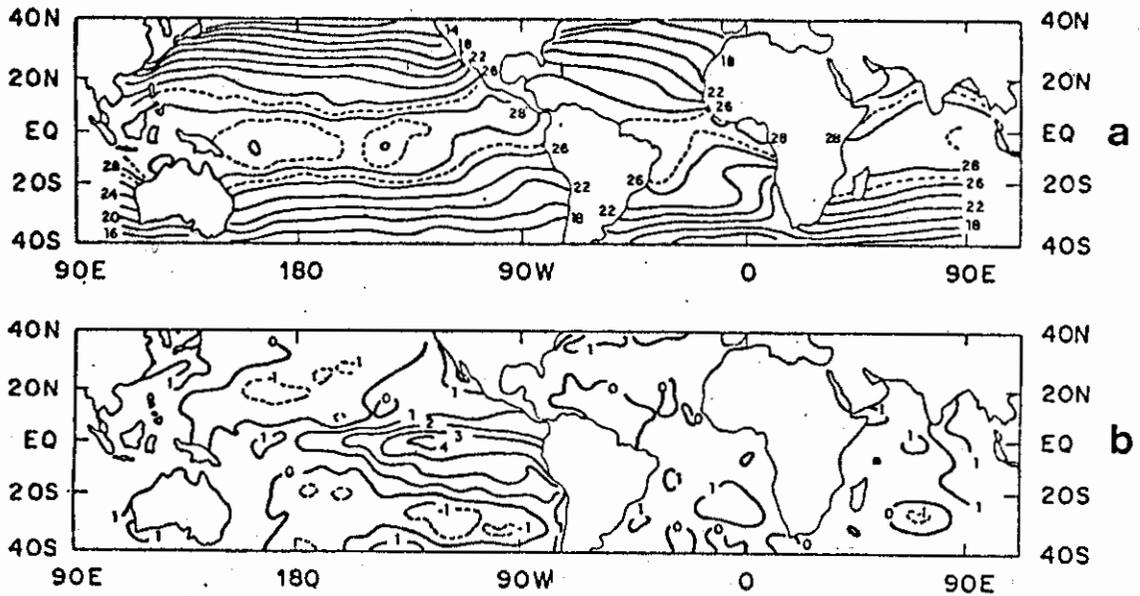


Fig. 3.3 - TSM para DJF 1982/83: a) média trimestral (os intervalos das isolinhas são 2°C e 1°C para valores abaixo e acima de 26°C, respectivamente); b) anomalia (intervalo das isolinhas é 1°C).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

Estes padrões climáticos anômalos, retratados por excesso ou escassez de precipitação em todo o cinturão tropical, observados em DJF 1982-83, estiveram associados a uma CW forte e em longitudes a leste de sua posição média (Figuras 3.4a e b).

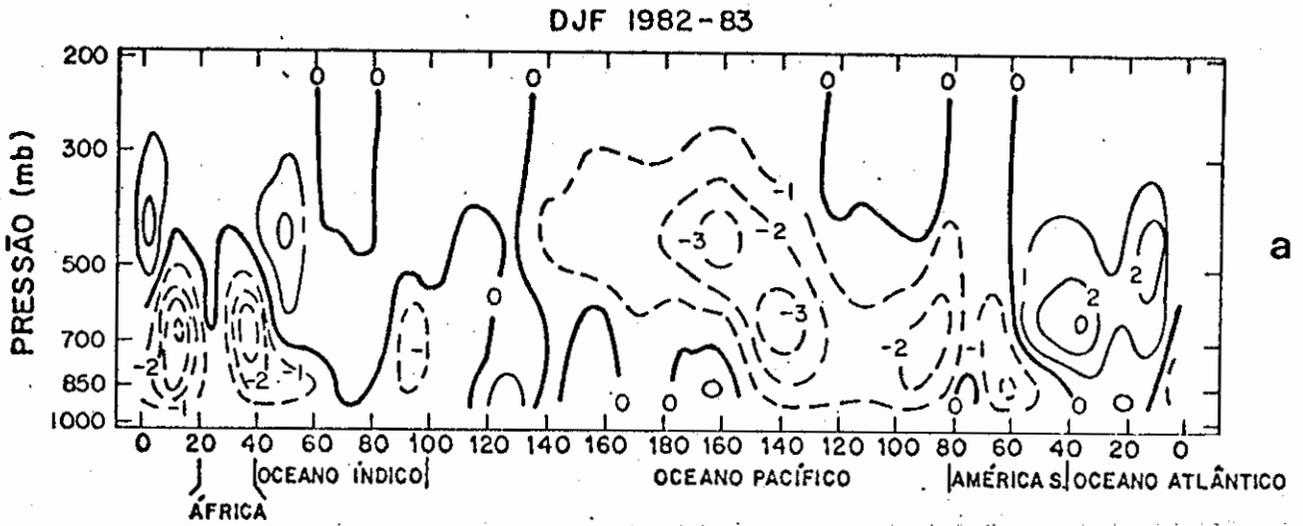


Fig. 3.4a - Seção vertical da velocidade vertical ( $w$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para DJF 1982/83. (As isolinhas negativas são as tracejadas e representam movimento ascendente. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

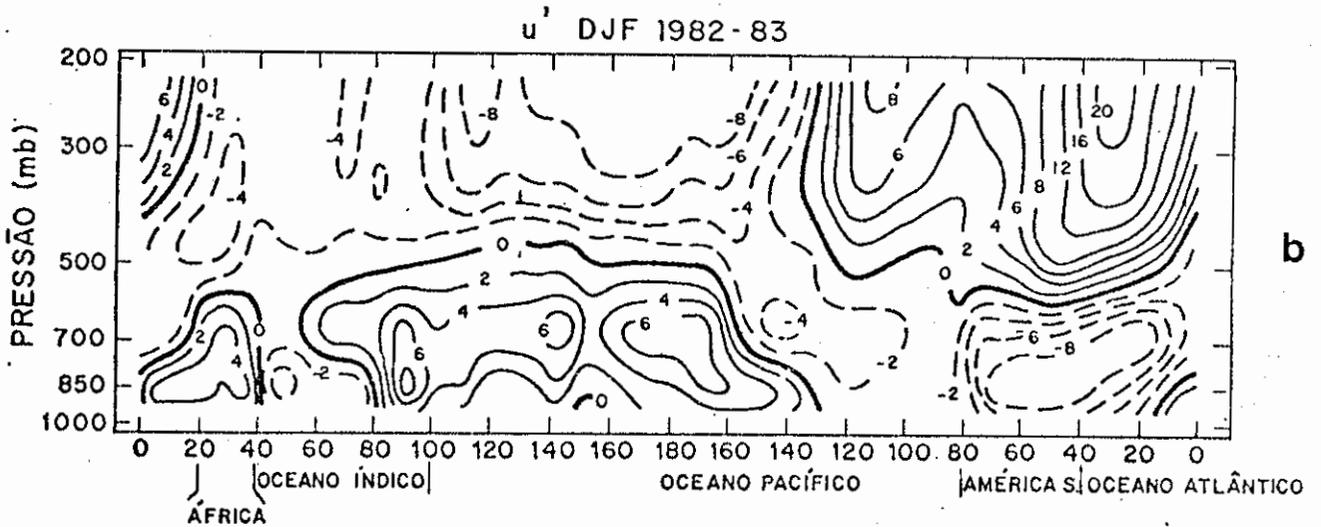


Fig. 3.4b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para DJF 1982/83. (As isolinhas negativas são as tracejadas e representam ventos de leste. Os intervalos das isolinhas são  $2 \text{ m s}^{-1}$  e  $4 \text{ m s}^{-1}$  para valores absoluto menor

que  $8 \text{ m s}^{-1}$  e maior que  $8 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

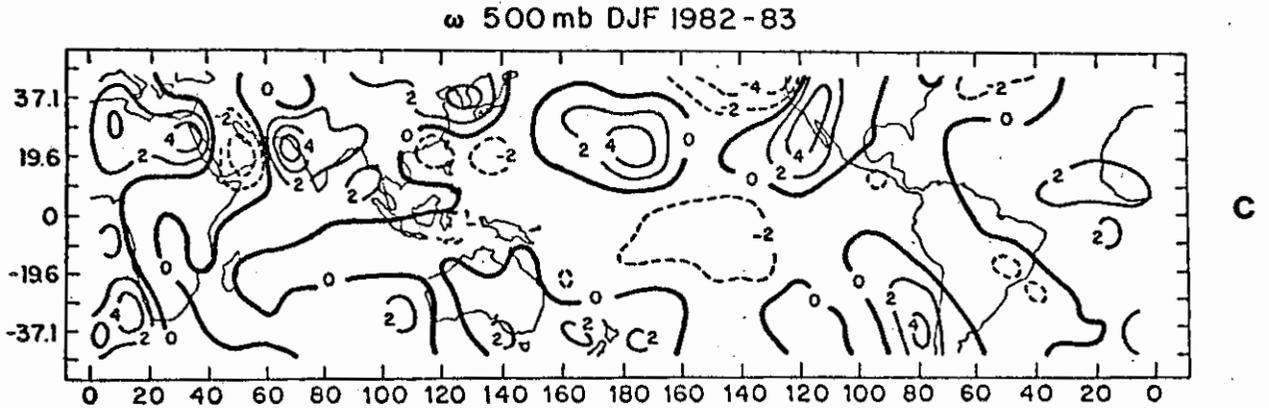


Fig. 3.4c - Campo da velocidade vertical em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para DJF 1982/83. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $2 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

A Figura 3.5 mostra a circulação tropical média climatológica de DJF, cuja característica notável é a CW na posição média, com fortes movimentos ascendentes na região da Indonésia (entre  $100^{\circ}\text{E}$  e  $180^{\circ}\text{E}$ ) e movimentos subsidentes no Pacífico tropical (entre  $160^{\circ}\text{W}$  e  $100^{\circ}\text{W}$ ). Em DJF 1982-83 este padrão de circulação tropical foi sensivelmente modificado pela presença de anomalias positivas de TSM no Pacífico equatorial leste. Passaram a prevalecer movimentos ascendentes em toda área do Pacífico equatorial central, incluindo as regiões costeiras do Peru e Equador, associados à convergência nos baixos níveis e divergência na alta troposfera e movimentos descendentes ou fracos movimentos ascendentes na Indonésia, associados à fraca convergência nos baixos níveis nesta área (Figura 3.4a).

A consistência entre os campos das velocidades vertical e zonal da CW anômala, é verificada comparando-se as Figuras 3.4a e 3.4b. Nos baixos (altos) níveis a leste da região de máximos movimentos as-

cedentes no Pacífico central leste, prevaleceram fortes ventos de leste (oeste) e a oeste desta região predominaram ventos de oeste (leste), indicando o estabelecimento de convergência (divergência) na baixa (alta) troposfera (Figuras 3.4a e b).

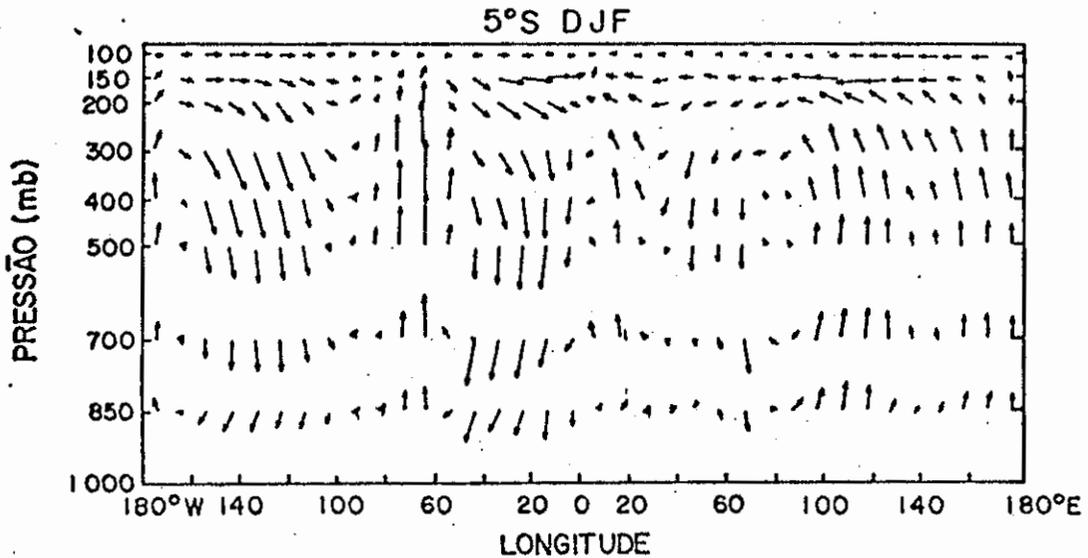


Fig. 3.5 - Circulação de Walker em 5°S média para DJF.

FONTE: Newell et alii (1974).

Assim, durante DJF 1982-83, no Pacífico equatorial central e nas regiões costeiras do Peru e Equador, os movimentos ascendentes favoreceram a atividade convectiva (Figuras 3.2a e b), ocasionando o excesso de precipitação observado nestas regiões (Figuras 3.1a, 3.2a e b). Por outro lado, na Indonésia, os movimentos subsidentes ou fracos ascendentes desfavoráveis à convecção cooperaram para o déficit de precipitação desta região no período de DJF 1982-83 (Figura 3.1b).

Os desvios negativos de precipitação verificados na região Amazônica e NEB, estiveram associados ao ramo subsidente da CW a-

nômala, sobre estas regiões (Figura 3.4a), que inibiu a atividade convectiva.

A consistência entre o movimento vertical e os campos de anomalias de ROL e de precipitação mostra que os dados do NMC são razoáveis para caracterizar as circulações de grande escala.

As persistentes anomalias positivas de TSM no Pacífico central leste (Figura 3.3) atuaram para gerar uma fonte de calor para a atmosfera tropical, devido à condensação e liberação de calor latente, associadas à intensa convecção (Figuras 3.2a e b). Assim, procederam-se comparações das características da atmosfera tropical predominante em DJF 1982-83 com as previstas teoricamente para uma dada fonte tropical de calor (Matsuno, 1966; Webster, 1972; Gill, 1980; Geisler, 1981; Lau and Lim, 1982; Nobre, 1983; Gill and Phillips, 1986), e também com aquelas simuladas nos experimentos utilizando MCGs para anomalias positivas de TSM no Pacífico central (Julian and Chervin, 1978; Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986). Tais comparações mostraram consistências entre os aspectos globais da atmosfera tropical forçada térmicamente, observados, previstos teoricamente e simulados nos experimentos com MCGs.

Os estudos teóricos mostram que um aquecimento diabático tropical induz movimentos ascendentes na área forçada, associados à convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis, e movimentos descendentes fora desta área, completando uma circulação leste-oeste. Argumentos simples, usando análise de escala, sugerem que o aquecimento diabático nos trópicos é compensado por um esfriamento adiabático gerado por movimentos ascendentes (Holton, 1979). Especificamente em termos do vento zonal, a teoria prevê um escoamento dirigido para a fonte térmica nos baixos níveis e para fora desta área nos altos

níveis. Consistentemente, as simulações utilizando MCGs, mostram nos altos níveis ventos anômalos de leste a oeste da região de intensa precipitação (Julian and Chervin, 1978; Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986) e na baixa troposfera a intensificação dos ventos equatoriais de oeste a oeste da fonte de calor (Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986). Estes resultados são compatíveis com as observações (Figura 3.4b).

Portanto, a CW anômala observada em DJF 1982-83, com movimentos ascendentes no Pacífico equatorial leste e subsidência na maior parte do restante dos trópicos (Figura 3.4a e b), decorreu das modificações impostas nos campos de ventos horizontal e vertical para compensar os gradientes horizontais de pressão, criados pela presença de uma fonte térmica anômala no Pacífico central leste.

Mais ainda, uma peculiaridade da circulação da alta troposfera prevista teoricamente para um aquecimento simétrico em relação ao equador (Matsuno, 1966; Webster, 1972; Gill, 1980; Lau and Lim, 1982; Gill and Phillips, 1986) e simulada em alguns experimentos utilizando MCGs com anomalias positivas de TSM no Pacífico equatorial central (Keshavamurty, 1982; Aragão, 1986), foi verificada em DJF 1982-83 (veja Arkin et alii, 1983), que é a formação de circulações anticiclônicas em ambos os lados do equador, ligeiramente a oeste da região forçada.

É curioso notar que nos baixos níveis predominaram ventos de oeste anômalos em aproximadamente 1/4 da faixa equatorial e ventos de leste no restante (3/4) dessa faixa (veja Arkin et alii, 1983). Este resultado concorda com a teoria de Gill (1980) na qual a CW gerada pela forçante térmica, é interpretada como ondas de Rossby a oeste da fonte

e ondas de Kelvin a leste da fonte, que se propagam para leste com velocidade de fase três vezes maior que as de Rossby. Segundo Gill (1980), as ondas de Rossby são dissipadas mais rapidamente pelo atrito e atuam em uma área três vezes menor que as ondas de Kelvin. Portanto, o modelo de Gill (1980) explica com sucesso a forte assimetria zonal observada.

Evidentemente, existem algumas características particulares nos campos observados, como a intensidade anormal dos alísios sobre a Amazônia e Atlântico tropical, não explicadas pelos modelos, pois estes não incluem alguns processos físicos, como por exemplo os processos de interação entre a superfície (continentes e oceanos) e a atmosfera. Contudo, os aspectos gerais da circulação tropical, observados em DJF 1982-83, foram previstos pelos modelos teóricos e também pelos MCGs como respostas atmosféricas a fontes tropicais de calor.

### 3.1.2 - MARÇO, ABRIL E MAIO DE 1983

A comparação entre as condições atmosféricas anômalas e seus efeitos no clima, observados em DJF 1982-83 e os predominantes em MAM 1983, mostra mudanças principalmente nos altos níveis e nos extratropicais.

Em MAM 1983, o clima tropical caracterizou-se pela persistência de condições secas na Amazônia e no NEB, aumento de pluviosidade a oeste da Indonésia e nas regiões costeiras do Peru e Equador (Figuras 3.6a e b), e um ligeiro deslocamento para leste da área convectiva do Pacífico central (Figuras 3.7a e b).

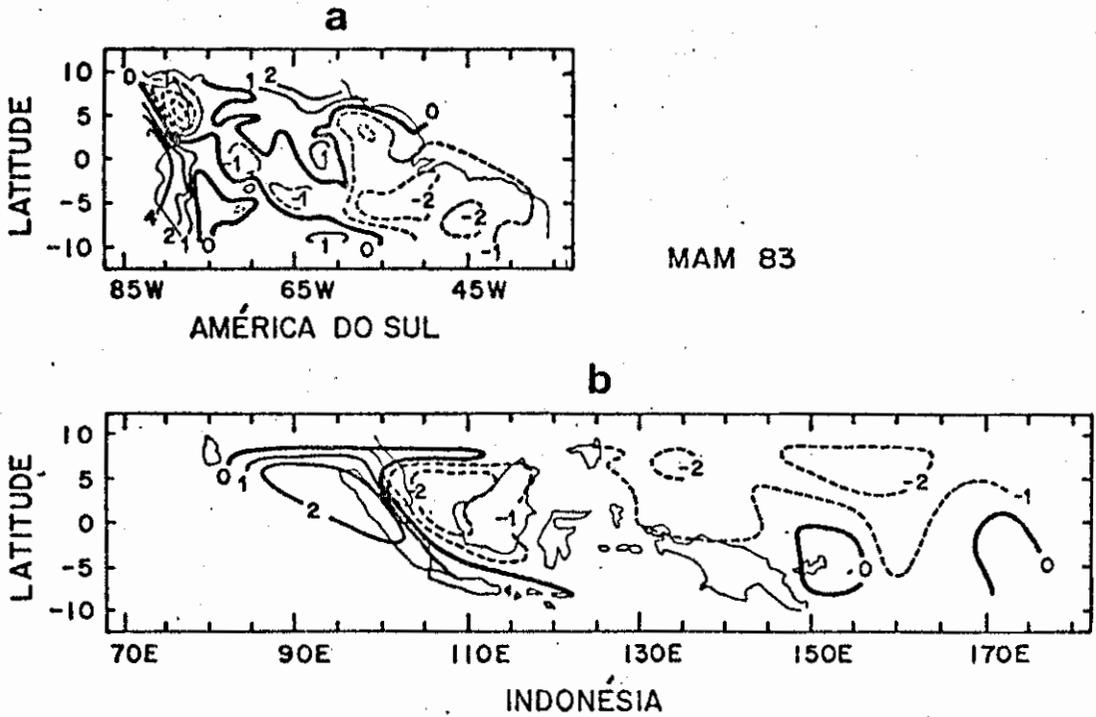


Fig. 3.6 - Desvios de precipitação para MAM 1983 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

O aumento de precipitação, verificado nas regiões costeiras do Peru e Equador, deveu-se ao fortalecimento das anomalias positivas de TSM no Pacífico tropical leste, nas adjacências do continente sul-americano onde se observou um confinamento das isolinhas de anomalias de TSM com valores acima de 5°C, elevando a temperatura das águas para 30°C em MAM 1983 contra temperaturas em torno de 28°C de DJF 1982-83 (Figuras 3.8a e b e 3.3a). De acordo com Ropolewski (1984), este excesso de precipitação foi aparentemente uma resposta à anomalia de TSM localizada e não devida a escala global do ENOS. Em conformidade com a intensificação da fonte térmica na costa oeste do continente sul-americano, observou-se sobre estas regiões, inclusive Peru e Equador,

níveis no Pacífico central norte e Atlântico norte (veja Arkin et alii, 1983).

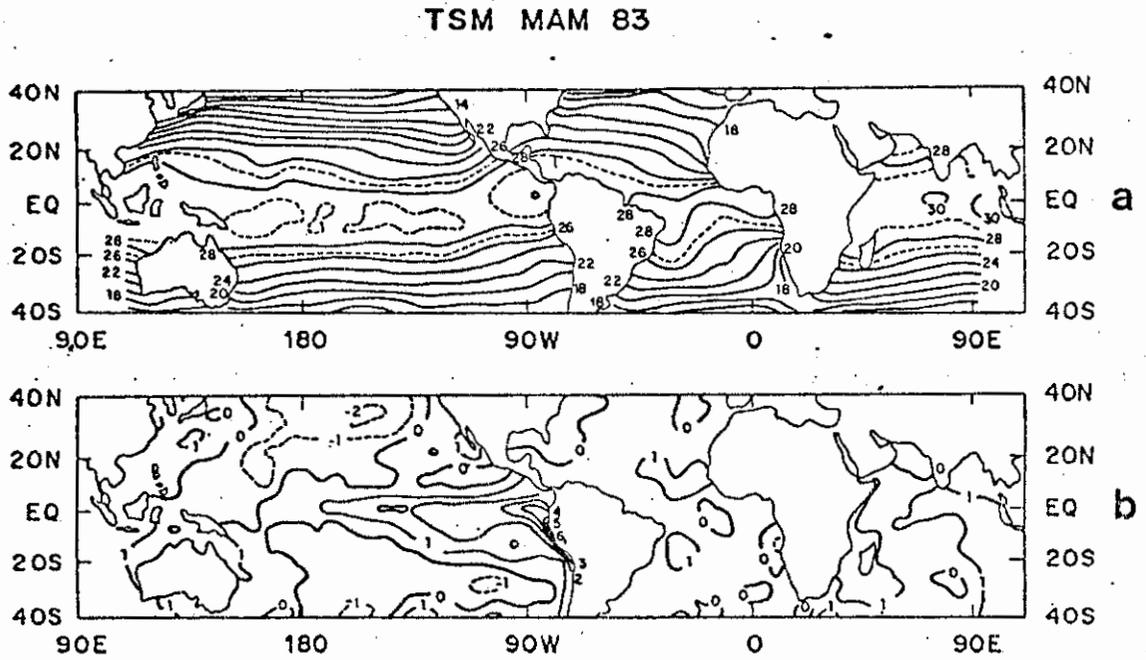


Fig. 3.8 - TSM para MAM 1983: a) média trimestral (os intervalos das isolinhas são 2°C e 1°C para valores abaixo e acima de 26°C, respectivamente); b) anomalia (intervalo das isolinhas é 1°C).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

Além disso, nos altos níveis, na faixa equatorial, os ventos anômalos de leste sobre o Pacífico central e de oeste sobre a Amazônia e Atlântico perderam intensidade (Figura 3.9b); indicando um ligeiro enfraquecimento da CW anômala. Tal enfraquecimento da CW anômala, em MAM 1983, é também notado pela debilitação dos fortes movimentos ascendentes, que predominavam durante DJF 1982-83 sobre o Pacífico equatorial central.

dor, o fortalecimento dos movimentos ascendentes (Figura 3.9a).

### ROL MAM 83

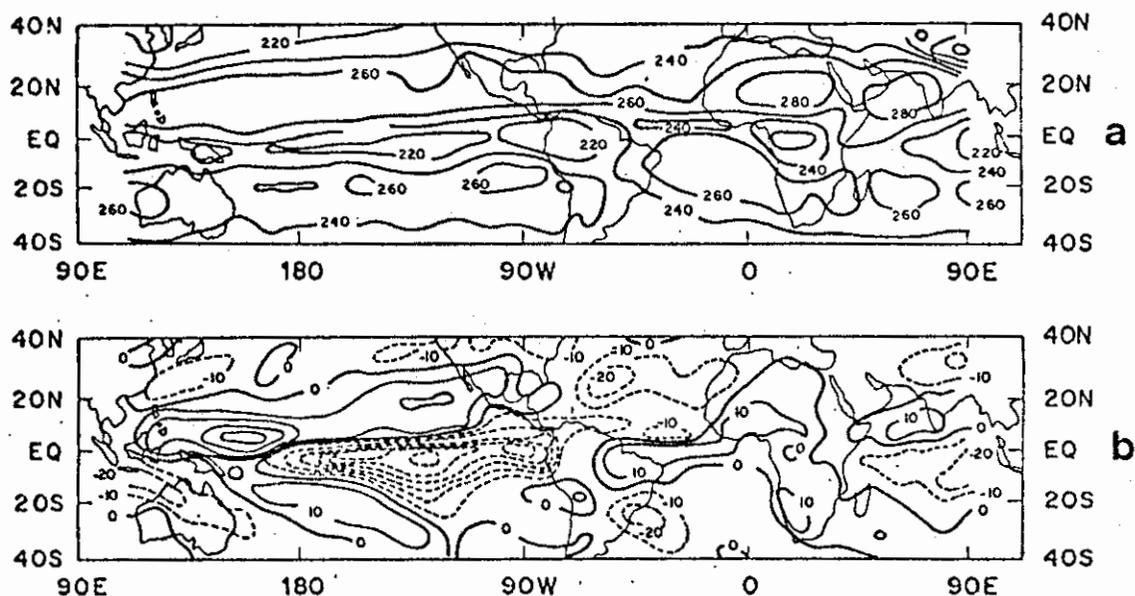


Fig. 3.7 - ROL para MAM 1983: a) média trimestral (o intervalo da isolinhas é  $20 W m^{-2}$ ); b) anomalia (o intervalo das isolinhas é  $10 W m^{-2}$ ).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

A despeito da presença destas altas anomalias positivas de TSM (Figura 3.8b) e da persistência dos fortes ventos de oeste nos baixos níveis no Pacífico equatorial central (Figura 3.9b), os ventos dos altos níveis (Figura 3.9b) e também dos extratropicais (veja Arkin et alii, 1983) começaram a apresentar em MAM 1983, alguns indícios de mudanças na circulação atmosférica global, acompanhados de um aumento do IOS (Figura 2.1). Mudanças marcantes foram verificadas nos escoamentos da alta e baixa troposfera nas áreas fora do cinturão zonal  $20^{\circ}N$  e  $20^{\circ}S$ , destacando-se o enfraquecimento dos ventos anômalos nos baixos

Embora tenham persistido altas anomalias positivas de TSM na área do Pacífico central leste durante MAM 1983, verificaram-se enfraquecimento da CW anômala e aumento do IOS neste período. O parâmetro IOS, aqui usado, traduz simultaneamente as alterações nas intensidades da baixa pressão da Indonésia e da alta subtropical do Pacífico sudeste, e foi calculado tomando-se as diferenças de PNM em estações fixas. Portanto, através deste índice não é possível detectar o deslocamento dos centros de ação. Assim, analisaram-se as variações de PNM separadamente nestes dois centros de ações.

A Figura 3.10 mostra os desvios de PNM mensal normalizados pelos correspondentes desvios padrão, durante o período de janeiro de 1982 a maio de 1984, para Darwin, Tahiti e Ilha de Páscoa.

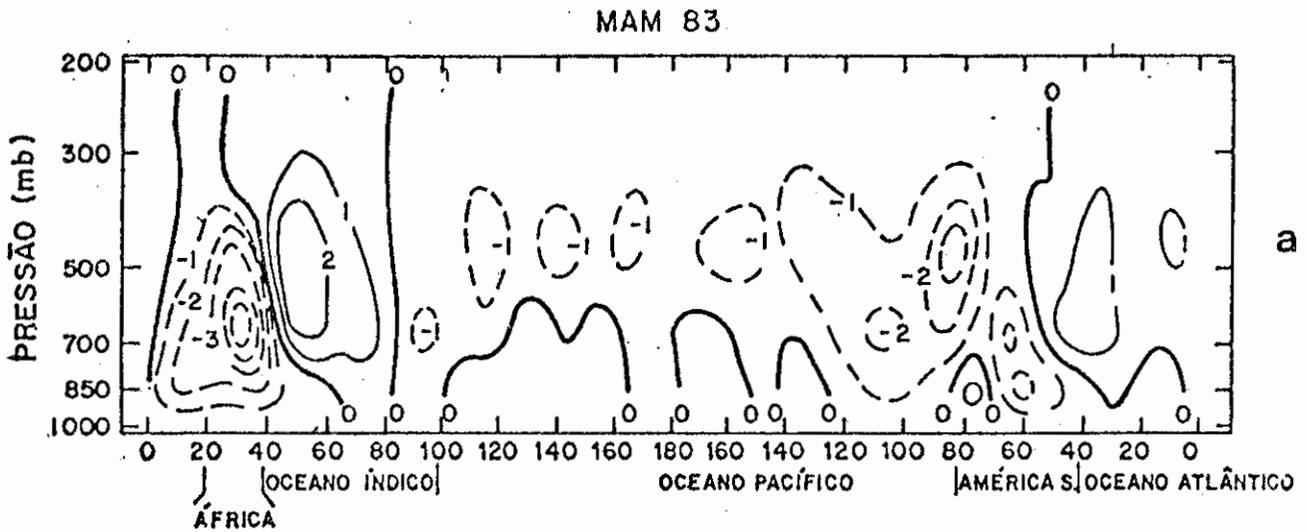


Fig. 3.9a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador para MAM 1983 (As isolinhas negativas são as tracejadas e representam movimento ascendente. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

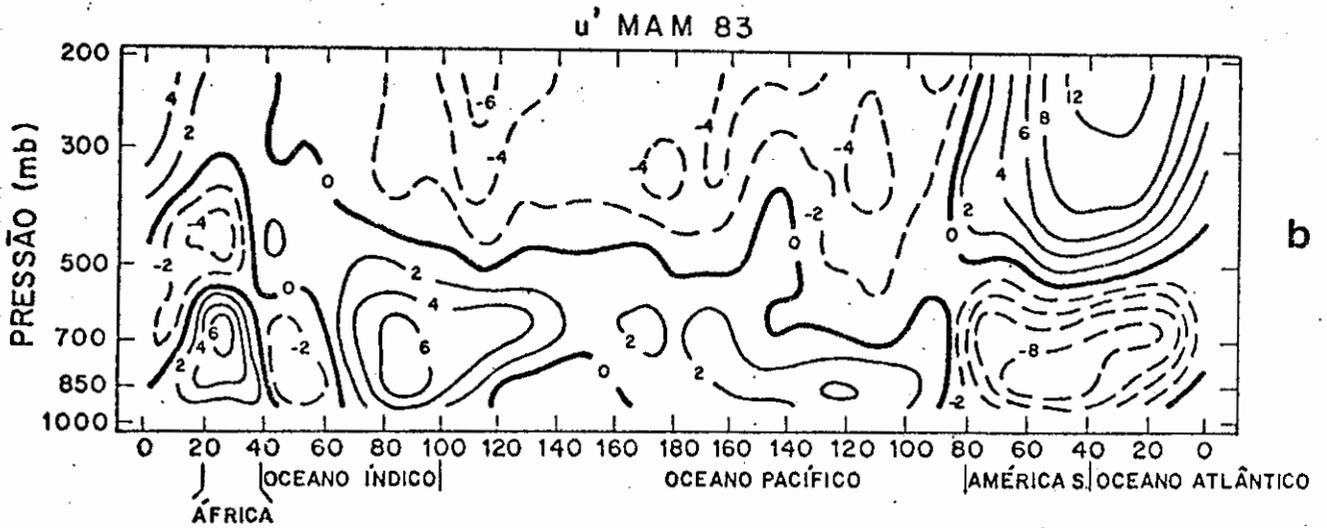


Fig. 3.9b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $m s^{-1}$ , no equador, para MAM 1983. (As isolinhas negativas são as tracejadas e representam ventos de leste. Os intervalos das isolinhas são  $2 m s^{-1}$  e  $4 m s^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8 m s^{-1}$  e maior que  $8 m s^{-1}$ , respectivamente).

Embora tenha se verificado um aumento de pluviosidade a oeste da Indonésia em MAM 1983, não é evidente o restabelecimento do sistema de baixa pressão nesta região, pois praticamente durante todo o período analisado (janeiro de 1982 a maio de 1984), os desvios de PNM permaneceram positivos em Darwin.

Tahiti caracterizou-se por um aumento de pressão a partir de fevereiro de 1983 e em maio de 1983 esta estação apresentou desvios positivos de PNM, indicando o restabelecimento da alta subtropical do Pacífico sudeste. Porém, na Ilha de Páscoa, localizada a sudeste de Tahiti, embora a pressão tenha aumentado a partir de fevereiro de 1983, pequenos desvios negativos de PNM persistiram até meados de 1983. Estes resultados mostram que o restabelecimento da alta subtropical do Pacífico foi primeiramente efetivado no Pacífico central e, posteriormente,

nas regiões mais a leste. Assim, o deslocamento para leste da área com intensa atividade convectiva do Pacífico central (veja Arkin et alii, 1983), provavelmente foi um dos mecanismos que colaboraram para esta seqüência temporal e espacial dos eventos observados no Pacífico equatorial.

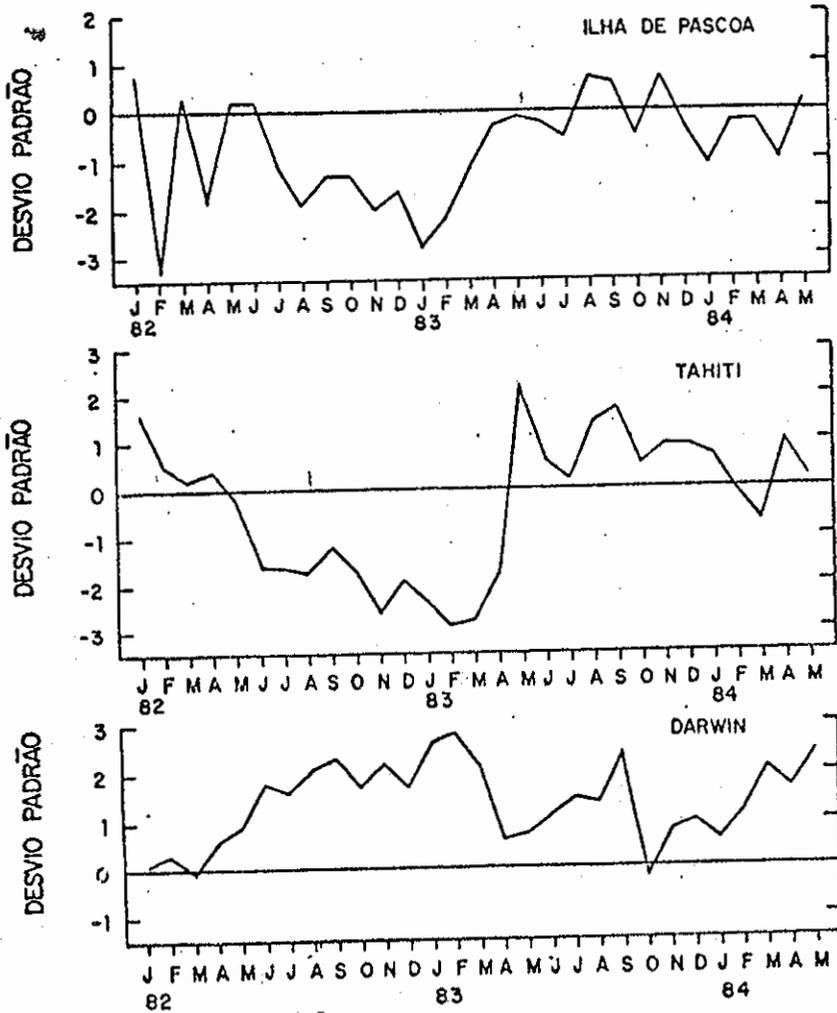


Fig. 3.10 - Desvios de PNM mensais normalizados pelos correspondentes desvios padrão para Darwin, Tahiti e Ilha de Páscoa, durante janeiro de 1982 a maio de 1984.

Além deste deslocamento para leste da zona de intensa a-

tividade convectiva, também verificou-se um deslocamento para leste da área com movimentos subsidentes ou fracos movimentos ascendentes, que prevaleciam na região da Indonésia em DJF 1982-83, ocasionando alterações na circulação tropical no Pacífico central. É notável que a área com desvios negativos de ROL, observada no oceano Índico, estendeu-se para leste, até a Indonésia em MAM, 1983 (Figura 3.7b).

Estas condições atmosféricas favoreceram o aumento de precipitação a oeste da Indonésia que, por sua vez, possibilitou o estabelecimento de uma fraca fonte secundária de calor, devido à liberação de calor latente. Tal fonte estabeleceu-se a princípio no oceano Índico e nas regiões a oeste da Indonésia.

A fonte secundária de calor instalou-se em uma atmosfera cujas características dominantes estavam associadas à fonte principal de calor no Pacífico central leste. Assim, a fonte secundária de calor atuou na atmosfera tropical, através dos processos físicos a ela associados, previstos pela teoria mencionada anteriormente, para modificar as condições pré-existentes.

Alguns detalhes das mudanças ocorridas na circulação tropical podem ser melhor visualizados através das seções altura versus tempo dos valores mensais da velocidade vertical, para o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984, em dois pontos de grade, um ( $10^{\circ}\text{S}$ ;  $140^{\circ}\text{W}$ ) próximo de Atuona e o outro ( $0^{\circ}$ ;  $150^{\circ}\text{E}$ ) próximo de Cingapura (Figuras 3.11a e b).

A Figura 3.11a mostra em Atuona, de fins de 1982 a março de 1983, movimentos ascendentes intensos em uma camada profunda, e durante o correspondente período de 1983-84 movimentos ascendentes mais fracos em uma camada rasa. Entre estes dois períodos, precisamente de

junho a setembro de 1983, e durante o período de maio de 1984 até fins de 1984, prevaleceram movimentos subsidentes sobre esta estação.

Por outro lado, sobre Cingapura (Figura 3.11b), pode-se destacar dois períodos distintos, um com fracos movimentos ascendentes durante abril a dezembro de 1983 e o outro com fortes movimentos ascendentes durante o correspondente período de 1984. Nota-se que o ano de 1983 apresentou um período com movimentos subsidentes de fevereiro a março de 1983 e com fracos movimentos ascendentes de dezembro de 1982 a janeiro de 1983, consistentes com o fraco sistema de baixa pressão sobre a Indonésia, neste período.

As seções 3.11a e b mostram que, durante o final de 1982 e primeiros meses de 1983, o ramo ascendente da CW esteve sobre o Pacífico equatorial central, como retratado pela atmosfera sobre Atuona, e o ramo descendente esteve sobre a Indonésia, como mostrado pelas condições atmosféricas sobre Cingapura.

Evidentemente, nos padrões das Figuras 3.11a e b estão incluídas as variações sazonais. Contudo, através destas figuras é possível analisar o colapso do El Niño caracterizado pelas mudanças na velocidade vertical. Aparentemente tais mudanças manifestaram-se primeiramente na alta troposfera e propagaram-se para os níveis inferiores com o tempo. Em Atuona, as substituições dos movimentos ascendentes nos altos níveis por movimentos descendentes ocorreram em abril-maio de 1983 e nos baixos níveis em meados de 1983. Similarmente, em Cingapura, as alterações nos altos níveis ocorreram em março-abril de 1983 e nos baixos níveis em meados de 1983.

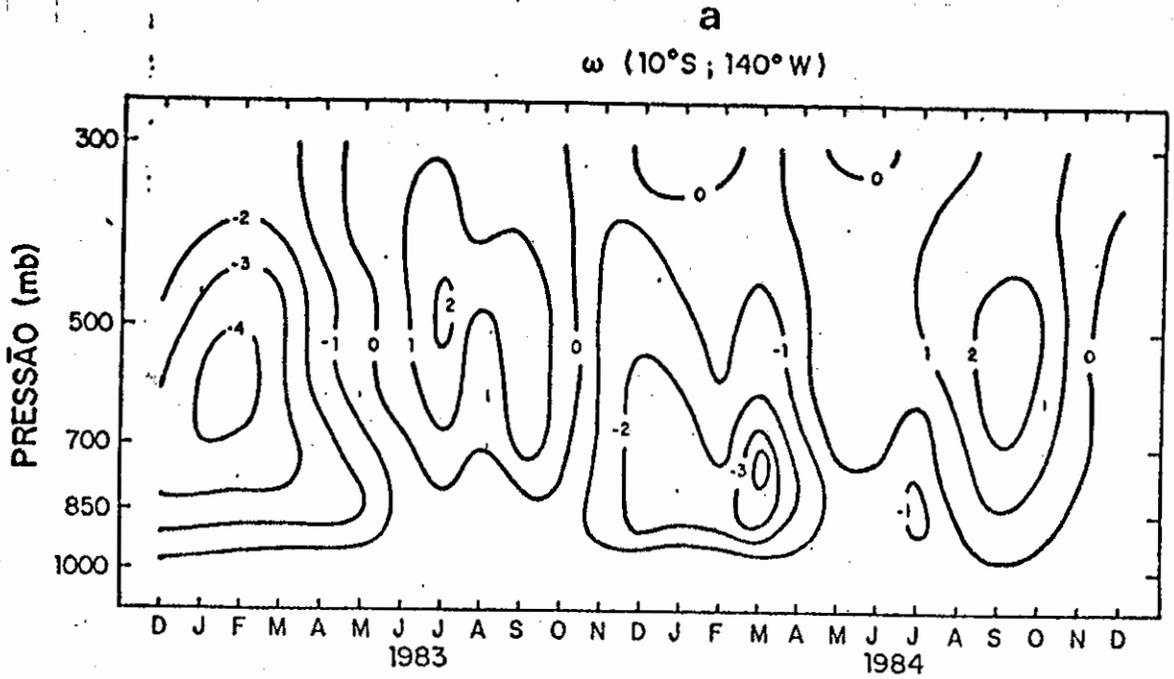


Fig. 3.11a - Seção altura versus tempo da velocidade vertical para o ponto ( $10^{\circ}\text{S}, 140^{\circ}\text{W}$ ) (Pacífico central) durante dezembro de 1982 a dezembro de 1984.

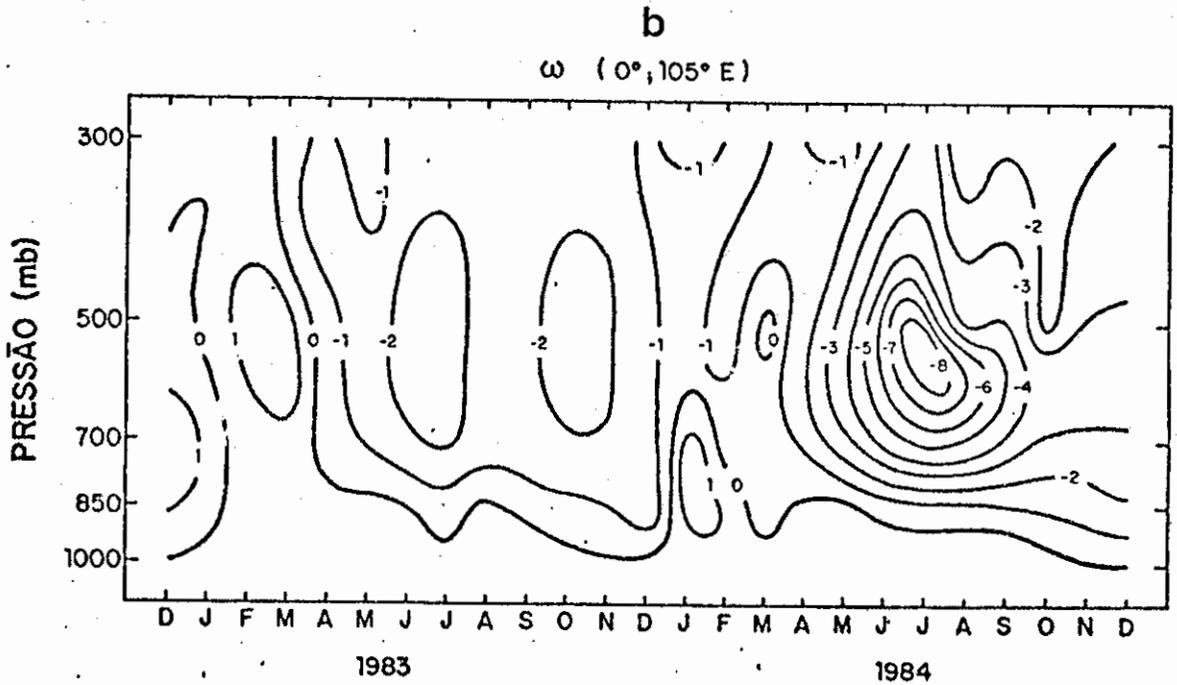


Fig. 3.11b - Seção altura versus tempo da velocidade vertical para o ponto ( $0^{\circ}, 105^{\circ}\text{E}$ ) (Malásia) durante dezembro de 1982 a dezembro de 1984.

As mudanças nos altos níveis dos movimentos ascendentes para descendentes e vice-versa, e suas graduais propagações para os níveis inferiores, são sugeridas pelas inclinações das isolinhas de velocidade vertical. Por exemplo, é claramente notada que a inclinação para Atuona correspondendo ao período de abril de 1983 até meados deste ano foi a mais acentuada, comparada com as outras mudanças do sinal da velocidade vertical, nesta estação.

Além disto, para MAM 1983, os indícios de mudanças na atmosfera tropical do Pacífico central surgiram primeiramente na alta troposfera, e os movimentos ascendentes na Indonésia e a leste desta ocorreram na troposfera média, indicando que o estabelecimento da fonte secundária de calor pode ter afetado primeiramente as circulações da atmosfera tropical nos altos níveis. Contudo, os dados de vento zonal não revelaram a inclinação mostrada pela velocidade vertical. Portanto, este aspecto deve ser melhor investigado.

Silva Dias e Bonatti (1985) mostraram, através da partição vertical de energia, que o 4º modo interno, cujo máximo valor se encontra aproximadamente em 200 mb, explica grande parte da energia total no setor tropical da América do Sul, durante o verão do Hemisfério Sul. Eles sugeriram que a intensificação dos ventos de oeste nos altos níveis está relacionada com a propagação de ondas de Kelvin, como uma resposta a uma forçante térmica, análoga à encontrada no estudo de Gill (1980), para forçante estacionária.

O estabelecimento da fonte secundária de calor esteve relacionado com as variações sazonais das circulações tropicais (como por exemplo, o estabelecimento do regime de monções de verão no oceano Índico) ou com as interações destas circulações com as de latitudes médias, haja vista as mudanças marcantes que se verificaram em MAM 1983

na atmosfera dos extratropicos, em especial os enfraquecimentos do cavado anômalo dos baixos níveis no Pacífico central norte e dos ventos de sudeste no Atlântico norte (veja Arkin et alii, 1983).

### 3.1.3 - JUNHO, JULHO E AGOSTO DE 1983

Os processos iniciados em MAM 1983, associados ao estabelecimento de uma fonte secundária de calor na região oeste da Indonésia, evoluíram e praticamente se concretizaram em JJA 1983. Em meados de 1983, observaram-se mudanças marcantes na circulação da atmosfera global associadas a um IOS com valores próximos de zero (Figura 2.1), indicando a extinção do El Nino.

Tais mudanças foram acompanhadas por uma redistribuição de precipitação tropical, cuja principal característica foi o aumento relativo da pluviosidade na maior parte das três faixas tropicais continentais. No padrão dos desvios de precipitação sobre a América do Sul (Figura 3.12a), distinguiu-se o confinamento de altos valores positivos no extremo noroeste, em contraste à permanência da baixa pluviosidade na região Amazônica e NEB. Na maior parte da Indonésia (Figura 3.12b), ocorreu um aumento de precipitação com a substituição das extensas áreas secas dos trimestres iniciais de 1983, por áreas chuvosas em JJA 1983.

Em contrapartida, a proeminente área com atividade convectiva no Pacífico central leste, que predominava nos trimestres anteriores, desapareceu em JJA 1983. Mais ainda, são notáveis as localizações das áreas convectivas no cinturão tropical, em JJA 1983, mais a norte do que nos trimestres anteriores (Figuras 3.13a e b).

ROL JJA 83

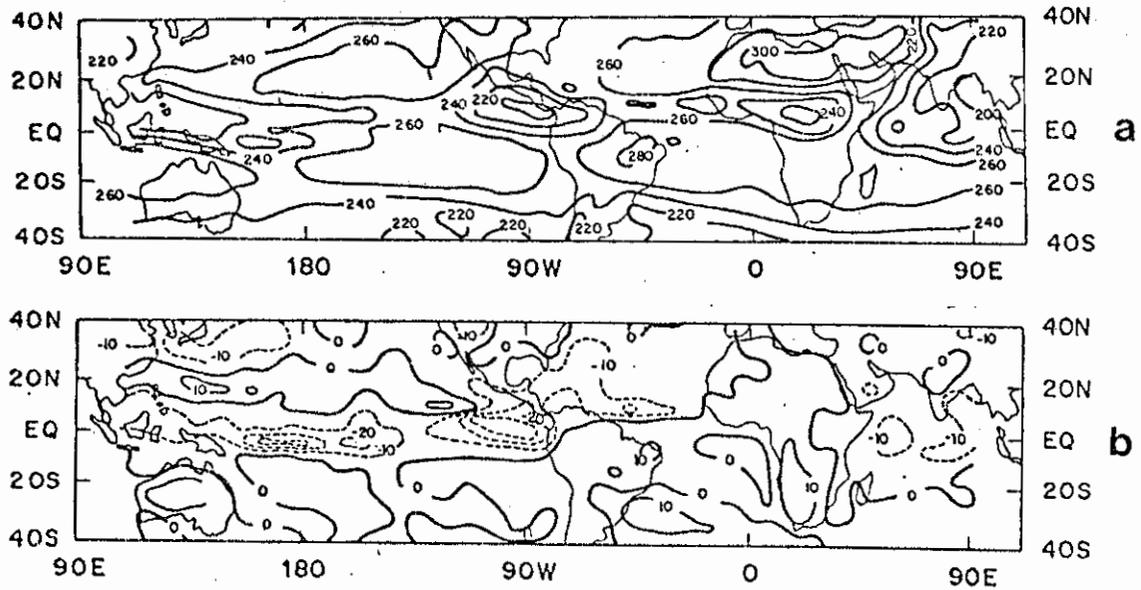


Fig. 3.13 - ROL para JJA 1983: a) média trimestral (o intervalo das isolinhas é  $20 W m^{-2}$ ); b) anomalia (o intervalo das isolinhas é  $10 W m^{-2}$ ).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

Em JJA 1983, a redistribuição dos padrões climáticos (precipitação), foi acompanhada por alterações na circulação atmosférica em relação aos trimestres anteriores, tal que os ventos de oeste nos baixos níveis anormalmente fortes que predominavam sobre o Pacífico central leste, durante os trimestres anteriores, praticamente se anularam ou passaram até mesmo a ser de leste (veja Arkin et alii, 1983). Além disso, observaram-se nos baixos níveis um deslocamento dos ventos anômalos de leste, que prevaleciam sobre a Amazônia, para oeste, e nos altos níveis os enfraquecimentos dos ventos anômalos de leste do Pacífico central e também dos ventos anômalos de oeste sobre a Amazônia (veja Arkin et alii, 1983).

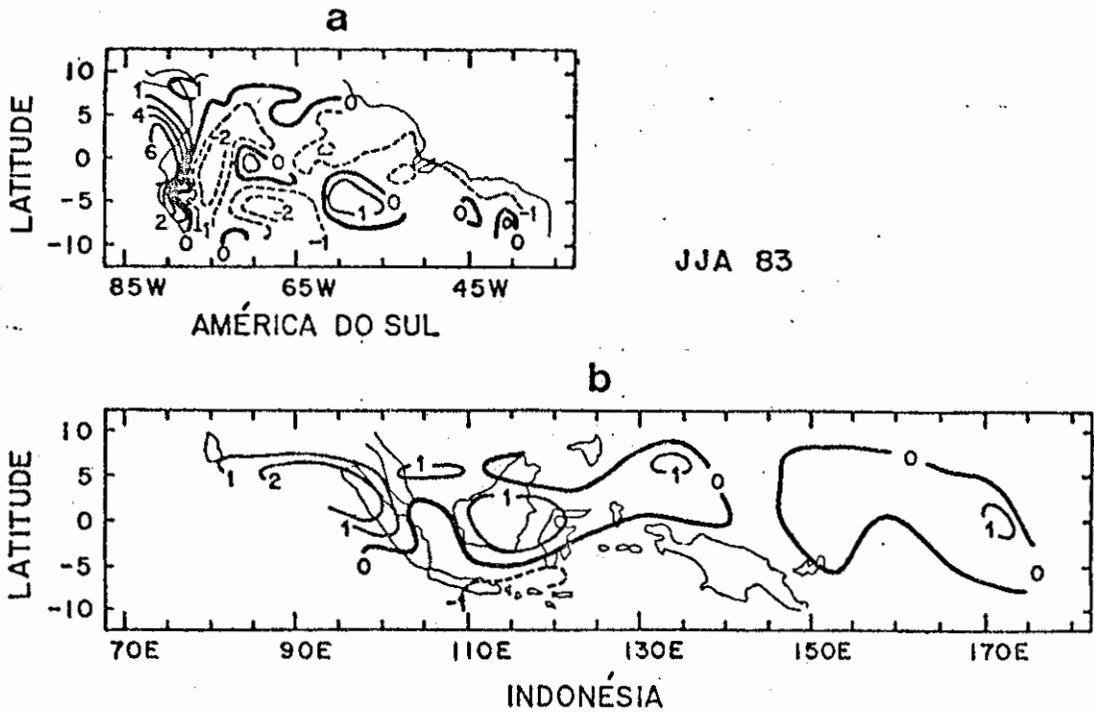


Fig. 3.12 - Desvios de precipitação para JJA 1983 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S; a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

É interessante notar que, em JJA 1983, persistiram anomalias positivas de TSM nas proximidades do Peru e Equador. Contudo, as águas destas regiões sofreram um decréscimo na temperatura aproximadamente de 2°C em relação ao trimestre anterior (Figura 3.14a e b). Isto indica que as mudanças sazonais de TSM estiveram associadas às variações observadas na circulação atmosférica e na distribuição tropical de precipitação.

TSM JJA 83

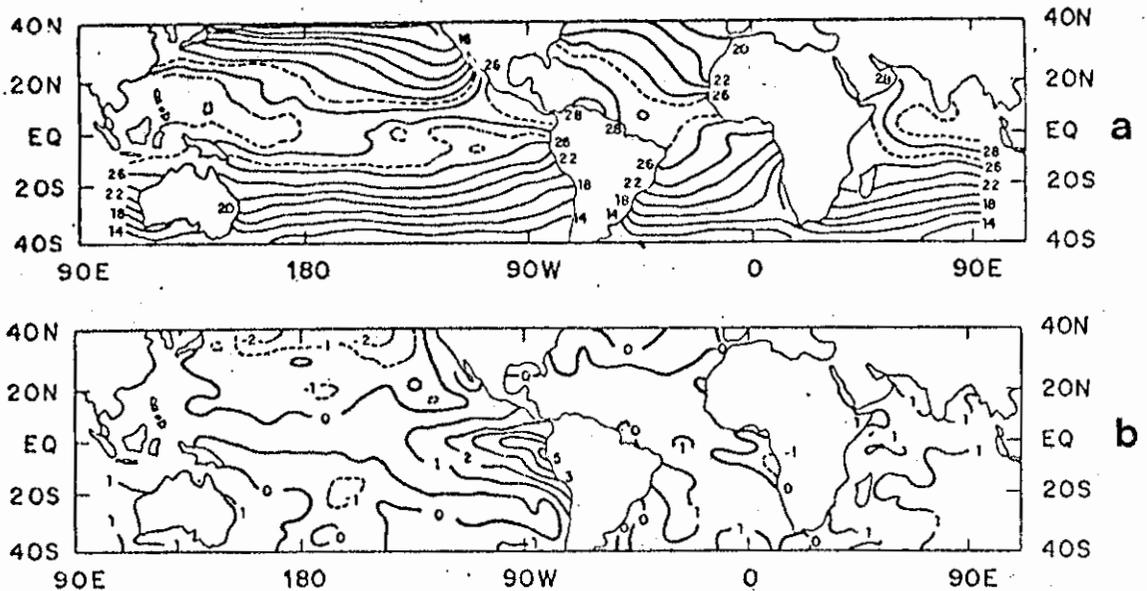


Fig. 3.14 - TSM para JJA 1983: a) média trimestral (os intervalos das isolinhas são 2°C e 1°C para valores abaixo e acima de 26°C, respectivamente); b) anomalia (intervalo das isolinhas é 1°C).

Adaptado de Arkin et alii (1983).

Estas circulações anômalas da atmosfera tropical de JJA 1983 confirmaram o enfraquecimento da CW anômala, cujo ramo ascendente principal localizava-se no Pacífico central leste nos trimestres anteriores. Tal enfraquecimento da CW anômala traduziu-se na subdivisão da célula principal em duas outras menores, cujos ramos ascendentes passaram a se localizar um a oeste de 180°W, sobre a região da Indonésia e outro próximo à costa oeste da América do Sul, e movimentos subsidentes entre essas duas regiões (Figuras 3.15a e b).

Estes movimentos subsidentes contribuíram para o restabelecimento da alta subtropical do Pacífico sudeste, verificado pelo desaparecimento dos ventos anômalos de oeste nos baixos níveis no Pacífico central. Os ventos de sul associados à circulação anticiclônica no Pacífico sudeste, no seu lado leste, ocasionaram o deslocamento da área convectiva remanescente nas proximidades do continente sul americano, para norte (Figura 3.13a).

Estudos teóricos mostram que uma fonte de calor, assimétrica em relação ao equador, favorece uma circulação do tipo Hadley, com movimentos ascendentes no hemisfério da fonte de calor e movimentos subsidentes no hemisfério oposto (Gill, 1980; Lau and Lim, 1982). Nos baixos níveis, uma circulação ciclônica forma-se sobre a fonte, enquanto que uma circulação anticiclônica surge no outro hemisfério (Gill, 1980).

Assim, a fonte de calor ao norte do equador no Pacífico leste (entre 10°N e 20°N), verificada pelo mapa de ROL (Figuras 3.13a e b), de acordo com os resultados de Gill (1980), colaborou para o restabelecimento de altas pressões no Pacífico sudeste, através dos movimentos subsidentes associados à circulação meridional do tipo Hadley.

Do ponto de vista das variações sazonais, as monções de verão, caracterizadas pelo aumento de pluviosidade no oceano Índico e na Índia, que se iniciam em fins de maio a começo de junho (Riehl, 1979), podem ter facilitado o estabelecimento do ramo ascendente nas proximidades da Indonésia. Este ramo ascendente, por sua vez, aparece consistente com o aumento de precipitação<sup>2</sup> verificado em JJA 1983 na Indonésia.

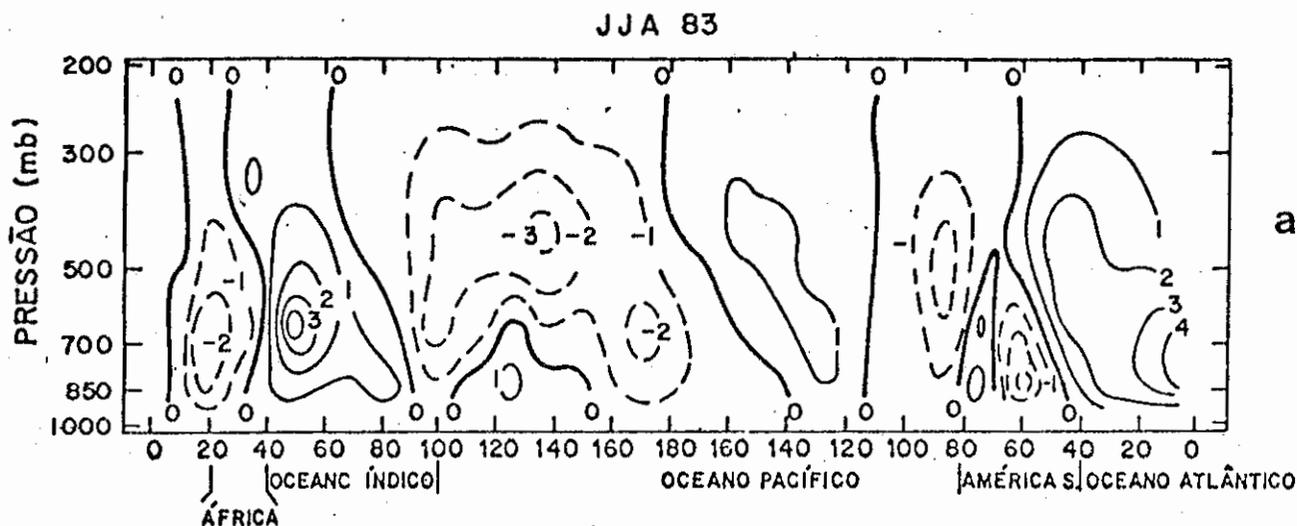


Fig. 3.15a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador para JJA 1983 (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

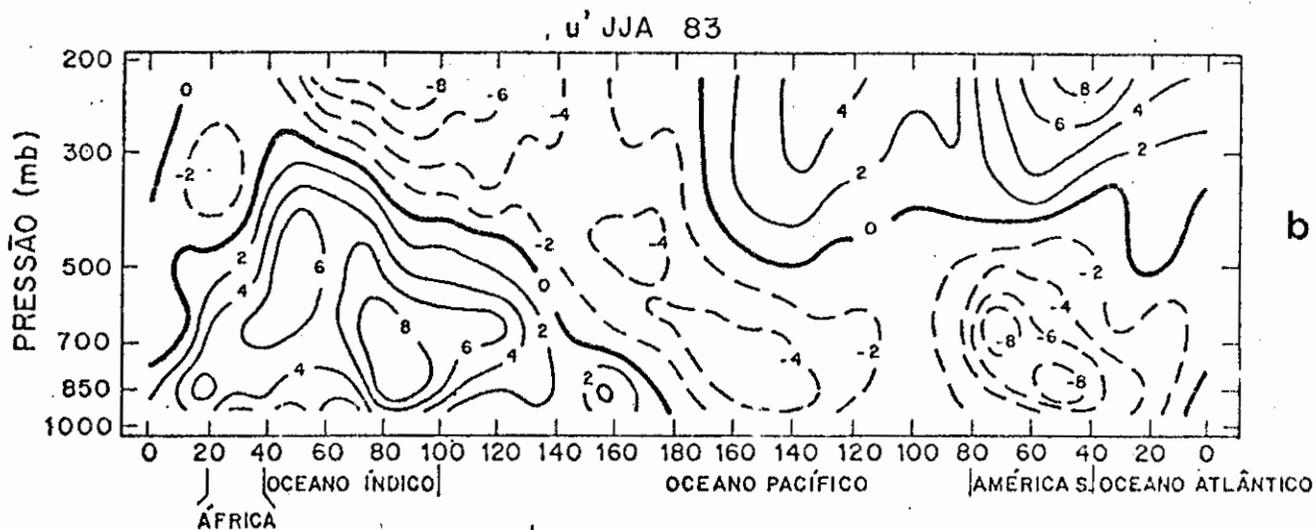


Fig. 3.15b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para JJA 1983. (As isolinhas negativas são as tracejadas. Os intervalos das isolinhas são  $2 \text{ m s}^{-1}$  e  $4 \text{ m s}^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8 \text{ m s}^{-1}$  e maior que  $8 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

### 3.1.4 - DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO DE 1983-84

A célula, com o ramo ascendente próximo à costa oeste da América do Sul e descendente sobre a Amazônia e o NEB, explica o aumento de precipitação nas costas do Peru e Equador e a persistência de secas na Amazônia e no NEB, em JJA 1983.

O desaparecimento das condições anômalas e o retorno às condições normais em meados de 1983, verificado pelas características das circulações atmosféricas e oceânicas e anomalias climáticas associadas, evidente em SON 1983, culminou em DJF 1983-84 com padrões da circulação e precipitação tropicais aproximadamente reversos aos do correspondente trimestre do ano anterior. Nestes padrões destacam-se os seguintes aspectos (não são mostradas as figuras para SON 1983 dadas as semelhanças destas com as de DJF 1983-84):

- a) localizações dos ramos ascendentes e descendentes da CW nas regiões preferenciais, ou seja, ascensão sobre a Amazônia e Indonésia, associada à convergência em baixos níveis e divergência nos altos níveis e subsidência sobre o Pacífico central (Figuras 3.16a e b), tais que se assemelham às condições médias (Figura 3.5);
- b) aumento de precipitação nas regiões Amazônica, NEB e Indonésia (Figuras 3.17a e b);
- c) decréscimo da pluviosidade na região costeira do Peru e Equador, associado à redução de ascensão sobre estas áreas e a oeste destas (Figura 3.16a);
- d) Condições secas na maior parte do Pacífico tropical leste, mostradas pelas anomalias positivas de ROL centradas em 150°W (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984a).

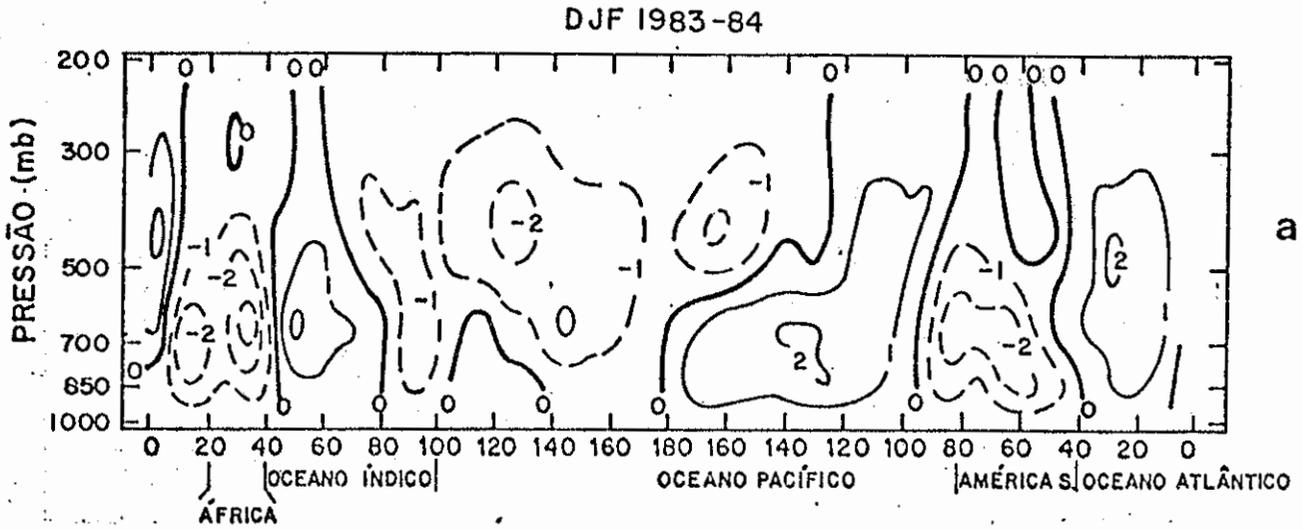


Fig. 3.16a - Seção vertical da velocidade vertical ( $w$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para DJF 1983/84. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

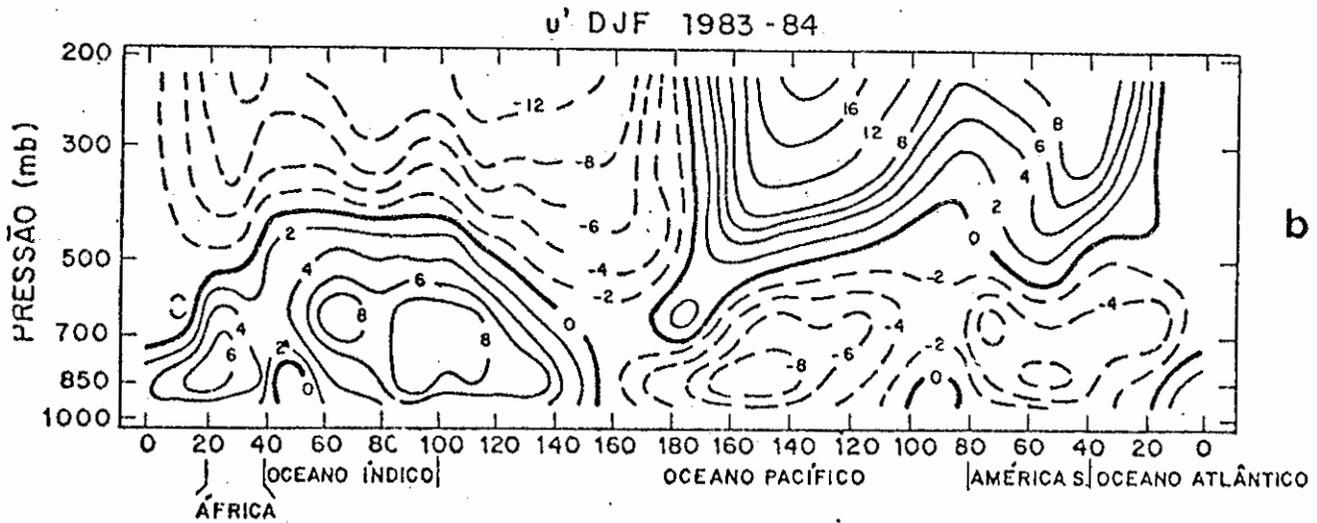


Fig. 3.16b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para DJF 1983/84. (As isolinhas negativas são as tracejadas. Os intervalos das isolinhas são  $2 \text{ m s}^{-1}$  e  $4 \text{ m s}^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8 \text{ m s}^{-1}$  e maior que  $8 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

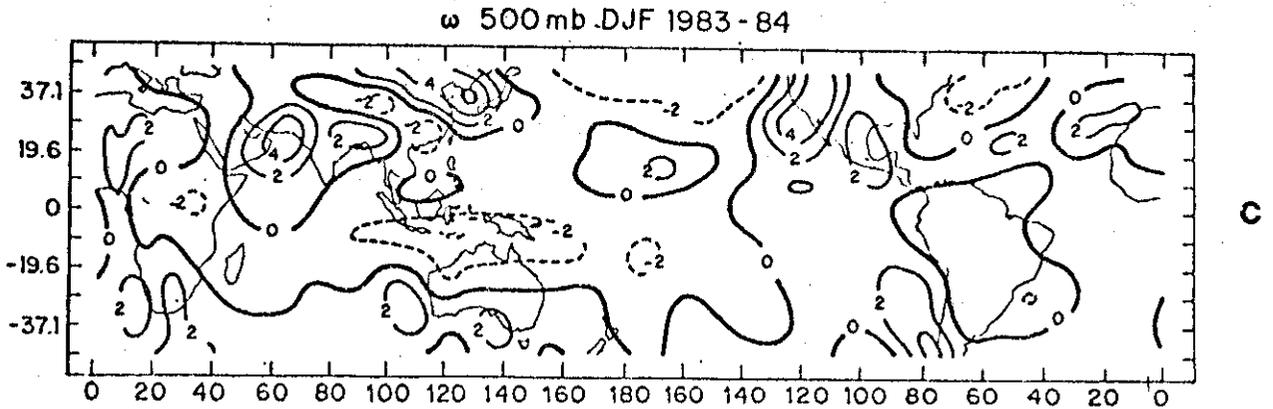


Fig 3.16c - Campo da velocidade vertical em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para DJF 1983/84. (As isolinhas negativas são as tracejadas e indicam movimento ascendente. O intervalo das isolinhas é  $2 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

Assim, a CW localizada aproximadamente na posição média (Figuras 3.16a e b) e a transição da TSM do Pacífico de uma condição extremamente anômala para uma próxima da normal, quando se observaram pequenos desvios em fins de 1983 e início de 1984 (Figura 3.18b), caracterizando o término do El Niño, poderiam implicar numa redistribuição de precipitação típica de um ano normal, para a maior parte dos trópicos. No entanto, muitas partes dos trópicos com precipitação abaixo da normal em 1983 apresentaram-se, em contraste, chuvosas em 1984. Em decorrência, 1984 foi considerado um ano com precipitação em excesso (Horel et alii, 1986).

Os movimentos subsidentes no Pacífico central, observados em meados de 1983, persistiram em DJF 1983-84 (Figura 3.16a), cooperando para o restabelecimento da alta subtropical do Pacífico sudeste. Este restabelecimento da alta pressão neste período é mostrado pelos desvios positivos de pressão em Tahiti (Figura 3.10). Em concordância, verifi-

caram-se: o fortalecimento dos alísios no Pacífico central (Climate Diagnostics Bulletin, 1984a; Figura 3.16b); o posicionamento da ZCIT, no setor Pacífico, ao norte do equador (Climate Diagnostics Bulletin, 1984a); o aparecimento de águas mais frias no Pacífico central leste (Figuras 3.18a e b), que podem ter sido advectadas das latitudes mais altas, e desvios positivos de ROL nas vizinhanças de 180°W (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984a).

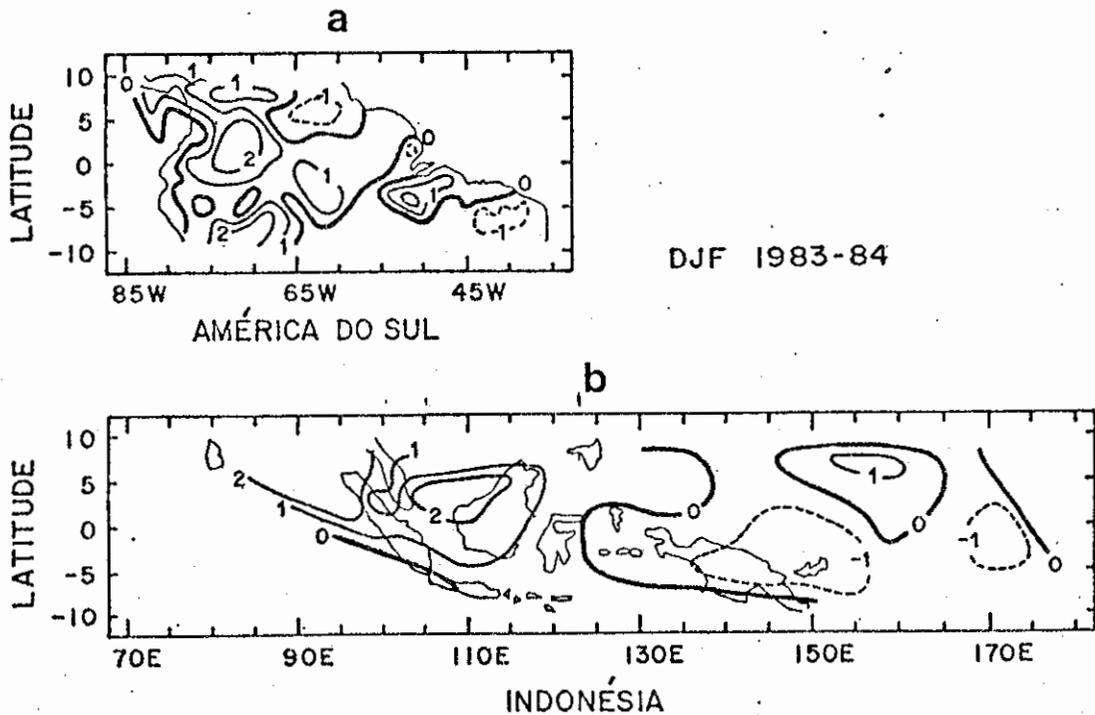


Fig. 3.17 - Desvios de precipitação para DJF 1983/84 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

TSM DJF 1983-84

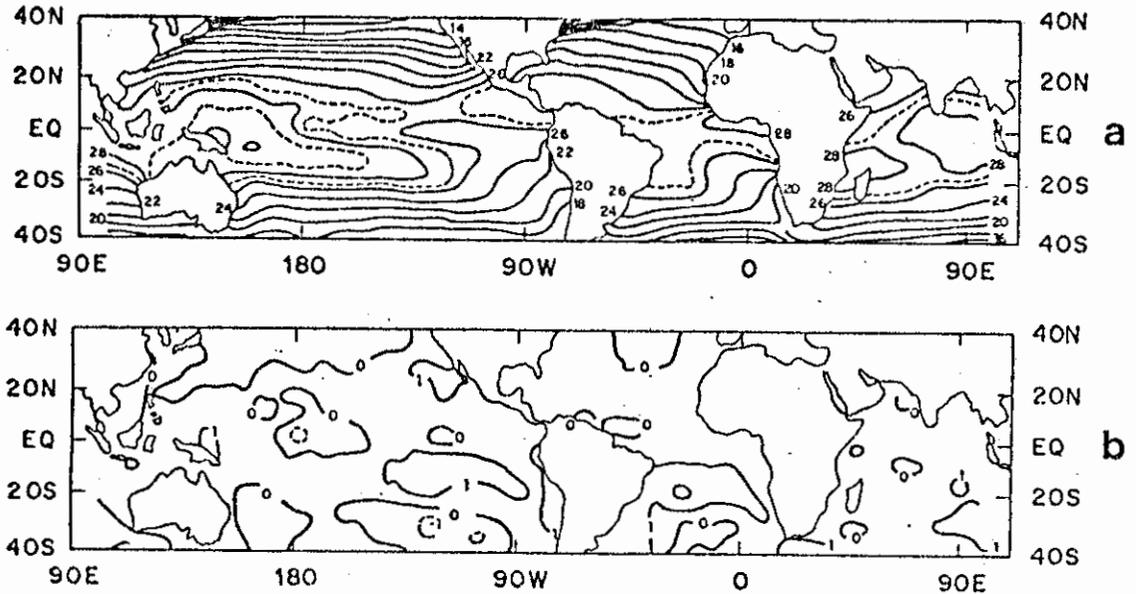


Fig. 3.18 - TSM para DJF 1983/84: a) média trimestral (os intervalos das isolinhas são 2°C e 1°C para valores abaixo e acima de 26°C, respectivamente); b) anomalia (intervalo das isolinhas é 1°C).

Adaptado de Climate Diagnostics Bulletin (1984a).

Philander (1985) propôs um mecanismo físico para explicar o aparecimento de tais águas mais frias na fase de declínio do El Niño: o decréscimo na extensão zonal da fonte de calor no Pacífico central, intensifica os ventos de leste nos baixos níveis a leste da fonte (veja Philander, 1985) que, por sua vez, causam mais ressurgência, abaixando a TSM e portanto, reduzindo a área com atividade convectiva. Esta instabilidade causa uma expansão do esfriamento anormal das águas do Pacífico central tropical, para oeste. Ele denominou La Nina a este esfriamento anormal das águas do Pacífico central tropical e as condições atmosféricas associadas, e sugeriu que esta é a fase complementar do El Niño.

Aparentemente, este processo físico proposto por Philander (1985) pode ter colaborado para determinar as características da circulação tropical em 1984. As águas frias no Pacífico tropical leste estabilizaram a atmosfera local, impedindo o movimento ascendente nas proximidades do Peru e Equador (Figura 3.16a) e, conseqüentemente, a convecção, diminuindo a precipitação nestas áreas (Figura 3.17a).

Por outro lado, o aumento de precipitação na Amazônia e no NEB (Figura 3.17a) esteve relacionado aos movimentos ascendentes sobre estas áreas (Figura 3.16a) e às variações oceânicas do Atlântico tropical. As águas ligeiramente mais quentes no Atlântico sul (Figuras 3.18a e b) induziram convergência na baixa troposfera, enfraquecendo a alta subtropical do Atlântico sul, como mostram os fracos alísios nesta região (Figura 3.16b). Este enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico sul, por sua vez, permitiu uma incursão para o sul da ZCIT neste setor (Climate Diagnostics Bulletin, 1984a), contribuindo para o aumento de precipitação no NEB e na Amazônia em DJF 1983-84.

Na região da Indonésia, apesar das águas superficiais adjacentes a ela terem apresentado temperaturas próximas à normal (Figura 3.18b), ocorreu um excesso de precipitação especialmente na parte oeste, consistente com o aumento de nebulosidade (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984a) e com os movimentos ascendentes verificados nesta área. Assim, a fonte de calor latente nesta área (anomalias positivas de ROL), cujas origens não foram as condições oceânicas locais, foi mantida dinamicamente pelos fortes ventos de leste na região leste da Indonésia. Estes ventos, por sua vez, fizeram parte da divergência nos baixos níveis, associada às águas frias do Pacífico central.

Os padrões climáticos de MAM 1984 apresentaram características similares as do trimestre anterior, com pluviosidade acima da normal na Indonésia e no NEB, desvios negativos de precipitação no extremo noroeste da América do Sul, incluindo parte da Amazônia (Figuras 3.19a e b), e um aumento de nebulosidade na faixa tropical entre o NEB e a África (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984b).

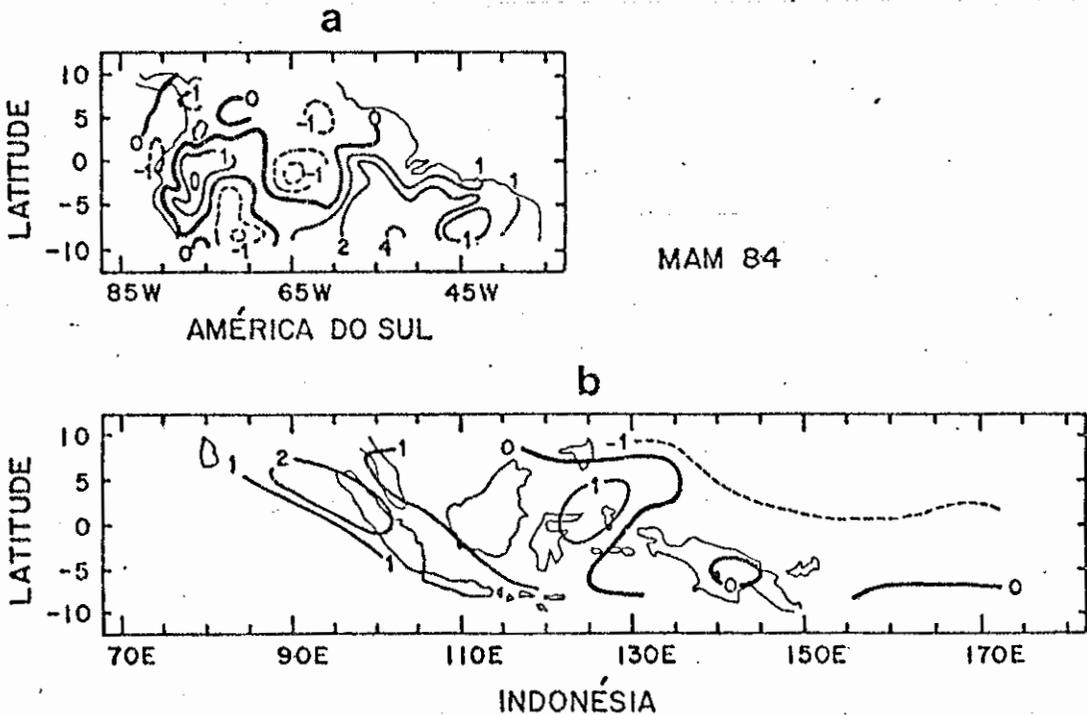


Fig. 3.19 - Desvios de precipitação para MAM 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

No Pacífico central verificou-se o aumento da área com desvios negativos de TSM (Climate Diagnostics Bulletin, 1984b). Os ven-

são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

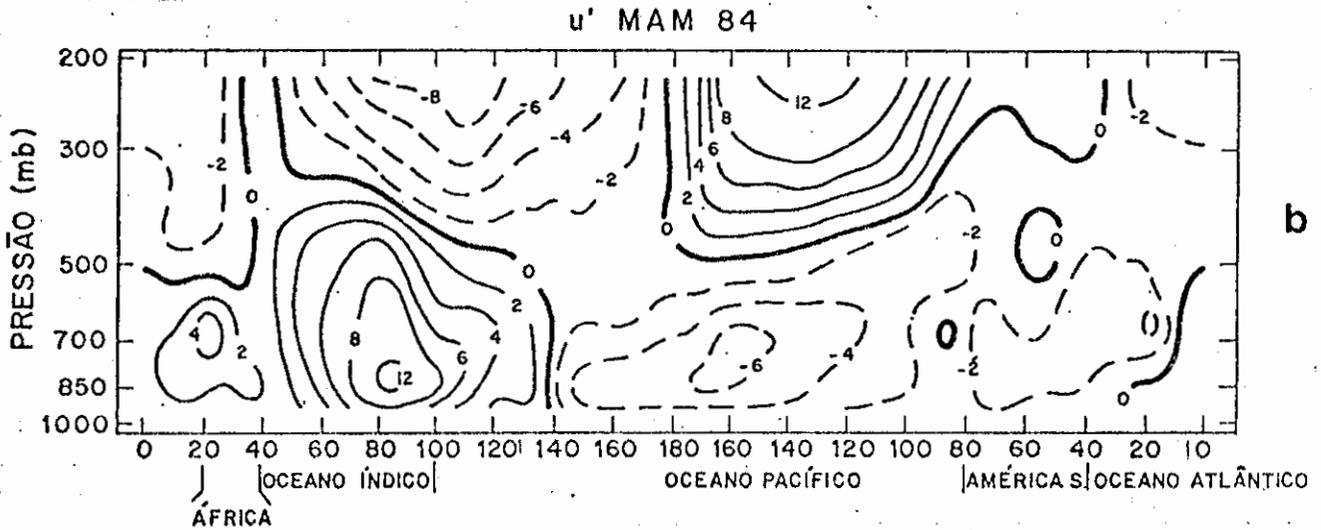


Fig. 3.20b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para MAM 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. Os intervalos das isolinhas são  $2 \text{ m s}^{-1}$  e  $4 \text{ m s}^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8 \text{ m s}^{-1}$  e maior que  $8 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

### 3.1.6 - JUNHO, JULHO E AGOSTO DE 1984

Em JJA 1984, a Indonésia e o NEB permaneceram razoavelmente chuvosos e o extremo noroeste da América do Sul mostrou um aumento de precipitação (Figuras 3.21a e b).

O excesso de precipitação observado na Indonésia, em parte devido ao estabelecimento da monção de verão que se inicia em junho (Riehl, 1979), esteve associado aos movimentos ascendentes extremamente fortes sobre a região, se estendendo para noroeste, até a Índia (Figu-

tos de leste nos baixos níveis no Pacífico central oeste, associados a estas águas frias mantiveram os movimentos ascendentes na área da Indonésia (Figura 3.20a) e a convecção a eles associada (Climate Diagnostics Bulletin, 1984b). Sob estas condições, a pluviosidade na Indonésia manteve-se alta em MAM 1984.

Na faixa equatorial entre o NEB e a África, observaram-se ventos anômalos de oeste em 850 mb (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984b; Figura 3.20b) e também movimentos ascendentes na camada entre 1000 e 500 mb (Figura 3.20a), desfavoráveis à intensificação da alta subtropical do Atlântico sul. Sob essas condições, embora as águas superficiais do Atlântico sul não tenham apresentado um aumento considerável de temperatura em MAM 1984 (Climate Diagnostics Bulletin, 1984b), a alta subtropical do Atlântico sul permanecendo fraca, corroborou para a permanência da ZCIT em uma posição ligeiramente inclinada de sudoeste (no lado sul-americano) para nordeste (no lado africano). Esta posição da ZCIT ocasionou o aumento de precipitação verificado no NEB.

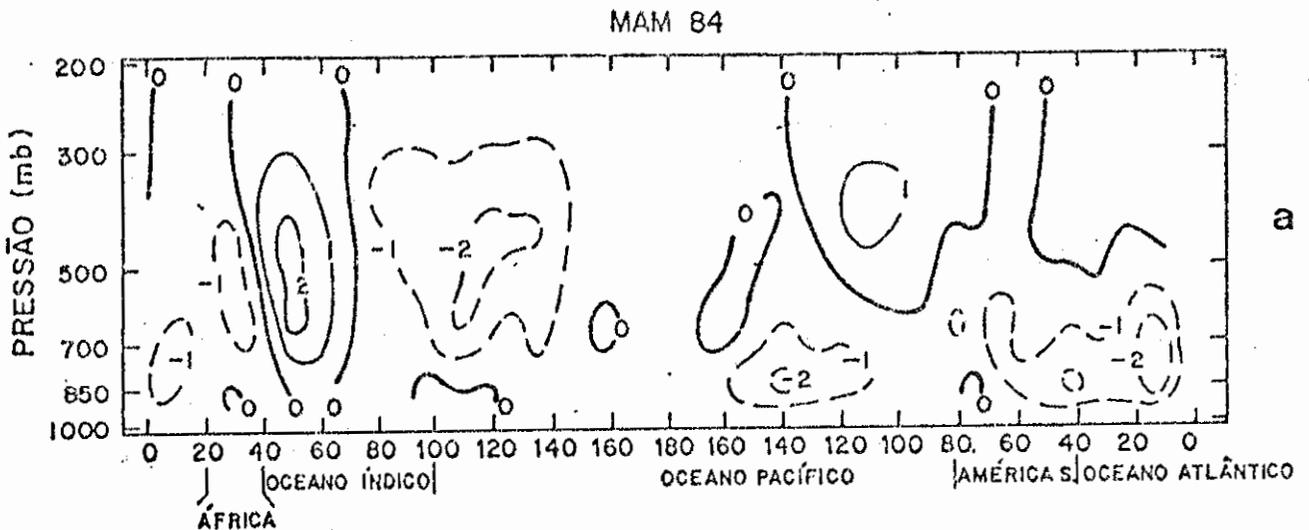


Fig. 3.20a - Seção vertical da velocidade vertical ( $w$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para MAM 1984. (As isolinhas negativas

O padrão médio da CW de inverno (JJA) apresenta fracos movimentos ascendentes sobre o noroeste da Amazônia (Figura 3.23). Assim, os excessos de precipitação na Amazônia e no NEB, durante JJA 1984, foram associados aos movimentos ascendentes anômalos deste período. Tais movimentos ascendentes, por sua vez, devem ter sido associados à permanência no Atlântico Sul das águas ligeiramente mais quentes que a normal.

Mais ainda, um outro aspecto a salientar é que os padrões de anomalias de TSM, com as ocorrências simultâneas de desvios positivos no Atlântico sul e negativos no Atlântico norte (Climate Diagnostics Bulletin, 1984c), favoráveis à formação da célula direta do tipo proposto por Moura e Shukla (1981), poderiam ter contribuído para modular a posição da ZCIT e para o aumento de precipitação no NEB durante JJA 1984.

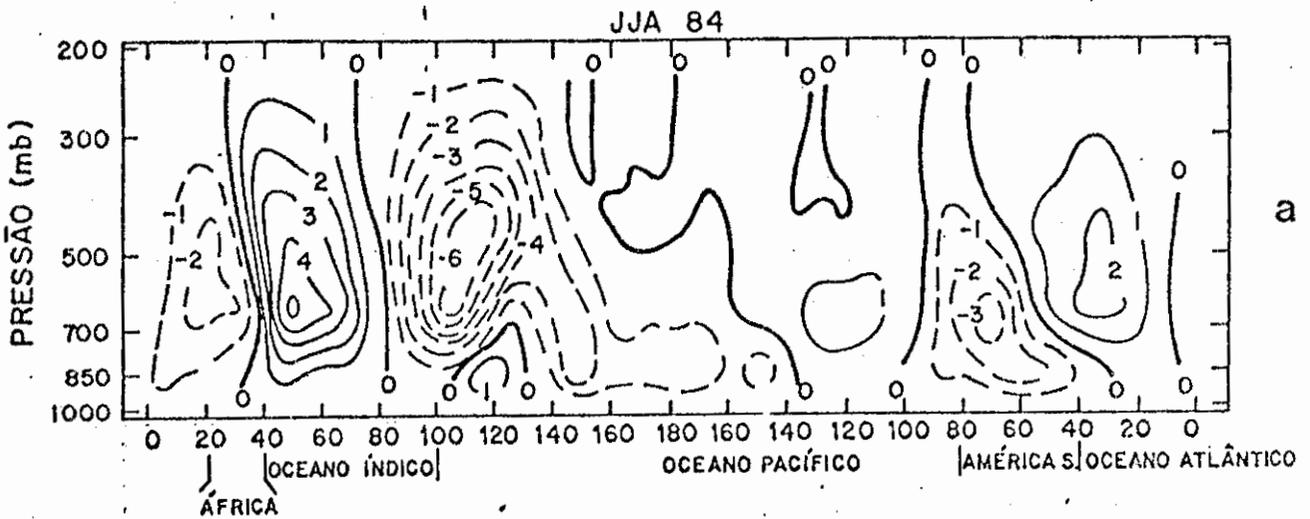


Fig. 3.22a - Seção vertical da velocidade vertical ( $w$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para JJA 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

ras 3.22a e b). Esta ascensão intensa foi induzida pelos ventos de oeste (leste) na região oeste (leste) da Indonésia nos baixos níveis e, consistentemente em direções opostas nos altos níveis (Figura 3.22c), que estiveram associados a fortes convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis. Em conformidade com este padrão da circulação tropical, as águas no Pacífico central tropical permaneceram relativamente frias (veja Climate Diagnostics Bulletin, 1984c).

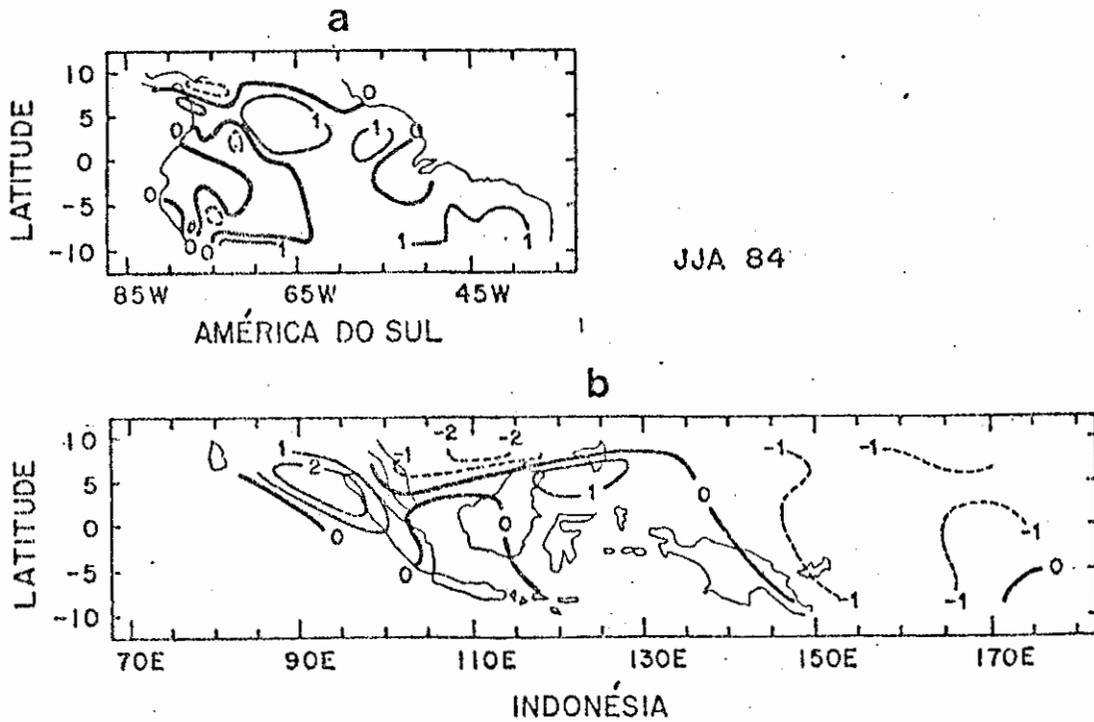


Fig. 3.21 - Desvios de precipitação para JJA 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

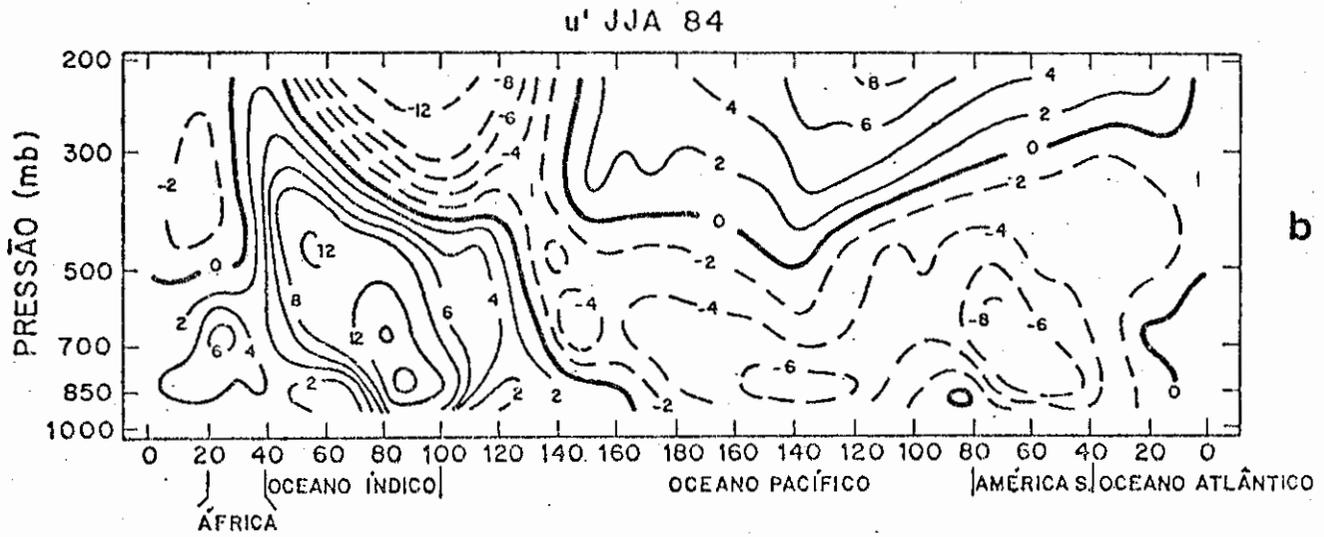


Fig. 3.22b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $m\ s^{-1}$ , no equador, para JJA 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. Os intervalos das isolinhas são  $2\ m\ s^{-1}$  e  $4\ m\ s^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8\ m\ s^{-1}$  e maior que  $8\ m\ s^{-1}$ , respectivamente)

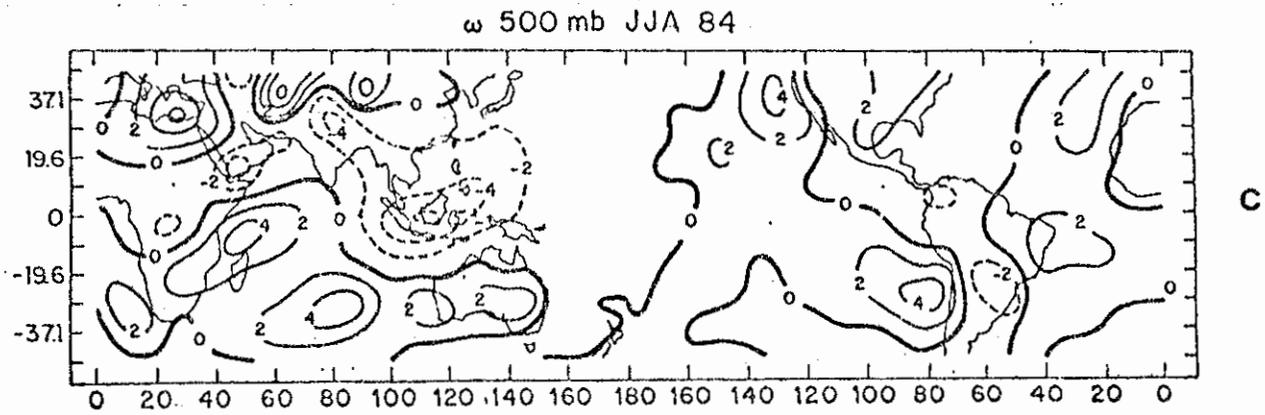


Fig. 3.22c - Campo da velocidade vertical em  $mb\ s^{-1} \times 10^{-4}$ , em 500 mb para JJA 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $2\ mb\ s^{-1} \times 10^{-4}$ ).

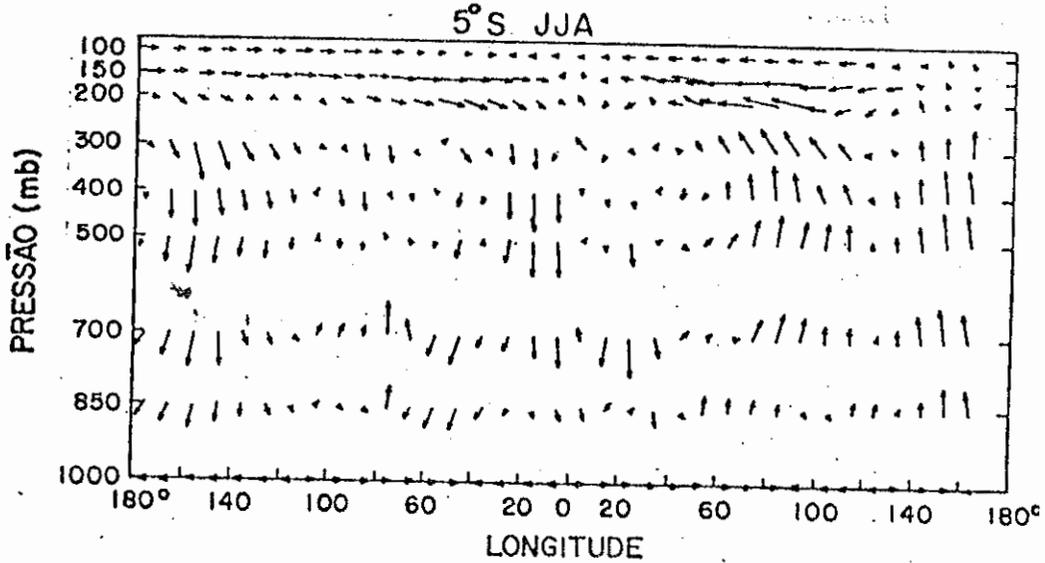


Fig. 3.23 - Circulação de Walker em 5°S média para JJA.

FONTE: Newell et alii (1974).

### 3.1.7 - SETEMBRO, OUTUBRO E NOVEMBRO DE 1984

Em SON 1984, a maior parte da região tropical da Indonésia e da América do Sul continuaram chuvosas (Figuras 3.24a e b). O excesso de precipitação na Indonésia esteve relacionado aos movimentos ascendentes razoavelmente intensos sobre a região, associados à convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis (Figuras 3.25a e b), enquanto a precipitação sobre a América do Sul esteve associada com a posição da ZCIT (Climate Diagnostics Bulletin, 1984d), que teve o flanco sul-americano deslocado para sul, causando a diminuição de precipitação no extremo noroeste da América do Sul.

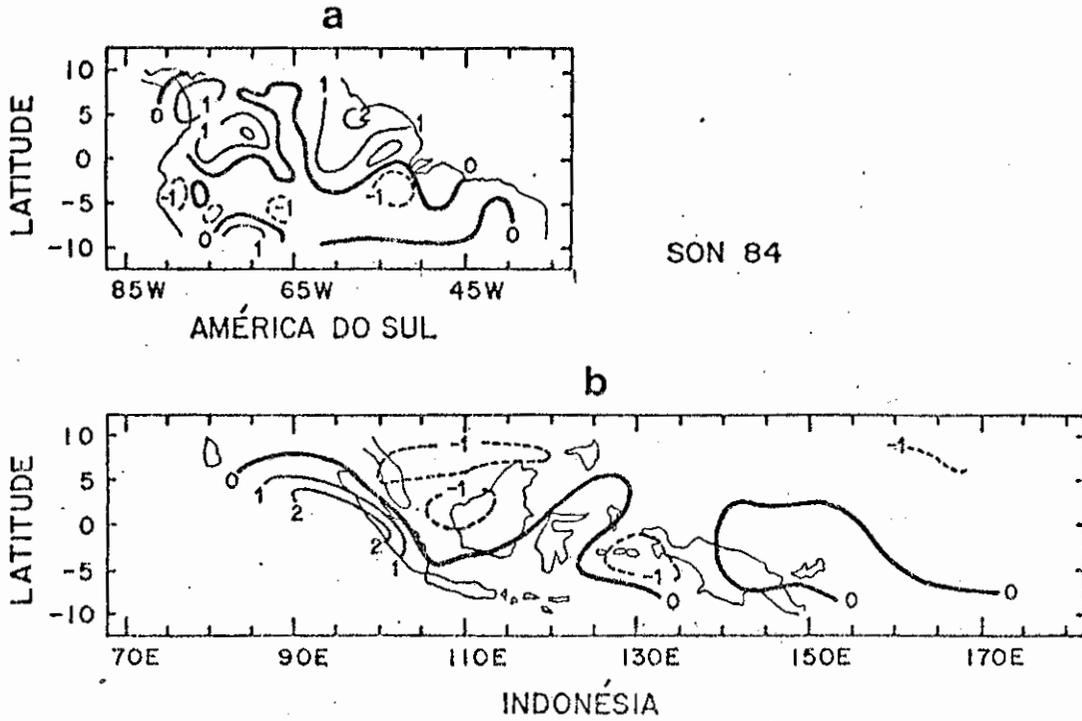


Fig. 3.24 - Desvios de precipitação para SON 1984 normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical entre 10°N e 10°S: a) para a América do Sul; b) para a Indonésia. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

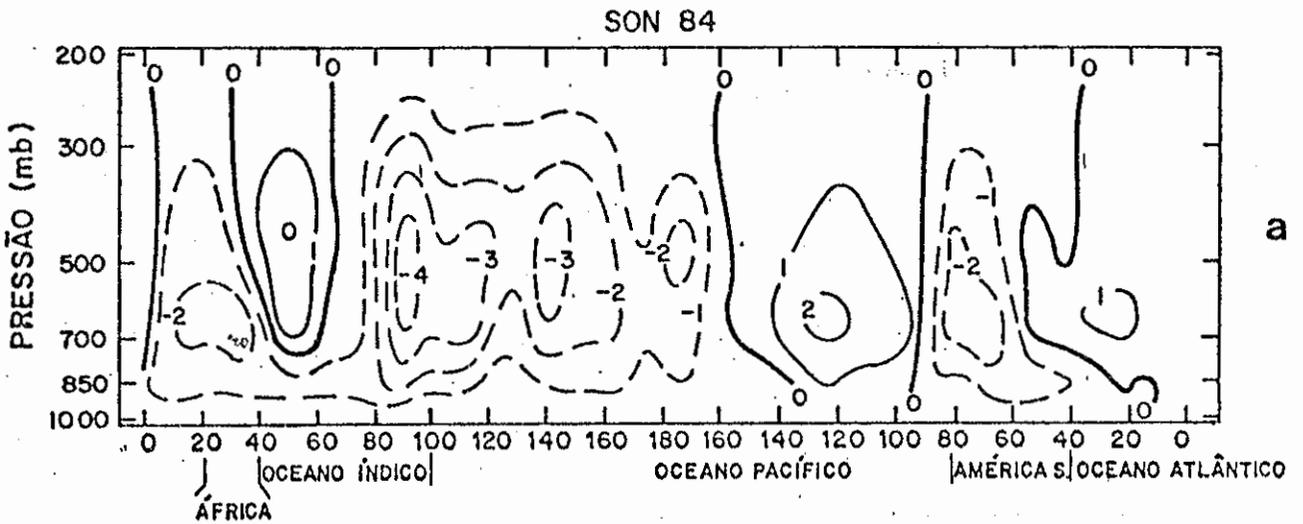


Fig. 3.25a - Seção vertical da velocidade vertical ( $\omega$ ) em  $\text{mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ , no equador, para SON 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é  $1 \text{ mb s}^{-1} \times 10^{-4}$ ).

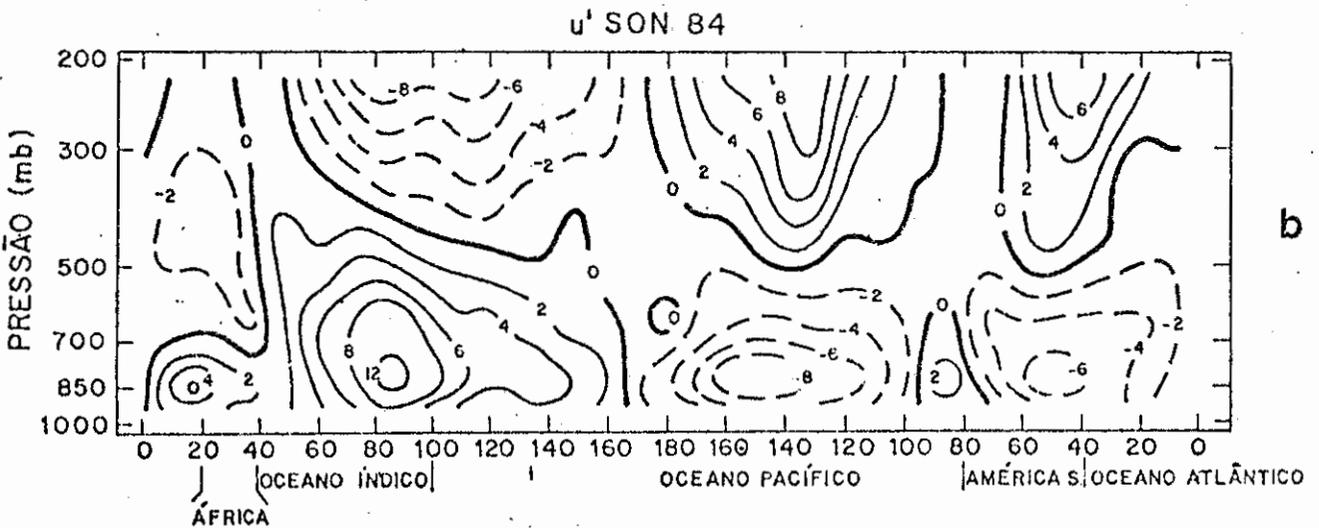


Fig. 3.25b - Seção vertical da velocidade zonal ( $u$ ) em  $\text{m s}^{-1}$ , no equador, para SON 1984. (As isolinhas negativas são as tracejadas. Os intervalos das isolinhas são  $2 \text{ m s}^{-1}$  e  $4 \text{ m s}^{-1}$  para valores absoluto menor que  $8 \text{ m s}^{-1}$  e maior que  $8 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

### 3.2 - AS VARIAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO NA ÁFRICA TROPICAL DURANTE 1983 E 1984

A região tropical da África, entre 10°N e 10°S, imediatamente ao sul da área sub-Sahel, inclui a parte mais chuvosa de todo o continente africano, cuja precipitação anual para grandes porções excede 800 mm, especialmente na bacia do Congo (veja Nicholson, 1981).

A análise desta região foi elaborada separadamente tendo em vista os aspectos relativamente complexos envolvidos em suas variações climáticas de longo prazo, anuais e sazonais.

Em termos das variações climáticas de longo prazo, as secas na África parecem se caracterizar por fenômenos de duas escalas de tempo: uma de curta duração (de 1 ano até 4-5 anos) e outra de longa duração (1 década ou mais) (WMO, 1985). Nicholson (1981) sugeriu que as secas no Sahel estão relacionadas a anomalias de precipitação de escala continental, que se estendem do sul da África até o norte do deserto do Sahara, e que persistem por um período de 10 a 15 anos.

Nicholson (1979) analisou as flutuações de precipitação para 118 estações da área africana em 20°N e 12°N, e verificou que um período mais seco iniciou-se em 1960 e culminou com a seca no Sahel em 1968-73. Tais condições persistiram até meados de 1985 (WMO, 1985), e em agosto de 1985 apareceram indícios (anomalias negativas de ROL) do término deste longo período seco (Climate Diagnostics Bulletin, 1985).

Durante este episódio de longa duração, ocorreram anos extremamente secos (1972-73, 1982-83) que coincidiram com as ocorrências de ENCSs.

Stockenius (1981) e WMO (1985) salientaram a importância das flutuações nas circulações leste-oeste em modular as variações interanuais da precipitação da região tropical da África. Assim, os episódios de mais curta duração devem estar relacionados às mudanças de grande escala do sistema oceano-atmosfera.

Mais ainda, a TSM no Atlântico desempenha um papel importante na precipitação da África tropical, tal que o excesso de precipitação entre aproximadamente  $10^{\circ}\text{N}$  e  $10^{\circ}\text{S}$  e escassez ao norte desta faixa tropical estão relacionados ao padrão de TSM com anomalias positivas no Atlântico sul e negativas no Atlântico norte (WMO, 1985). Este padrão de anomalias de TSM é também relacionado ao excesso de precipitação no NEB, através de um dipolo térmico na direção norte-sul (Moura and Shukla, 1981).

Assim, uma célula norte-sul, controlada por anomalias de TSM no Atlântico, poderia ser um dos mecanismos a determinar o padrão de precipitação também na África tropical. Esta hipótese é reforçada pelos resultados de Moura e Kagano (1982), que mostram para anos chuvosos no NEB desvios positivos nesta região e também na África tropical entre os paralelos  $10^{\circ}\text{N}$  e  $15^{\circ}\text{S}$ .

No contexto das variações sazonais, a migração norte-sul da ZCIT desempenha um papel importante na precipitação da África tropical (Riel, 1979). O setor leste do cavado equatorial associado a ZCIT sofre influências das monções, tal que em janeiro os ventos de nordeste o deslocam para uma posição sul extrema, enquanto que em julho os ventos de sudeste o deslocam para sua posição mais ao norte (veja WMO, 1985).

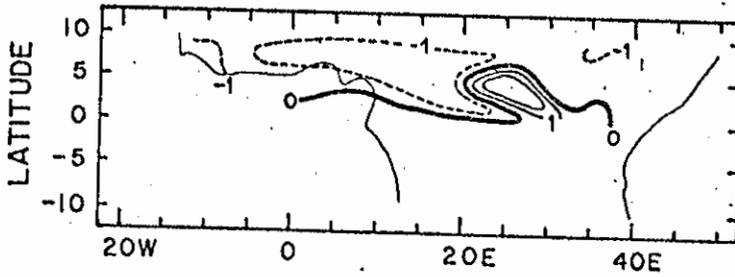
Um outro aspecto que diferencia o regime de precipitação da África tropical do de outras áreas tropicais, é a precipitação do Sahel ser, em grande parte, determinada por linhas de instabilidades, cujas trajetórias são guiadas pelas posições e intensidades dos jatos africanos de leste e tropical de leste (WMO, 1985). Contudo, não se aterá a esta particularidade nas análises que se seguem, visto que estas se limitam a uma área ao sul do Sahel.

É notável que praticamente durante todo o período analisado (DJF 1982-83 a SON 1984) a região a oeste de 20°E e entre os paralelos 10°N e 5°N permaneceu com desvios negativos de precipitação (Figuras 3.26a e b). Esta região negativa foi uma extensão sul da área do sub-Sahel que esteve extremamente seca durante este período, associada a movimentos subsidentes (Figuras 3.4c e 3.16c) verificados no sub-Sahel e Sahel (WMO, 1985).

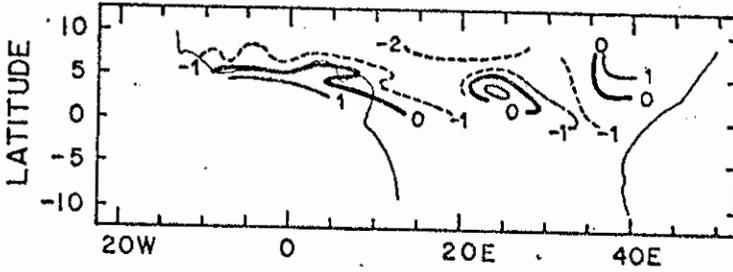
Por outro lado, a parte mais central sobre a bacia do Congo apresentou-se com desvios positivos de precipitação, cuja extensão teve variações durante o período analisado. Este excesso de precipitação esteve relacionado aos movimentos ascendentes verificados na região (Figuras 3.4a e c, 3.9a, 3.15a, 3.16a e c, 3.20a, 3.22a, 3.25a).

As variações sazonais da precipitação na faixa analisada foram claramente moduladas pelo cavado equatorial associado a posição e intensidade da ZCIT.

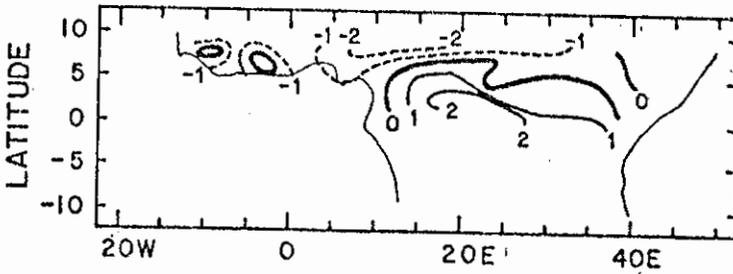
a  
ÁFRICA



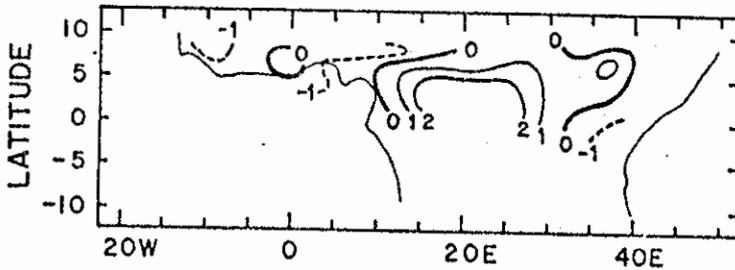
DJF 1982-83



MAM 83



JJA 83



SON 83

Fig. 3.26a - Desvios de precipitação para os trimestres de 1983, normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical da África. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

Em MAM 1983, verificou-se uma diminuição de precipitação, associada ao enfraquecimento da atividade convectiva (Figuras 3.7a e b) em relação a DJF 1982-83 (Figuras 3.2a e b). Em JJA 1983 o aumento de precipitação na parte central esteve relacionado com a posição do centro de atividade convectiva, mais para norte do que nos trimestres anteriores, enquanto o aumento de precipitação na parte leste deve ter sido influenciado pelo estabelecimento sazonal das monções.

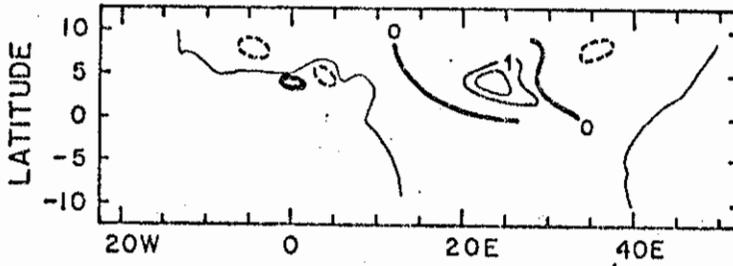
A configuração dos desvios de precipitação em SON 1983 foi bastante similar a de JJA 1983. A área positiva na parte central tropical da África apresentou a menor extensão em DJF 1983-84.

Note que o aumento de precipitação, na faixa tropical da África a partir de JJA 1983, coincidiu com o período em que a circulação atmosférica e as condições oceânicas associadas apresentaram fortes indicações da extinção do El Niño (veja discussões no item anterior deste capítulo).

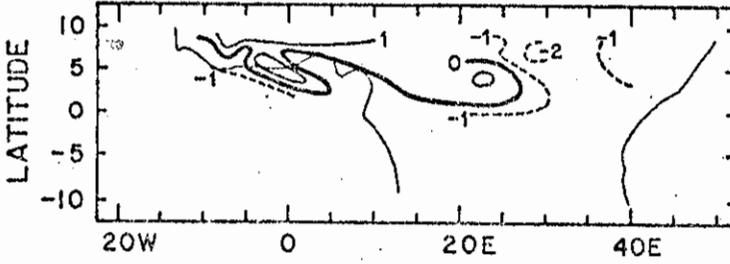
Em MAM 1984 ocorreu um aumento de precipitação na parte oeste da África. Contudo, a relação entre TSM no Atlântico e o aumento de precipitação nesta parte da África, associada à posição e intensidade da ZCIT, só se tornou evidente em JJA 1984 com o aparecimento de anomalias positivas no Atlântico sul e negativas no Atlântico norte. O aparecimento destas anomalias de TSM teve em associação uma intensificação da ZCIT, especialmente entre a América do Sul e a África, ocasionando o aumento de precipitação na parte oeste da faixa tropical africana.

Em SON 1984 a ZCIT enfraqueceu, possibilitando novamente uma extensão para sul da área seca do sub-Sahel.

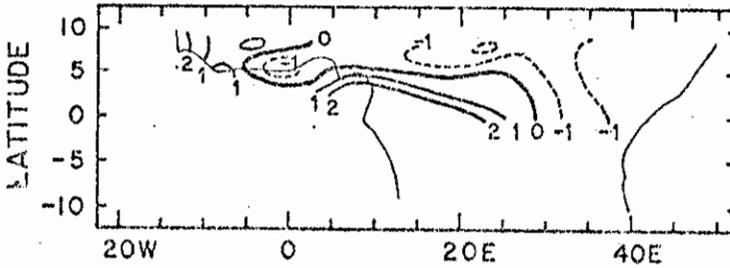
**b**  
ÁFRICA



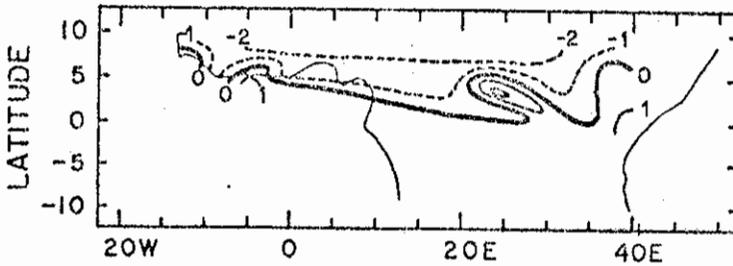
DJF 1983-84



MAM 84



JJA 84



SON 84

Fig. 3.26b - Desvios de precipitação para os trimestres de 1984, normalizados pelos desvios padrão para a faixa tropical da África. (As isolinhas negativas são as tracejadas. O intervalo das isolinhas é 1).

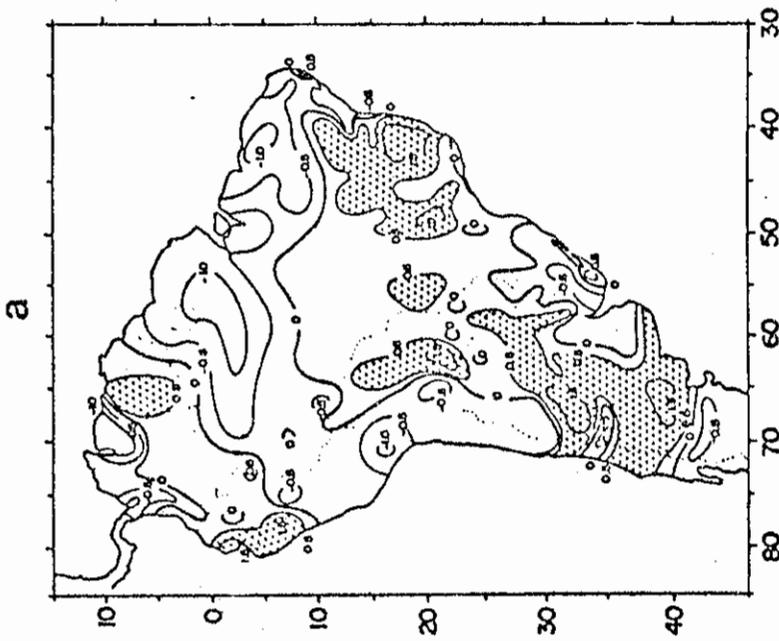


Fig. 3.28a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para janeiro de 1983. (As áreas pontilhadas representam precipitações acima da normal).

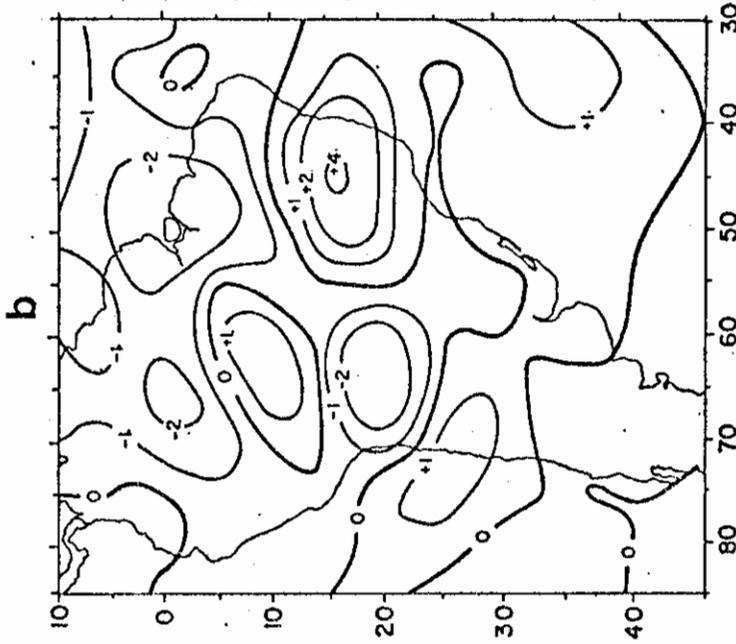


Fig. 3.28b - Desvios de precipitação para janeiro de 1983, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.

Cortesia de Fennessy (1985)

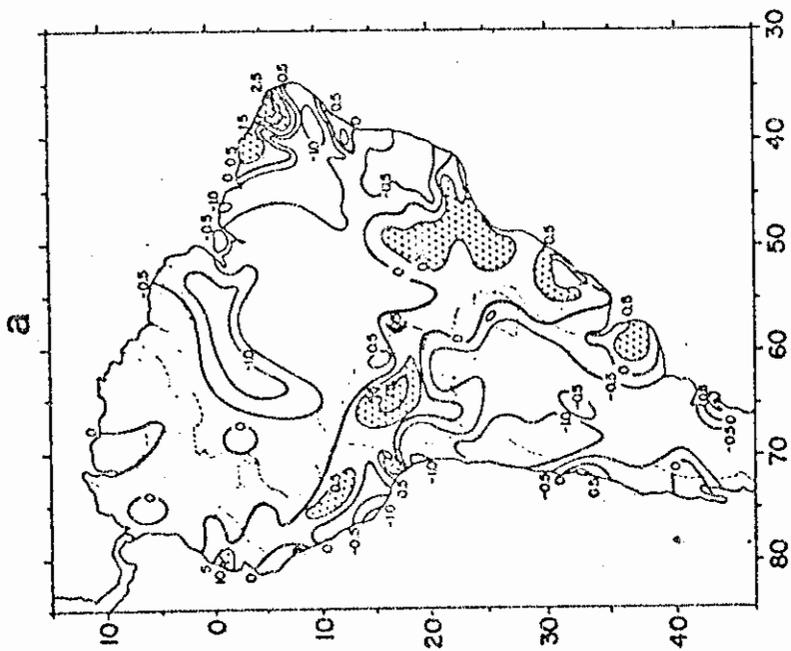


Fig. 3.27a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para outubro de 1982. (As áreas pontilhadas representam precipitações acima da normal).

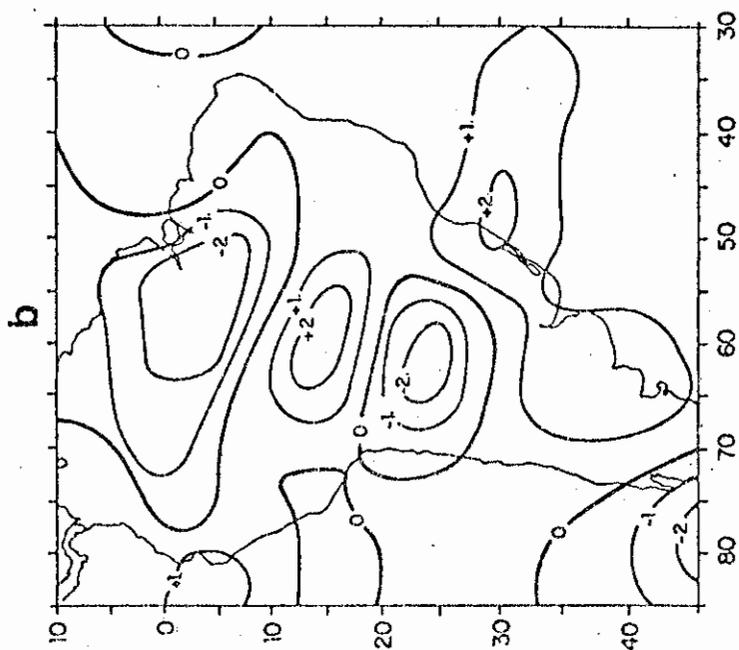


Fig. 3.27b - Desvios de precipitação para outubro de 1982, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.

Cortesia de Fennessy (1985)

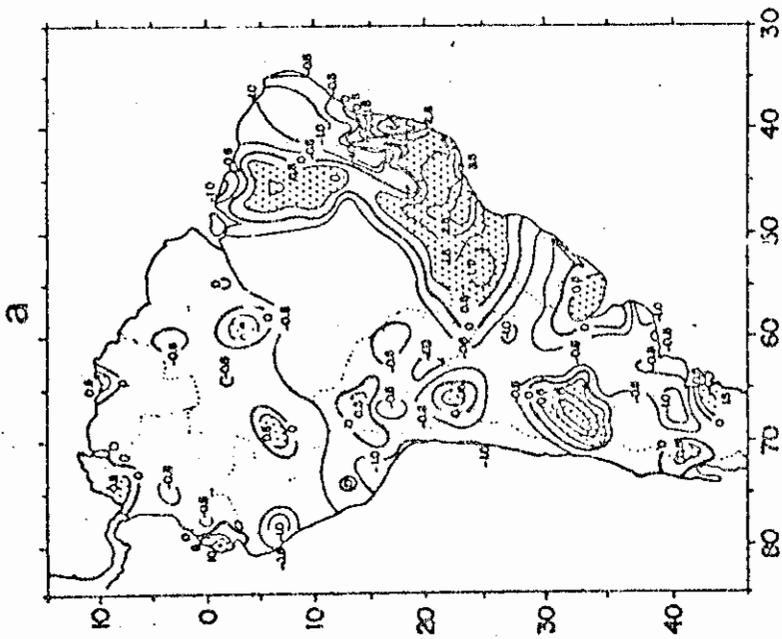


Fig. 3.29a - Desvios de precipitação normalizados pela média, para setembro de 1983. (As áreas pontilhadas representam precipitações acima da normal).

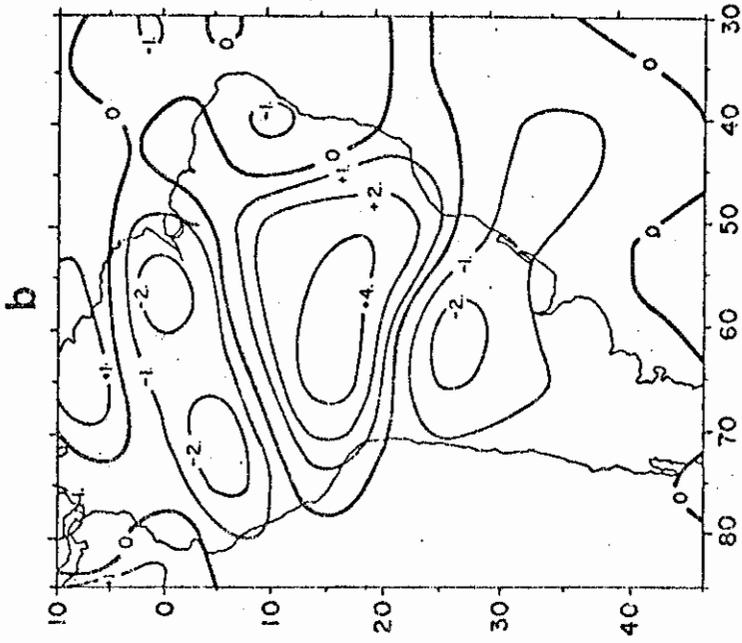


Fig. 3.29b - Desvios de precipitação para setembro de 1983, em mm/dia, de um experimento usando MCG da NASA/GLAS.

Cortesia de Fennessy (1985)

### 3.3 - A PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE 1982-83 SOBRE A AMÉRICA DO SUL E OS RESULTADOS DE EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DE SIMULAÇÃO

Tendo em vista uma das metas do presente trabalho, a comparação entre os resultados diagnósticos e os de simulação com MCGs, detém-se a uma análise do campo de precipitação observado sobre a América do Sul durante o episódio de 1982-83.

Os campos observados são os mapas de desvios mensais de precipitação, normalizados pelas correspondentes médias para alguns meses específicos (outubro de 1982, janeiro de 1983 e setembro de 1983). A análise detalhada do período de julho de 1982 a dezembro de 1983 é encontrada em Kagano e Moura (1985), e as discussões das circulações atmosféricas e dos principais mecanismos físicos associados podem ser vistos no item 3.1 neste capítulo.

Os campos simulados (cortesia de Fennessy) foram obtidos através do modelo do NASA/GLAS, com o qual realizou-se um experimento que se resume em utilizar a TSM observada de um mês para reproduzir o campo de precipitação anômala do mês seguinte.

Uma característica comum nos campos observados e simulados (Figuras 3.27a e b, 3.28a e b, 3.29a e b) é a alternância de sinais das áreas quase zonais dos desvios de precipitação, do norte ao sul do continente. Este padrão de anomalias de precipitação foi também encontrado por Aragão (1986), que simulou a resposta atmosféricas a anomalias de TSM compostas de seis El Ninos (veja item 1.6).

Na configuração dos desvios de precipitação para outubro (Figura 3.27a) e para a fase madura do El Niño de 1982-83, janeiro de 1983 (Figura 3.28a), claramente são observadas duas grandes áreas de contrastes, uma com secas severas e outra com inundações intensas. A área seca localizou-se sobre a Amazônia e o NEB, enquanto que a área chuvosa estendeu-se sobre o norte da Argentina, Paraguai, Uruguai, parte da Bolívia e sul do Brasil.

Embora o enfoque do presente trabalho seja caracterizar as mudanças das circulações leste-oeste, e as discussões nos itens anteriores tenham se restringido aos trópicos, é interessante salientar outras características da circulação da atmosfera sobre a América do Sul que estiveram relacionados com a fonte de calor do Pacífico central leste. Durante o período de março a agosto de 1983, observou-se uma intensa corrente de jato sobre a América do Sul, com velocidades de 20 m s<sup>-1</sup> acima da normal, que esteve deslocada para nordeste de sua posição média (Climate Diagnostics Bulletin, 1983). Além disso, o período de maio a junho de 1983 caracterizou-se por ocorrências de bloqueios atmosféricos sobre a América do Sul (Kousky e Cavalcanti, 1984; Nobre and Rennó, 1985).

Assim, as condições secas sobre a Amazônia e o NEB, no período de março a agosto de 1983, associadas aos movimentos descendentes sobre estas áreas, foram corroboradas pela permanência das frentes frias em latitudes mais altas. Tais frentes frias, cujas permanências nas latitudes mais altas foram relacionadas com os bloqueios atmosféricos e com a intensa corrente de jato, ocasionaram enchentes na parte central do continente sul-americano (Moura and Kagano, 1986).

Qualitativamente, o padrão dos desvios de precipitação observados foram simulados nos experimentos de Keshavamurty (1982),

Fennessy et alii (1985) e Aragão (1986).

Contudo, os melhores resultados quantitativos foram mostrados pelo experimento de Fennessy et alii (1985). Para ilustrar este ponto, selecionaram-se para janeiro de 1983, três áreas-chave (Amazônia, NEB e Brasil central), para as quais estimaram-se os desvios de precipitação em milímetros por dia.

Os desvios de precipitação da Figura 3.28a foram normalizados pelas correspondentes médias de janeiro de cada estação pluviométrica. Assim, fez-se necessário estimar a precipitação média e o desvio médio de cada área. Multiplicando-se a precipitação média pelo desvio médio de cada uma delas, e dividindo pelo número de dias de janeiro obteve-se a precipitação em milímetros por dia representativo de cada área. Estes resultados, juntamente com os de simulação estão apresentados na Tabela 3.1.

É notável que o experimento de Fennessy et alii (1985) reproduziu os desvios de precipitação mais próximos dos observados, especialmente para a região do Brasil central, embora subestimados. Neste experimento, os desvios para a Amazônia e o NEB foram superestimados, nos demais, exceto para a Amazônia, os valores de desvios de precipitação foram subestimados.

Conforme discutido no item 3.1, os aspectos globais da circulação tropical em resposta às anomalias positivas de TSM no Pacífico tropical central, foram razoavelmente simulados pelos experimentos com MCGs (Julian and Chervin, 1978; Keshavamurty, 1982; Shukla and Wallace, 1983; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986). Neste item em questão, verificou-se que os aspectos qualitativos do campo anômalo de precipitação sobre a América do Sul e, parcialmente os quantitativos, du-

rante o El Nino de 1982-83, foram reproduzidos pelos MCGs.

Tabela 3.1 Desvios de precipitação em milímetros por dia, observados e simulados na Amazônia (AM), NEB e Brasil central (BC), para janeiro de 1983. Nos casos simulados foram indicados os sinais das áreas (negativa ou positiva) e o máximo valor absoluto simulado em cada área

	AM	NEB	BC
Precipitação Média (mm)	5,0	81,0	190,0
Desvio médio de Precipitação	-1,0	-0,5	1,0
Desvio de Precipitação Observado (mm/dia )	-0,2	-1,4	6,3
Keshavamurty (1982)	negativa 1 mm/dia	negativa <1 mm/dia	positiva >1 mm/dia
Fennessy et alii (1985)	negativa 2 mm/dia	negativa 2 mm/dia	positiva 4 mm/dia
Aragão (1986)	negativa <1 mm/dia	negativa 1 mm/dia	positiva 1 mm/dia

## CAPÍTULO 4

### O VAPOR D'ÁGUA E A ESTRUTURA TERMODINÂMICA NO PACÍFICO TROPICAL

#### 4.1- O VAPOR D'ÁGUA E A OSCILAÇÃO SUL

As flutuações do conteúdo de vapor d'água no Pacífico tropical leste e na Indonésia relacionadas com a OS, não muito bem examinadas até o presente, são abordadas neste capítulo com o enfoque particular para dois anos de contraste (1983 e 1984).

As variações temporais do conteúdo de vapor d'água em uma certa área, estão fortemente relacionadas com as mudanças atmosféricas de grande escala, as quais estão associadas com alterações no campo da divergência nos baixos níveis, nestas áreas. Esta relação é tal que o aumento de convergência (divergência) nos baixos níveis ocasiona o aumento (diminuição) do conteúdo de vapor d'água.

Mais ainda, de acordo com as discussões do capítulo anterior, as variações nas circulações leste-oeste durante 1983 e 1984 foram acompanhadas por mudanças marcantes no campo da divergência, especialmente nos ramos principais da CW, localizadas na Indonésia e no Pacífico central leste. Assim, é oportuno analisar as flutuações do conteúdo de vapor d'água, nestas áreas, no contexto do presente trabalho.

Em decorrência, selecionaram-se para quatro estações-chave (veja Tabela 4.3), para cada um dos ramos da CW, as séries mensais de temperatura e de depressão do ponto de orvalho para dez anos (1976 a 1985), com as quais calcularam-se os valores mensais de água precipitável total (Pw). Este parâmetro fornece informações sobre o conteúdo de vapor d'água integrado na coluna atmosférica.

Considerações sobre a climatologia da Pw (Figura 4.1) e da precipitação (Figura 4.2), fornecerão subsídios para a discussão das variações interanuais destes parâmetros. As variações sazonais de Pw em cada um dos ramos da CW, podem ser verificadas pelas suas médias climatológicas mensais, calculadas considerando as séries de dez anos de dados (Figura 4.1). A climatologia da Pw, excluindo-se os valores mensais de 1983 foi também calculada. Porém, não se verificaram diferenças marcantes nos valores médios mensais da Pw desta climatologia, e da de dez anos e, portanto, a climatologia de nove anos não será apresentada.

As estações do Pacífico central tropical apresentaram um máximo de Pw em março e um mínimo em setembro, exceto Tahiti, cujos picos apareceram um mês antes. Por outro lado, as estações da Malásia, representativas do centro de ação da Indonésia, mostraram uma variação semianual de Pw, cujas ocorrências de máximos verificaram-se em maio e outubro-novembro, e de mínimos em janeiro e agosto. Estas variações sazonais da Pw, distintas para as duas áreas, podem estar relacionadas ao movimento norte-sul da ZCIT e ao regime de ventos nos baixos níveis.

As posições latitudinais médias da ZCIT (ou equivalente do cavado equatorial), em função da longitude, para janeiro e junho podem ser vistas em Riehl (1979). Em janeiro a ZCIT atinge a máxima posição sul e em julho a máxima posição norte: Assim, o aumento de Pw verificado em março para as estações do Pacífico central deveu-se possivelmente à proximidade da ZCIT, cuja associada convergência de baixos níveis produz um aumento de vapor d'água, e aos ventos superficiais mais quentes e úmidos dirigidos do equador para estas estações.

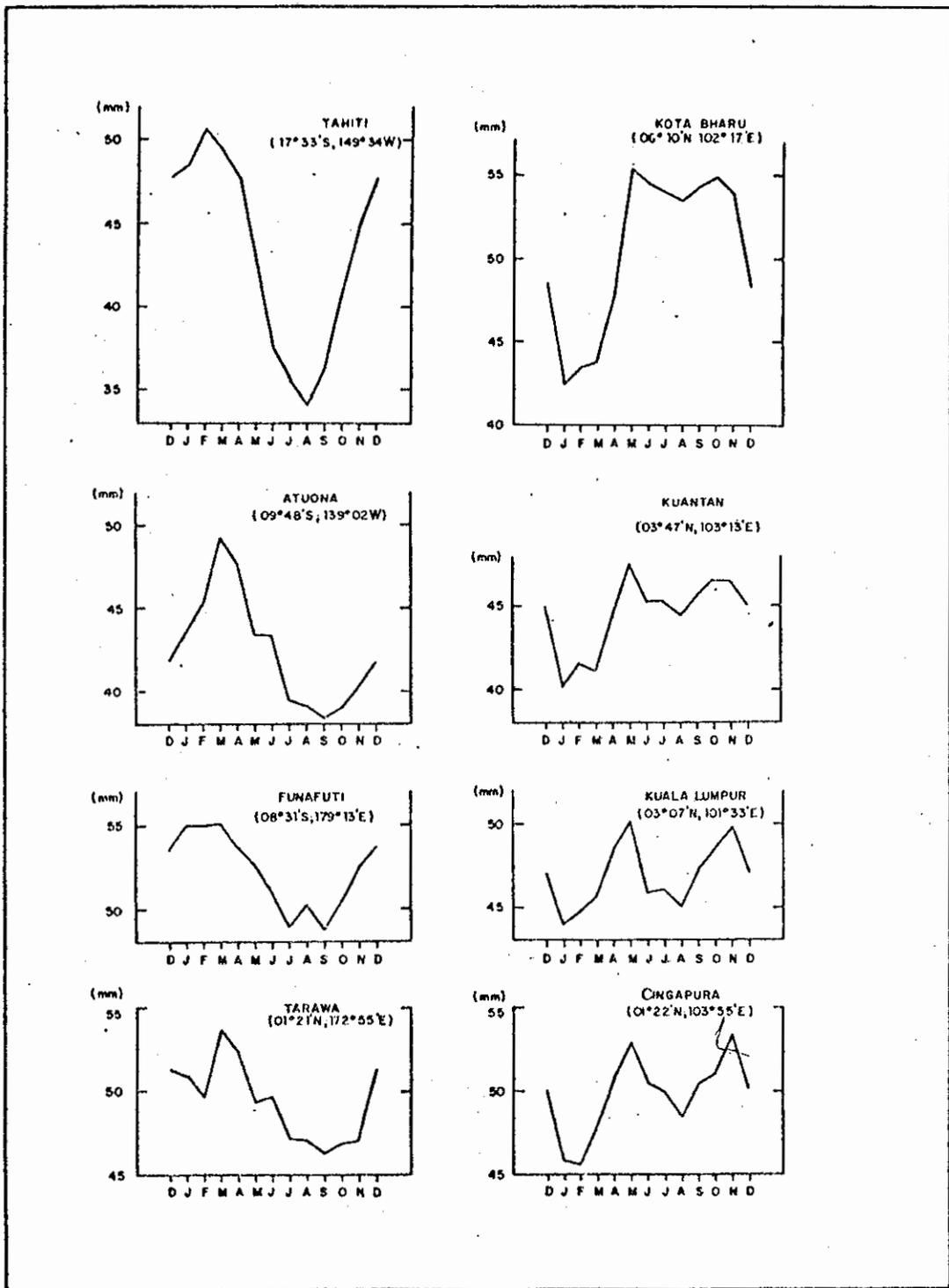


Fig. 4.1 - Climatologia da água precipitável total mensal com base em dez anos (1976 a 1985): a) para as estações do Pacífico equatorial central; b) para as estações da Malásia.

A existência de uma variação semianual da Pw na região da Malásia é mais facilmente entendida analisando-se o regime de ventos superficiais predominantes naquela região. As variações climáticas sazonais no sudeste asiático são controladas por duas estações principais de monções: as monções de nordeste, que se iniciam em novembro e perduram até meados de março e as monções de sudoeste, que prevalecem de meados de maio até final de setembro (Rumney, 1968). Note que os máximos de Pw nas estações da Malásia coincidiram aproximadamente com os meses de mudanças do regime de ventos (novembro e maio). Possivelmente, tais mudanças são precedidas por um período com convergência nos baixos níveis, o que poderia determinar o ciclo semianual da Pw nas estações da Malásia.

A região do Pacífico equatorial central, em média, é uma zona relativamente seca (Trewartha, 1961), como consequência da persistência de movimentos subsidentes em anos normais (anos não El Niño), enquanto que na Malásia a precipitação anual é uma das mais altas do globo (Riehl, 1979), devido aos movimentos ascendentes que normalmente predominam sobre aquela região. É notável que na região do Pacífico equatorial central, as séries médias de Pw estiveram em fase com os correspondentes histogramas de precipitação (Figura 4.2). Contudo, na região da Malásia, apenas Kuala Lumpur mostrou uma nítida variação semianual na precipitação, aproximadamente em fase com a variação de Pw, enquanto as precipitações média das demais estações desta área não mostraram uma variação semianual (Figura 4.2).

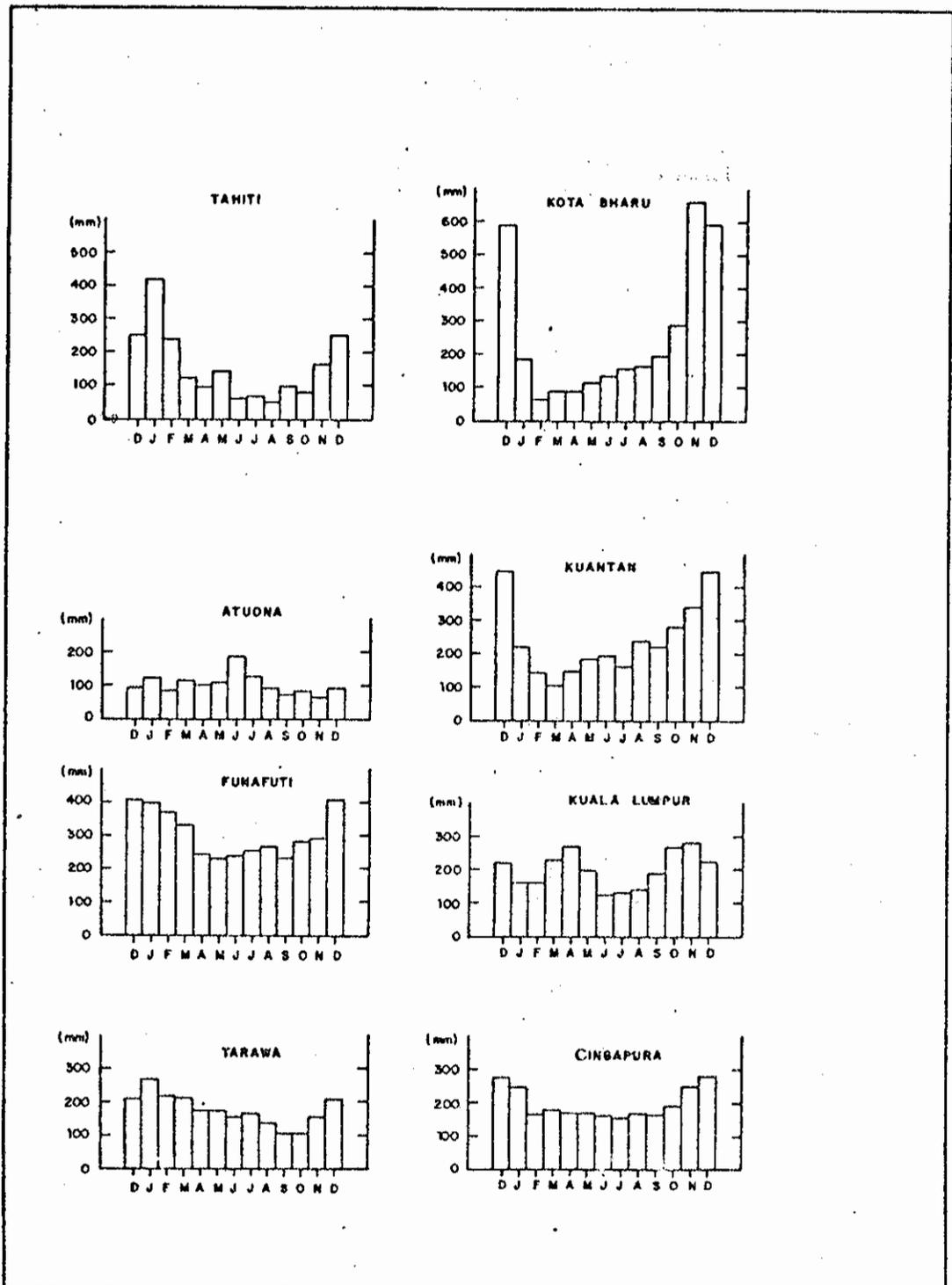


Fig. 4.2 - Climatologia da precipitação total mensal com base no período disponível de informações (1976 a 1985): a) para as estações do Pacífico equatorial central; b) para as estações da Malásia.

Tabela 4.1 - Coeficientes de correlação linear entre as séries de água precipitável de 1983-84, das estações entre si. As quatro primeiras estações (T - Tarawa, F - Funafuti, A - Atuona, Th - Tahiti) representam o Pacífico central e as quatro últimas (C - Cingapura, KB - Kota Bharu, KL - Kuala Lumpur, K - Kuantan) representam a Indonésia.

	T	F	A	Th	C	KB	KL	K
T	1,00	0,35	0,50*	0,03	-0,35	-0,35	-0,40*	-0,33
F		1,00	0,57*	0,56*	-0,36	-0,54*	-0,47*	-0,44*
A			1,00	0,48*	-0,62*	-0,81**	-0,61*	-0,73**
Th				1,00	-0,33	-0,64*	-0,23	-0,36
C					1,00	0,67**	0,70**	0,71**
KB						1,00	0,74**	0,82**
KL							1,00	0,80**
K								1,00

\*\* - Nível de significância 99,9%

\* - Nível de significância 99,0%

O padrão médio de Pw no Pacífico tropical, acima discutido, pode ser drasticamente modificado, quando a OS se encontra na fase negativa. Tal fato foi claramente confirmado para 1983. A Figura 4.4 mostra mudanças acentuadas na precipitação e na Pw, variando inversamente nas duas estações (Cingapura e Atuona), durante a primeira metade de 1983. Neste período, o conteúdo de vapor d'água em Atuona excedeu o de Cingapura, em contraste à observação média. Durante março de 1983, a diferença de Pw entre as estações (Pw em Cingapura menos Pw em Atuona) foi de -26,85 mm, comparado com a diferença média de +5,98 mm. O

Em especial, para Cingapura (Malásia) e Atuona (Pacífico central) é notável o contraste na distribuição de precipitação e também na variação de Pw. A climatologia de Pw, para estas duas estações, excluindo os valores mensais de 1983 (Figura 4.3) mostrou que o conteúdo de vapor d'água em Cingapura, em média, sempre excede o valor em Atuona.

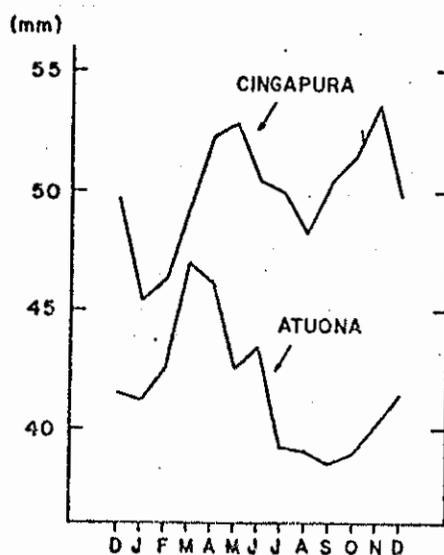


Fig. 4.3 - Climatologia da água precipitável total mensal com base em nove anos (excluindo os valores mensais de 1983 do período de 1976 a 1985) para Atuona e Cingapura.

Na discussão das variações do vapor d'água durante os anos de contraste limitou-se às análises da Pw em Atuona e em Cingapura, tendo em vista a consistência espacial de Pw entre várias estações: as séries mensais de Pw do período de 1983 e 1984, das estações de cada área correlacionaram-se positivamente entre si e negativamente entre uma área e outra (Tabela 4.1).

coeficiente de correlação entre as duas séries de Pw é  $-0,62$  (Tabela 4.1), significativa ao nível 99,0%.

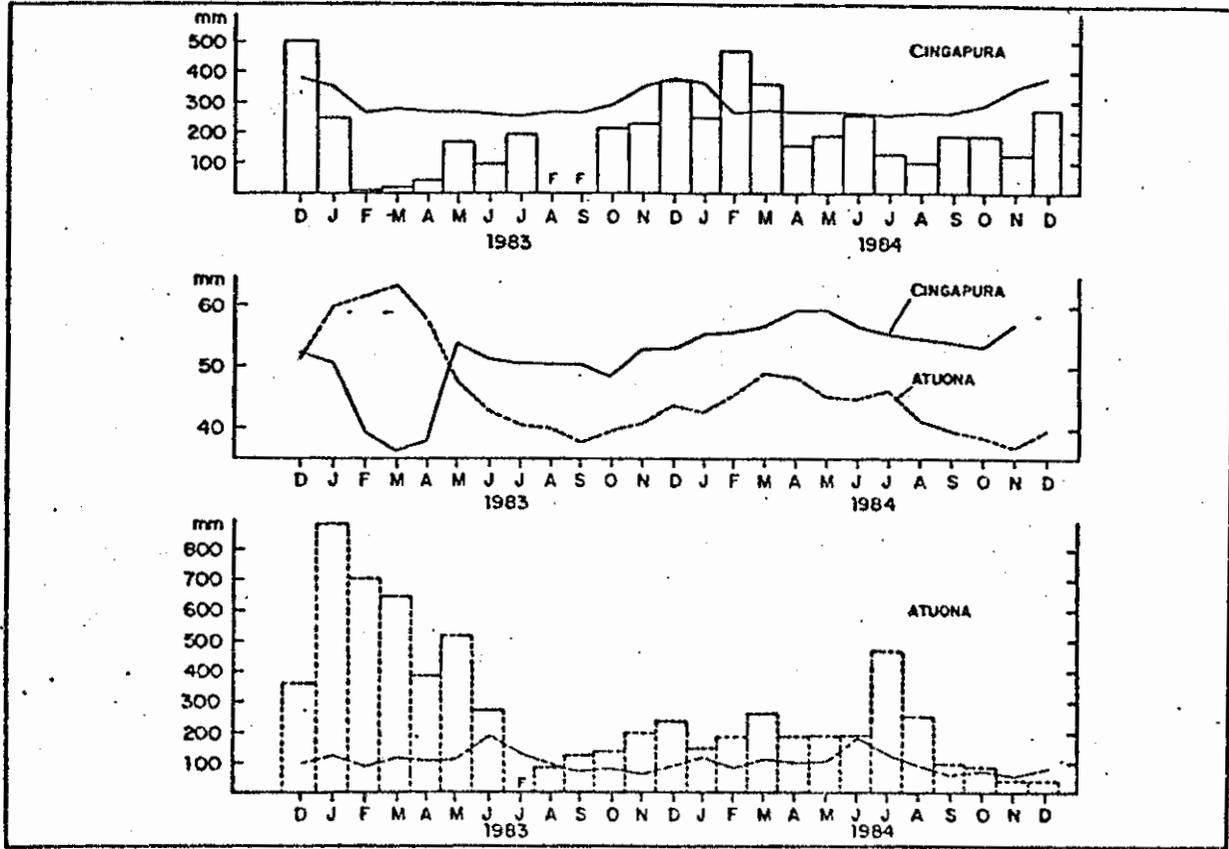


Fig. 4.4 - Água precipitável mensal e o correspondente histograma de precipitação, para Atuona e Cingapura, para o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984. As precipitações normais estão sobrepostas nos histogramas, indicadas por linhas contínua para Cingapura e tracejada para Atuona.

Portanto, o déficit pluviométrico de janeiro a abril de 1983 em Cingapura esteve associado ao decréscimo do conteúdo de vapor d'água, enquanto o excesso de precipitação em Atuona neste período esteve associado ao aumento do conteúdo de vapor d'água. Cornejo-Garrido e Stone (1977) sugeriram que a intensificação de convecção no ramo as-

cedente da CW normal (fase positiva da OS) é resultante da convergência de vapor d'água e não devido ao aumento de evaporação. Os resultados acima sugerem que esta supremacia da convergência dinâmica do vapor d'água em relação à evaporação pode também ser válida no caso de uma CW anômala (Moura e Shukla (1981) encontraram resultados semelhantes em seu experimento para o Atlântico)..

O alto conteúdo de vapor d'água sobre Atuona, durante a primeira metade de 1983, foi devida à convergência de vapor d'água na baixa troposfera, associada aos movimentos ascendentes induzidos pela presença de uma fonte anômala de calor no Pacífico equatorial central. Em contrapartida, o baixo conteúdo de vapor d'água em Cingapura, durante janeiro a abril de 1983, deveu-se à diminuição de convergência nos baixos níveis, associada à subsidência, ou fracos movimentos ascendentes, verificados sobre a Indonésia e adjacências, como resposta à mesma fonte de calor. As respostas atmosféricas à fonte de calor no Pacífico tropical, bem como suas implicações teóricas, citadas no Capítulo 3, foram interpretadas em termos de ondas de Kelvin e de Rossby, equatorialmente confinadas. Prabhakara et alii (1985) chegaram a conclusões semelhantes, analisando o conteúdo de vapor d'água inferido por satélite.

Em concordância com os aspectos dinâmicos da circulação tropical discutidos no capítulo anterior, no que diz respeito aos indícios de mudanças na CW anômala (aparecimento de movimentos ascendentes na troposfera média a leste da Indonésia), a partir de maio de 1983 e durante o ano de 1984, a Pw em Cingapura excedeu a de Atuona. Isto mostra a resposta sincronizada do vapor d'água às variações na circulação atmosférica.

Em 1984, o estabelecimento de movimentos ascendentes na

Indonésia e adjacências e movimentos subsidentes no Pacífico central, contribuíram para a variação de Pw similar à da média climatológica deste parâmetro.

A Tabela 4.2 mostra a precipitação mensal e a eficiência de precipitação (P.E) do período de 1983 a 1984 em Atuona e Cingapura. A eficiência de precipitação relaciona a precipitação e a água precipitável e, é definida por (Sellers, 1965):

$$P.E = (P / (ND \times Pw)) \times 100\%$$

onde,

P é a precipitação mensal

Pw é a água precipitável mensal

ND é o número de dias em um mês

Este parâmetro é útil para as considerações qualitativas a respeito dos processos que efetivamente promovem precipitação.

A eficiência de precipitação em Atuona variou de 46,6% em janeiro de 1983 a 3,3% em dezembro de 1984. A análise da Tabela 4.2 juntamente com a Figura 4.4 mostrou claramente que a alta eficiência em Atuona, na primeira metade de 1983, deveu-se ao excesso de precipitação, e que as menores eficiências de meados de 1983 ao final de 1984 decorreram do decréscimo de precipitação. A eficiência de precipitação em Cingapura apresentou flutuações mais suaves quando comparadas com as de Atuona, destacando-se dois aspectos: os menores valores ocorreram durante fevereiro a abril de 1983, devido à escassez de precipitação, e

a eficiência em 1984, em média, foi maior que em 1983.

Em ambas as estações, o valor da precipitação, em grande parte, determinou a correspondente eficiência. Os maiores (menores) valores de eficiência de precipitação coincidiram com o excesso (escassez) de precipitação e com os altos valores de Pw.

Tabela 4.2 - Precipitação mensal, e eficiência de precipitação em Atuona e em Cingapura para 1983 e 1984

ATUONA				CINGAPURA				
Precipitação (mm)		Eficiência (%)		Precipitação (mm)		Eficiência (%)		
1983	1984	1983	1984	1983	1984	1983	1984	
J	883	152	47,6	11,5	246	251	15,6	14,6
F	702	188	40,8	14,7	6	470	0,5	30,1
M	644	264	32,9	17,3	19	361	1,7	20,5
A	384	193	22,2	13,3	34	153	3,0	8,6
M	515	190	34,9	13,5	161	187	9,6	10,1
J	277	197	21,6	14,6	94	255	6,1	14,9
J	xxxx	473	xxxx	33,0	190	127	12,0	7,4
A	86	258	6,9	20,0	xxxx	103	xxxx	6,1
S	123	103	10,9	8,6	xxxx	187	xxxx	11,5
O	139	88	11,4	7,3	213	187	14,1	11,3
N	200	42	16,3	3,8	229	128	14,4	7,5
D	239	41	17,6	3,3	371	277	22,5	xxxx

Nota: xxxx significa ausência de dados

Para se verificar a consistência espacial da eficiência de precipitação, calculou-se o valor deste parâmetro para as oito estações-chave em DJF 1982-83 e DJF 1983-84 (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 - Precipitação acumulada do trimestre, água precipitável média do trimestre e eficiência de precipitação para as estações-chave do Pacífico equatorial central (PEC) e da Malásia (M), para DJF 1982-83 e DJF 1983-84

	Precipitação (mm)		Água precipitável (mm)		Eficiência (%)	
	82-83	83-84	82-83	83-84	82-83	83-84
PEC						
Tarawa	398	243	51,3	44,7	8,6	6,0
Funafuti	1260	966	57,5	51,7	24,4	20,7
Atuona	1945	579	57,4	44,0	37,7	14,6
Tahiti	874	850	49,9	50,4	18,9	18,7
M						
Cingapura	746	1092	47,6	54,8	17,4	22,1
Kota Bharu	602	1146	42,4	50,3	15,8	25,3
Kuala Lumpur	429	656	46,1	51,9	10,3	14,0
Kuantan	491	1831	41,9	46,8	13,0	43,5

As eficiências de precipitação em DJF 1982-83, para todas as estações do Pacífico equatorial central, excederam as correspondentes para DJF 1983-84 e uma situação oposta foi verificada para as estações da Malásia. Mais ainda, a média das eficiências de precipitação das estações do Pacífico equatorial central para DJF 1982-83, excedeu a

correspondente média das estações da Malásia (22,4% contra 14,1%), e, em contraste, para DJF 1983-84 estes valores foram 15,0% e 26,2%, respectivamente.

Novamente, é notável que em todas as localizações as eficiências de precipitação foram determinadas, em grande parte, pelas respectivas precipitações em si. Portanto, os mecanismos que promoveram precipitações nestas regiões foram razoavelmente eficientes e associados às flutuações do campo da divergência nos baixos níveis, relacionadas com as mudanças nas circulações leste-oeste.

As variações mensais de umidade relativa (Figura 4.5) concordam com aquelas de Pw. Cingapura apresentou um período seco de fevereiro a abril de 1983, e Atuona caracterizou-se por um período úmido durante janeiro a abril de 1983. Padrões inversos nas duas estações foram verificados a partir de maio de 1983 até final de 1984.

Os resultados acima mostram a importância dos processos dinâmicos, tais como as variações no campo do movimento vertical e mudanças associadas no campo da divergência horizontal em baixos níveis, forçadas pelas posições relativas das fontes e sumidouros de calor, em modular as variações do vapor d'água no Pacífico tropical e na Indonésia.

Em grande parte, as localizações das fontes e sumidouros de calor no Pacífico tropical, estão relacionadas às mudanças de fase da OS. Assim, para evidenciar a relação entre as variações de vapor d'água e a OS, calcularam-se para as oito estações-chave os coeficientes de correlação linear entre as séries temporais dos desvios mensais de Pw e o IOS para dois períodos (janeiro de 1983 a dezembro de 1984 e janeiro de 1976 a fevereiro de 1986) (Tabela 4.4).

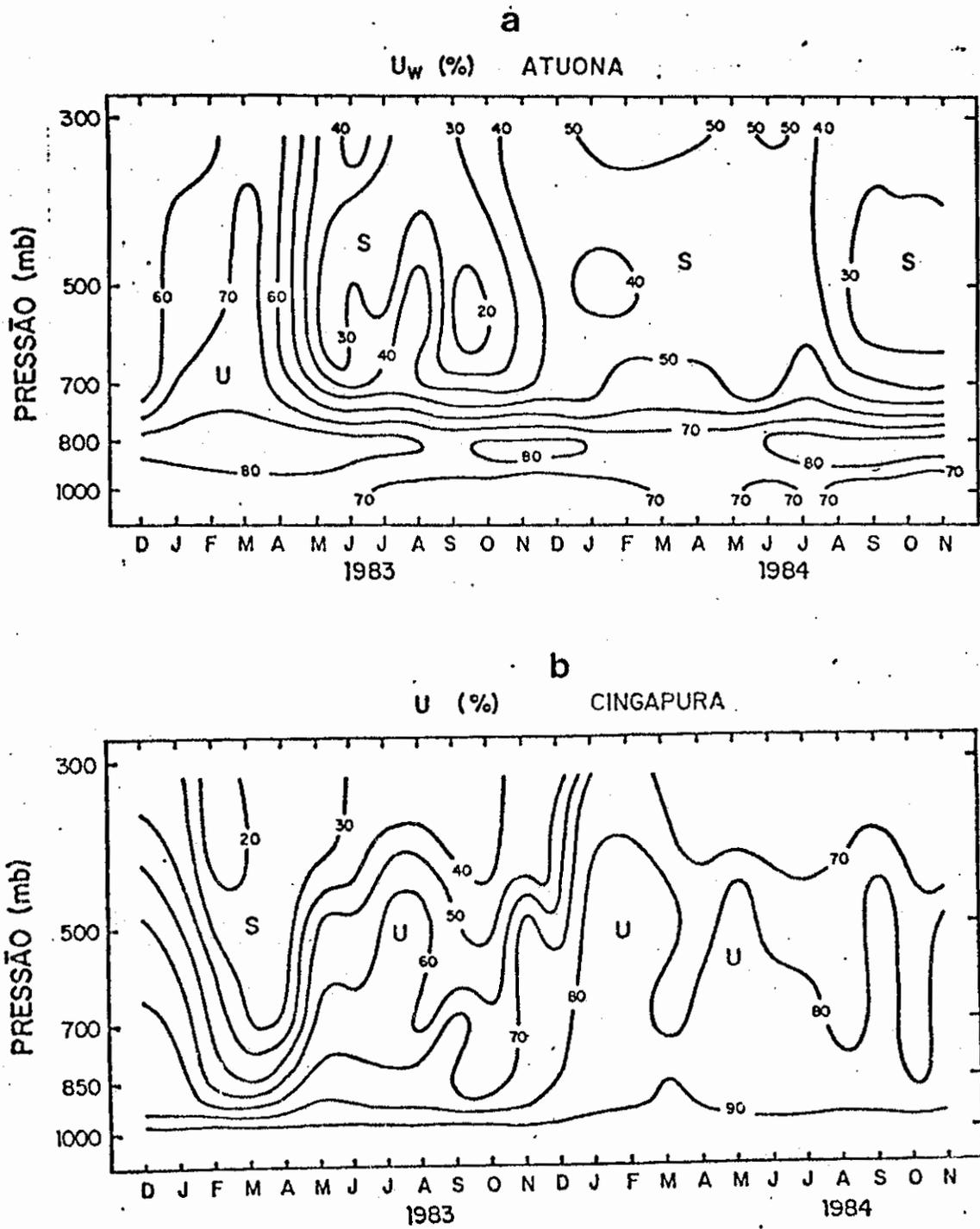


Fig. 4.5 - Seções tempo versus altura da umidade relativa ( $U_w$ ) para o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984: a) para Atuona; b) para Cingapura.

Tabela 4.4 - Coeficientes de correlação entre as séries dos desvios mensais de água precipitável e IOS. Os coeficientes de correlação foram calculados considerando uma média corrida de cinco meses. A série de IOS (diferenças das PNMs normalizadas pelos desvios padrão entre Tahiti e Darwin) foi extraída do Climate Diagnostics Bulletin (1986)

Estação/coordenadas	1983-84	1976-86
Tarawa (01°21'N; 172°55'E)	-0,81**	-0,57**
Funafuti (08°31'S; 179°13'E)	-0,73**	-0,59**
Atuona (09°48'S; 139°02'W)	-0,86**	-0,58**
Tahiti (17°33'S; 149°34'W)	-0,09	-0,12
Cingapura (01°22'N; 103°55'E)	0,90**	0,46**
Kota Bharu (06°10'N; 102°17'E)	0,64**	0,46**
Kuala Lumpur (03°07'N; 101°33'E)	0,75**	0,19
Kuantan (03°47'N; 103°13'E)	0,67**	0,27*

\*\* - Nível de significância 99,9%

\* - Nível de significância 99,0%

As estações do Pacífico equatorial central foram negativamente correlacionadas com o IOS, enquanto as estações da Malásia foram positivamente correlacionadas. Para o período de dois anos (1983 a 1984) todos os coeficientes de correlação, exceto o de Tahiti, foram significantes ao nível de 99,9% (indicado por \*\*) e para o período mais longo, este nível de significância permaneceu em 99,9%, na maioria das estações. Os baixos valores de coeficientes de correlação encontrados para Tahiti, deveu-se possivelmente ao fato desta estação localizar-se em uma latitude mais ao sul do que as demais estações. Contudo, as de-

mais estações mostram claramente a consistência espacial e temporal da variação do vapor d'água em resposta à OS.

Assim, pode-se inferir que durante a fase negativa da OS, no Pacífico equatorial central, o aumento de convergência na baixa troposfera, associado ao enfraquecimento da alta subtropical no Pacífico tropical sudeste e aos movimentos ascendentes, ocasiona um aumento do conteúdo de vapor d'água naquela região e, simultaneamente, a diminuição da convergência de baixos níveis na região da Indonésia, associada aos movimentos subsidentes e fraco sistema de baixa pressão, colabora para a diminuição do conteúdo de vapor d'água nesta região. Por outro lado, na fase positiva da OS um padrão oposto da variação do conteúdo de vapor d'água é esperado.

Mais ainda, as variações de  $P_w$  durante 1983-84 foram analisadas para algumas estações na faixa tropical da América do Sul e da África. Contudo, não se encontraram mudanças tão evidentes e marcantes como as verificadas nas áreas do Pacífico equatorial central e Malásia. Assim, pode-se concluir que os ramos principais da CW são aqueles sobre o Pacífico equatorial central e região da Indonésia/Borneo, como sugerido por Walker (1928a).

Embora a PNM tenha sido o parâmetro comumente usado para se calcular o IOS, índices adequados podem ser obtidos através de outros parâmetros, como a TSM (Weare et alii, 1976; Angell, 1981) e a precipitação (Reiter, 1978; Douglas and Englehart, 1981). Wright (1984) mostrou que estes índices são razoavelmente equivalentes para valores com base anual. Os resultados acima sugerem que a diferença do conteúdo de vapor d'água entre a região da Indonésia e o Pacífico equatorial central, pode também ser usada como um índice que retrata as variações da CW.

#### 4.2 - A ESTRUTURA TERMODINÂMICA NA VERTICAL DA ATMOSFERA TROPICAL DURANTE 1983 E 1984

Um aspecto importante da atmosfera tropical relacionada à localização e intensidade dos ramos ascendente e descendente da CW é a sua estrutura termodinâmica na vertical. Tal aspecto foi analisado para o período durante 1983 e 1984, com base nos perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_e^*$ ) em Atuona e em Cingapura.

As seqüências mensais de dezembro de 1982 a novembro de 1984 destes perfis foram construídas para as duas estações. Porém, apenas os perfis correspondentes a março de 1983 e março de 1984 são apresentados, visto que estes mostraram os maiores contrastes de uma estação para outra e de um ano para outro.

A influência dinâmica na estrutura térmica e do vapor d'água da atmosfera em Cingapura e em Atuona, através das variações da CW, está claramente caracterizada na Figura 4.6.

Em março de 1983, predominaram fortes movimentos ascendentes acompanhados de convergência de vapor d'água na baixa troposfera, intensa atividade convectiva e mistura vertical sobre Atuona, enquanto Cingapura esteve sob a influência do ramo subsidente da CW. Em decorrência da mistura vertical, o perfil de  $\theta_e$  em Atuona foi mais uniforme do que em Cingapura. Mais ainda, a proximidade dos perfis de  $\theta_e$  e  $\theta_e^*$  em Atuona reflete uma atmosfera úmida, enquanto em Cingapura o perfil de  $\theta_e$  apresentou-se mais próximo do perfil de  $\theta$ , indicando uma atmosfera seca sobre esta estação.

A convergência de vapor d'água nos baixos níveis e os mo-

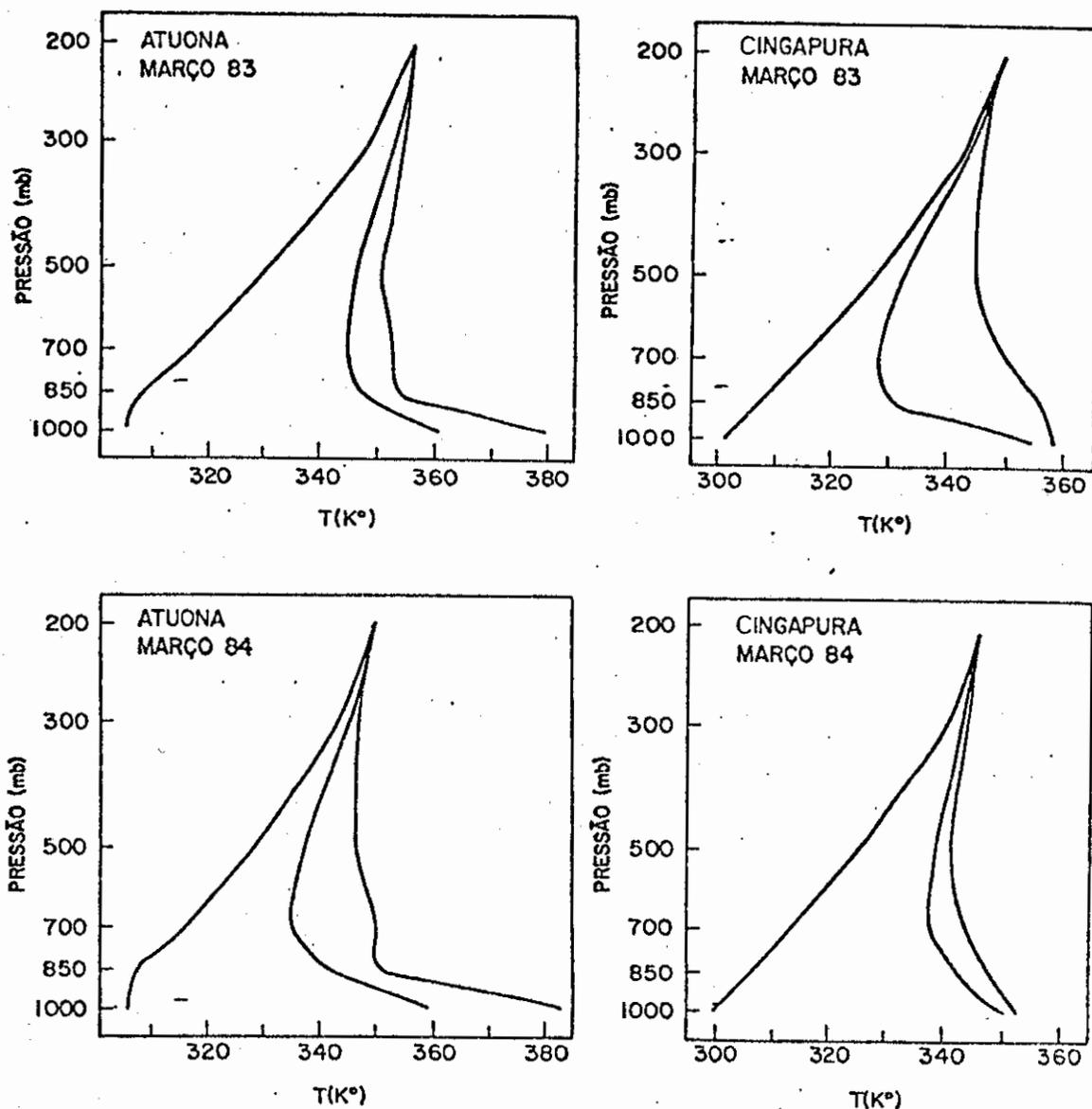


Fig. 4.6 - Perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_e^*$ ) em Atuona e Cingapura para março de 1983 e março de 1984. Em todos os diagramas, o perfil mais à esquerda é o de  $\theta$  seguido pelos perfis de  $\theta_e$  e  $\theta_e^*$ .

Algumas considerações sobre a convecção úmida podem ser feitas através dos perfis de  $\theta$ ,  $\theta_e$ ,  $\theta_e^*$ , as quais envolvem explicitamente uma análise da estabilidade. Os critérios de estabilidade para uma

vimentos ascendentes associados, induzidos pela presença de anomalias positivas de TSM nas proximidades de Atuona, constituíram o mecanismo dinâmico que ocasionou o levantamento das camadas atmosféricas, conduzindo a atmosfera desta região à saturação e, em consequência, à condensação, através de um processo que pode ser considerado pseudoadiabático. Por outro lado, na região próxima de Cingapura os movimentos subsidentes e a fraca (ou ausência) de convergência de vapor d'água nos baixos níveis acarretaram uma atmosfera seca nesta região.

Em março de 1984, em concordância com a circulação tropical, que se caracterizou por movimentos ascendentes sobre Cingapura e descendentes sobre Atuona, a situação discutida acima inverteu-se: Cingapura passou a ter uma atmosfera úmida, associada à convergência de vapor d'água nos baixos níveis, e Atuona apresentou-se seca, devido aos movimentos subsidentes.

Estes resultados são consistentes com a Figura 4.5, que mostra as seções tempo versus altura da umidade relativa para as duas estações, durante o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984. O período seco de Cingapura prevaleceu, durante fevereiro a abril de 1983, com uma baixa umidade relativa na troposfera média de 30% aproximadamente, contra o mínimo de 70-80%, em toda a coluna atmosférica de fins de 1983 até final de 1984. No período seco verificaram-se movimentos subsidentes ou fracos ascendentes, enquanto no período úmido, fortes movimentos ascendentes. Analogamente, em Atuona, o período úmido (janeiro a abril de 1983), com umidade relativa em torno de 70% em quase toda a coluna atmosférica, deveu-se aos movimentos ascendentes, e o período seco (meados de 1983 até final de 1984) foi consequência dos movimentos descendentes.

parcela saturada, de acordo com o método da parcela, expressos em termos de  $\theta_e$ , são (Holton, 1979):

$$\partial\theta_e/\partial_z \begin{cases} < 0 & \text{condicionalmente instável} \\ = 0 & \text{saturada neutra} \\ > 0 & \text{absolutamente estável} \end{cases}$$

Mesmo que a condição " $\partial\theta_e/\partial_z < 0$ " esteja satisfeita, não ocorre necessariamente a convecção. Para se ter convecção é exigido que a atmosfera esteja saturada. Em decorrência da umidade relativa nos trópicos ser menor que 100%, a convergência em baixos níveis e a ascensão resultantes são requisitos para se obter a saturação (Holton, 1979).

Assim, como  $\theta_e^*$  é a temperatura potencial equivalente que o ar teria se fosse isotermicamente saturado, para se ter convecção é necessário que a isoterma (reta paralela à ordenada na Figura 4.6),  $\theta_e$  em um dado nível, intercepte o perfil de  $\theta_e^*$ .

Este critério de instabilidade, com o uso simultâneo de perfis de  $\theta_e$  e  $\theta_e^*$  foi sumarizado por Young (1972), que ressaltou a diferença conceitual destes parâmetros, e sugeriu uma denominação ligeiramente diferente:

$$\begin{aligned} \partial\theta_e^*/\partial_z < 0 & \text{ refere-se à instabilidade convectiva e} \\ \partial\theta_e/\partial_z < 0 & \text{ refere-se à instabilidade condicional} \end{aligned}$$

Young (1972) referiu-se ao nível em que a isoterma correspondente a  $\theta_e$  em um certo nível, intercepta o perfil de  $\theta_e^*$  como sendo o "Nível de Convecção Livre" (NCLI).

As análises das instabilidades condicional e convectiva foram baseadas no método da parcela discutido por Holton (1979), levando-se em consideração a denominação de Young (1972).

Em Atuona, durante março de 1983 e março de 1984, a camada entre 1000 e 700 mb esteve condicionalmente instável ( $\partial\theta_e / \partial z < 0$ ), a camada entre 1000 e 500 mb esteve convectivamente instável ( $\partial\theta_e^* / \partial z < 0$ ) e a camada condicional e convectivamente instável, foi de 1000 a 890 mb (Figura 4.6). Assim, em termos da instabilidade, as condições durante março de ambos os anos foram similares. Portanto, a precipitação excessiva em março de 1983 e, em contraposição, a precipitação escassa de 1984, foram determinadas basicamente pelas variações no conteúdo de vapor d'água que, por sua vez, foram moduladas pelas variações no campo da divergência nos baixos níveis.

Por outro lado, em Cingapura as condições atmosféricas apresentaram maiores contrastes de um ano para o outro. A camada condicionalmente instável em março de 1983, de 1000 a 850 mb, foi mais rasa que em março de 1984, de 1000 a 700 mb. A camada convectivamente instável (1000 a 500 mb) permaneceu a mesma durante março de ambos os anos. A camada condicional e convectivamente instável foi mais profunda em março de 1984 (1000 a 794 mb) que em março de 1983 (1000 a 944 mb) (Figura 4.6). Portanto, os movimentos ascendentes associados à convergência de vapor d'água nos baixos níveis durante março de 1984 colaboraram para a convecção profunda, enquanto a subsidência em março de 1983 impediu a convecção em Cingapura.

A Figura 4.7 apresenta uma comparação esquemática das camadas condicional e convectivamente instáveis, nas quais as bases são representadas pelos "Níveis de Condensação por Levantamento" (NCLs) correspondentes à temperatura e umidade relativa de 1000 mb, e os topos

pelos maiores (ou seja, menores níveis de pressão) NCLIs.

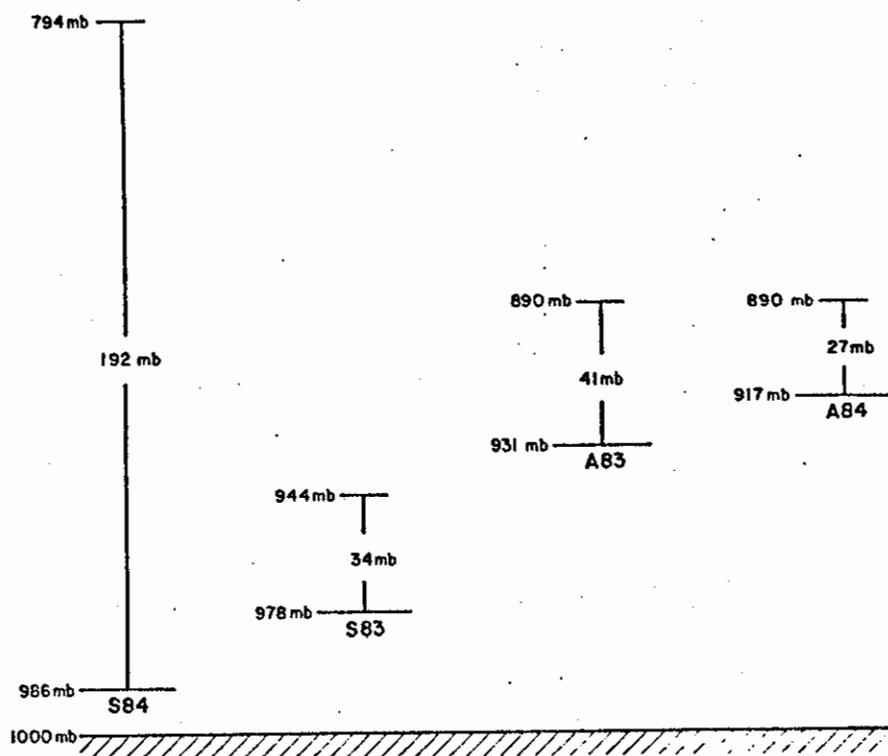


Fig. 4.7 - Esquema representando as camadas condicional e convectivamente instáveis para março de 1983 e março de 1984. As bases representam os níveis de condensação por levantamento (NCLIs) correspondentes a temperatura e umidade de 1000mb e os topos os maiores níveis (ou seja, menores níveis de pressão) de convecção livre (NCLIs). (C refere-se à Cingapura e A à Atuona).

É notável que as camadas condicional e convectivamente instáveis mais profundas ocorreram em Cingapura em março de 1984 (192 mb) e em Atuona em março de 1983 (41 mb), consistentes com a presença de movimentos ascendentes nestes períodos e localizações. Por outro lado, as camadas mais rasas foram verificadas em Atuona durante março de 1984 (27 mb) e em Cingapura durante março de 1983 (34 mb), em conformi-

dade com a existência de movimentos subsidentes.

Um outro aspecto importante refere-se à estrutura termodinâmica da atmosfera na "Camada Limite Planetária" (CLP). Em especial para as baixas latitudes, o estudo da CLP é de grande importância, pois uma parte considerável da convergência de umidade, necessária para o desenvolvimento dos distúrbios nestas latitudes, ocorre na CLP. Evidentemente, dada a baixa resolução vertical dos perfis de  $\theta$ ,  $\theta_e$  e  $\theta_e^*$ , não foi possível analisar em detalhes a estrutura da CLP neste trabalho.

Porém, segundo Deardorff (1972), em muitas regiões tropicais, o topo da CLP coincide com o nível de inversão ou com o NCLE. No primeiro caso, a forte estabilidade térmica inibe os transportes turbulentos, e no segundo caso, o fluxo turbulento através do NCLE pode não ser grande, mas é sempre contínuo. Em consequência, o NCLE divide a CLP em dois tipos de camadas:

- a) os transportes turbulentos abaixo do NCLE são geralmente gerados por turbilhões diretamente relacionados com a rugosidade da superfície da Terra e/ou aquecimento na superfície;
- b) acima do NCLE, os transportes turbulentos são organizados na escala da nuvem (Mahrt and Young, 1972).

Mahrt e Young (1972) salientaram que o bombeamento de Ekman é favorecido sobre áreas com águas quentes, enquanto sobre as regiões com águas frias este bombeamento é inibido.

A Figura 4.7 mostra os NCLEs correspondentes a temperatura e umidade relativa de 1000 mb para Atuona e Cingapura em março de 1983 e de 1984. A CLP em Atuona foi mais profunda que em Cingapura, nestes dois meses. Fato este também verificado nos demais meses do período de dezembro de 1982 a novembro de 1984. Isto deveu-se provavel-

mente à diferença dos horário locais de observação. O horário de observação em ambas as estações é 00 GMT, o que corresponde aproximadamente às 15 horas local em Atuona e 7 horas local em Cingapura. Portanto, às 15 horas em Atuona a camada de mistura, totalmente estabelecida, ocasionou uma profundidade maior na CLP. Por outro lado, às 7 horas em Cingapura, a mistura vertical, não tendo ainda se manifestado, tornou mais rasa a sua CLP. Isto justifica o perfil vertical de quase constante na camada entre 1000 e 850 mb em Atuona, em contraste à acentuada variação deste parâmetro em Cingapura (Figura 4.6).

## CAPÍTULO 5

### SUMÁRIO E CONCLUSÕES

No presente trabalho foram estudados observacionalmente alguns aspectos das circulações de grande escala nos trópicos, para 1983 e 1984.

A discussão encontrada no Capítulo 3 refere-se especificamente à dinâmica das circulações leste-oeste e condições climáticas associadas. Tal discussão foi baseada na velocidade vertical em coordenadas de pressão ( $\omega$ ), nas análises das circulações tropicais encontradas em Arkin et alii (1983) e em Climate Diagnostics Bulletin (1984a, b, c e d) e nos mapas de anomalias de precipitação para faixas tropicais continentais (América do Sul, Indonésia e África). Estes resultados observacionais foram comparados com aqueles encontrados nos estudos com modelos teóricos e também com MCGs.

No Capítulo 4 foram discutidos as variações do vapor d'água e da estrutura termodinâmica para as regiões do Pacífico central e Indonésia, associadas às mudanças nas circulações leste-oeste.

Os mapas de desvios de precipitação mostraram em 1983, pelo menos até MAI 1983, déficits de precipitação em grandes extensões das três faixas tropicais continentais. Na América do Sul, as regiões secas foram a Amazônia e o NEB e na Indonésia, grandes porções, especialmente no seu lado leste, enquanto na África, a região que permaneceu seca (entre 10°N e 5°N) durante praticamente todo o período estudado (1983 e 1984), foi uma extensão sul da área seca do sub-Sahel. A comparação dos mapas dos desvios trimestrais de precipitação de 1983 com os correspondentes de 1984, mostrou para a América do Sul e Indoné-

sia, um padrão de precipitação aproximadamente inverso em 1984.

As análises das seções verticais da velocidade vertical, mostraram que as intensidades e as localizações dos ramos ascendentes e descendentes da CW foram consistentes com as anomalias de precipitação tropical tal que, durante 1983 (até MAM 1983) sobre a Amazônia, o NEB e a parte leste da Indonésia predominaram movimentos subsidentes ou fraca ascensão, ocasionando a escassez de precipitação verificada nestas áreas, e durante 1984 estas regiões foram dominadas por movimentos ascendentes, que contribuíram para o excesso de precipitação.

Como esperado, as seções verticais da velocidade vertical foram consistentes com as correspondentes anomalias e médias trimestrais de ROL, encontradas em Arkin et alii (1983) e em Climate Diagnostics Bulletin (1984a, b, c e d), tal que nas regiões com intensa nebulosidade, verificaram-se movimentos ascendentes, e nas áreas sem (ou com pouca) nebulosidade ocorreram movimentos subsidentes.

Assim, estas consistências da velocidade vertical com outros parâmetros (precipitação e ROL) cujas fontes de informações são independentes, garantem a confiabilidade dos resultados discutidos com base na velocidade vertical, ao menos no que se refere aos aspectos de grande escala da atmosfera tropical.

A comparação dos resultados observacionais obtidos neste trabalho, apoiados pelos que são encontrados em Arkin et alii (1983) e em Climate Diagnostics Bulletin (1984a, b, c e d), com os resultados de trabalhos teóricos (Matsuno, 1966; Webster, 1972; Gill, 1980; Geisler, 1981; Lau and Lim, 1982; Gill and Philips, 1986), mostrou uma boa consistência entre eles, destacando-se em DJF 1982-83 ocorrências de movimentos ascendentes, associados à convergência nos baixos níveis e di-

vergência nos altos níveis no Pacífico equatorial leste, e movimentos subsidentes na faixa tropical fora desta área (Figuras 3.4a e b), quando foram registradas altas anomalias positivas de TSM no Pacífico equatorial leste (veja Arkin et alii, 1983).

Estas anomalias de TSM estabeleceram uma fonte diabática de calor (sensível), que criou gradientes horizontais de pressão, ocasionando a convergência do ar nos baixos níveis na direção da fonte e, conseqüentemente, a ascensão (Nigam and Lindzen, 1986). Assim, durante DJF 1982-83, a fonte de calor latente induzindo movimentos ascendentes sobre o Pacífico equatorial central, associados à convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis e movimentos descendentes sobre a Indonésia/Borneo, determinou a CW.

Na comparação dos campos observados com aqueles simulados em experimentos usando MCGs (Keshavamurty, 1982; Fennessy et alii, 1985; Aragão, 1986), atenção especial foi dada ao campo da anomalia de precipitação de 1983 (janeiro e setembro) na América do Sul. Esta comparação apontou especialmente uma concordância qualitativa entre os padrões de precipitação simulados e os observados. Para a região do Brasil central, o experimento de Fennessy et alii (1985) foi o que reproduziu os valores mais próximos dos observados. Vale lembrar que o experimento de Fennessy et alii (1985) foi específico para o El Niño de 1982-83, enquanto os demais simularam um El Niño hipotético. Contudo, é aparente que os resultados são fortemente dependentes dos modelos.

Um aspecto das variações na CW, especificamente o retorno das condições atmosféricas predominantes durante o ENOS de 1982-83 para as condições normais, foi aqui analisado. As mudanças observadas em MAM 1983 na circulação da alta troposfera foram caracterizadas pelos enfraquecimentos dos ventos de leste, a oeste da fonte térmica, e dos de

oeste, a leste desta (compare as seções verticais dos desvios do vento zonal de DJF 1982-83 e de MAM 1983). Estas mudanças foram consistentes com a substituição na alta troposfera, dos fortes movimentos ascendentes, predominantes em DJF 1982-83 no Pacífico equatorial central, por movimentos descendentes por volta de maio de 1983. Estes fatos indicam que as modificações podem ter-se manifestado primeiramente na alta troposfera e posteriormente propagado para os níveis inferiores. Contudo não foram notadas evidências similares no campo do vento zonal. Portanto, este aspecto deve ser melhor investigado.

Além disso, verificou-se em MAM 1983 (Arkin et alii, 1983), comparativamente com DJF 1982-83, um ligeiro deslocamento para leste, da área com intensa atividade convectiva do Pacífico central, e também o estabelecimento de uma fonte secundária de calor na região oeste da Indonésia. O estabelecimento desta fonte secundária de calor pode ter sido determinada pelas variações sazonais, pois, de acordo com Riehl (1979), o início da estação de monções de verão ocorre normalmente em fins de maio e começo de junho. Uma outra evidência do estabelecimento desta fonte secundária de calor é o aumento de precipitação verificado na parte oeste da Indonésia em MAM 1983 (Figura 3.6b).

Evidentemente, esta fonte secundária de calor em MAM 1983, de acordo com os conceitos teóricos (Matsuno, 1966; Webster, 1972; Gill, 1980; Geisler, 1981; Lau and Lim, 1982), atuou na atmosfera tropical para restabelecer o sistema de alta pressão no Pacífico sudeste. Os indícios do estabelecimento da alta subtropical no Pacífico apareceram primeiramente nas longitudes do Pacífico central, e posteriormente nas regiões mais a leste. Contudo, não é evidente o restabelecimento do sistema de baixa pressão na região da Indonésia durante o período no qual a PNM foi analisada (janeiro de 1982 a maio de 1984), pois os desvios de PNM permaneceram positivos em Darwin neste período.

Porém, o restabelecimento da alta subtropical no Pacífico sudeste, é uma indicação da mudança de fase da OS, de negativa para positiva.

Uma outra característica da atmosfera tropical acompanhando esta mudança de fase da OS, e que tem implicações teóricas, foi o deslocamento para norte, em JJA 1983, da área com atividade convectiva remanescente nas proximidades da costa oeste do continente sul americano (veja Arkin et alii, 1983). De acordo com resultados teóricos (Gill, 1980; Lau and Lim, 1982), uma fonte térmica assimétrica em relação ao equador, favorece uma circulação do tipo Hadley. Em decorrência, o ramo descendente no Hemisfério Sul, associado à célula de Hadley, pode ter colaborado para intensificar a alta subtropical no Pacífico sudeste.

O processo de extinção do El Niño culminou em DJF 1983-84 com padrões da circulação atmosférica, e anomalias do clima tropical, aproximadamente reversos aos do correspondente trimestre do ano anterior, destacando-se os seguintes aspectos:

- a) ramos ascendentes e descendentes da CW nas regiões preferenciais (ascensão sobre a Amazônia e Indonésia), associados à convergência nos baixos níveis e divergência na alta troposfera e subsidência sobre o Pacífico equatorial central;
- b) excesso de precipitação nas região Amazônica, no NEB e na Indonésia;
- c) decréscimo da pluviosidade na região costeira do Peru e Equador, associado à redução de ascensão sobre a área e regiões oceânicas adjacentes;
- d) condições secas na maior parte do Pacífico tropical leste mostradas pelas anomalias positivas de ROL, associadas às anomalias negativas de TSM (conforme mostrado em Climate Diagnostics Bulletin, 1984a, b, c e d).

Estes padrões do clima e da circulação tropical persistiram com pequenas alterações nos demais trimestres de 1984. Dentre estas alterações destacam-se a variação na pluviosidade do NEB e os fortes movimentos ascendentes verificados sobre a Indonésia em JJA e SON 1984.

Os resultados mostram que as características da circulação tropical e dos padrões anômalos de precipitação em 1983 e 1984 estiveram diretamente relacionadas com as localizações das fontes e sumidouros de calor nos trópicos, tal que as condições climáticas verificadas em 1983 estiveram diretamente relacionadas com o evento ENOS de 1982-83. A extinção deste evento esteve relacionado com o estabelecimento de uma fonte secundária de calor a oeste da Indonésia.

Os resultados acima sugerem que as circulações de Walker na fase El Nino são iniciadas por uma fonte de calor sensível no Pacífico central, associada às anomalias positivas de TSM. Estas anomalias, por sua vez, são geradas pelas mudanças na circulação atmosférica. Estes argumentos cíclicos apontam para a importância da interação ar-mar. Por outro lado, o colapso do El Nino parece estar associado à criação de uma fonte secundária (atmosférica) de calor sobre o sudeste asiático. Esta fonte secundária está relacionada com o início das chuvas das monções de verão.

O início e o colapso de um fenômeno do tipo El Nino têm interessantes implicações teóricas. Embora a fase de início deste evento tenha despertado considerável atenção, a fase de seu colapso tem sido menos estudada.

Outros aspectos relacionados às variações nas circulações

leste-oeste que foram abordadas neste trabalho, referem-se às flutuações do conteúdo de vapor d'água e mudanças no estado termodinâmico da atmosfera do Pacífico tropical e do sudeste asiático (Malásia), com enfoque particular para os dois anos de contraste.

As séries de água precipitável mensal do período de dezembro de 1982 a novembro de 1984 para duas estações-chave, uma no Pacífico central (Atuona), e outra no sudeste asiático (Cingapura), foram analisadas comparativamente com as correspondentes séries de precipitação mensal. Estas análises mostraram mudanças acentuadas, variando inversamente nestas duas estações, na primeira metade de 1983. Notou-se um excesso de precipitação em Atuona e, em contraste, uma escassa precipitação em Cingapura. A água precipitável em Cingapura, na média, excede o valor de Atuona, como mostrou a análise climatológica deste parâmetro. Contudo, na primeira metade de 1983 esta situação se inverteu. Tais características, certamente estiveram relacionadas com os movimentos ascendentes e descendentes associados à CW anômala.

Os cálculos das correlações lineares entre as séries mensais de água precipitável (para oito estações) e a série de IOS, considerando dois períodos distintos, um de janeiro de 1983 a dezembro de 1984 e o outro de janeiro de 1976 a fevereiro de 1986 mostraram que as estações do Pacífico equatorial central são negativamente correlacionadas com o IOS, enquanto as da Indonésia (Malásia) o são de maneira positiva. Para os dois períodos, os coeficientes de correlação foram altamente significantes (ao nível 99,9%) para a maioria das estações. Isto mostra uma consistência espacial e temporal da variação do vapor d'água na atmosfera tropical do Pacífico, em resposta à OS.

Portanto, as variações no conteúdo de vapor d'água são moduladas pela OS, tal que na fase negativa da OS ocorre um aumento de

As discussões das variações interanuais e intrasazonais das características das circulações atmosféricas durante 1983 e 1984 evidenciaram o importante papel das anomalias de TSM em modular as circulações leste-oeste que, por sua vez, tiveram influências, na maioria das vezes, diretas sobre as anomalias climáticas extremas observadas neste período. Além disso, verificou-se uma resposta sincronizada do estado termodinâmico da atmosfera, no Pacífico equatorial central e região da Indonésia, às variações na CW.

Os aspectos da CW que não puderam ser tratados neste trabalho, devido à não disponibilidade de dados, foram deixados para pesquisas futuras. Dentre estes tópicos destacam-se:

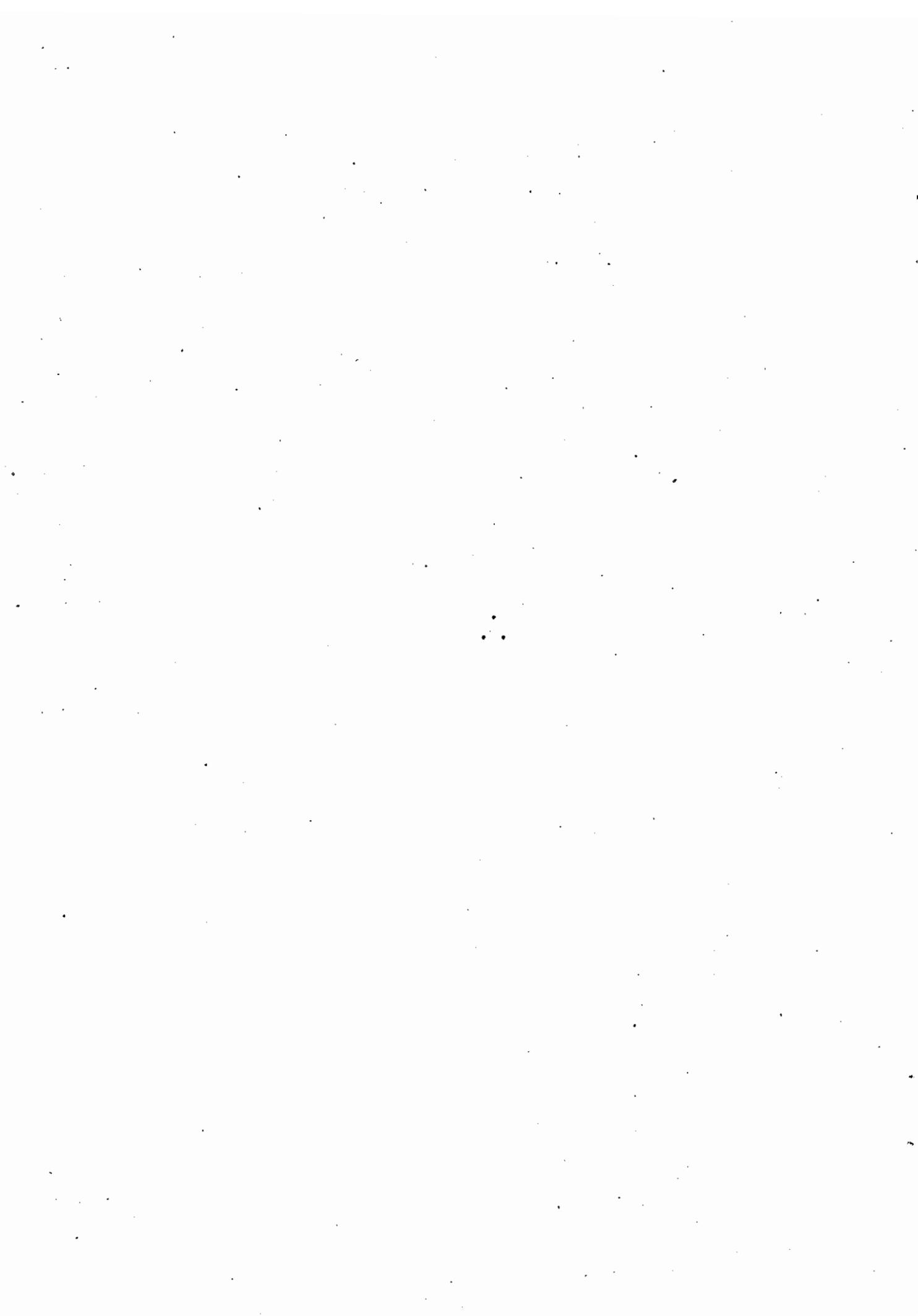
- a) estudo da energética da CW, através do qual será possível verificar o processo físico que mantém as circulações leste-oeste;
- b) estudo do balanço de calor na CW;
- c) estudo do balanço de vorticidade na CW;
- d) estender o estudo das secas africanas dentro do contexto da OS para as áreas do Sahel e sub-Sahel, ou seja, entre 25°N e 10°S.

conteúdo de vapor d'água no Pacífico equatorial central e, simultaneamente, uma diminuição na região da Indonésia. Por outro lado, na fase positiva da OS a situação inverte-se. Estas variações no conteúdo de vapor d'água são na realidade moduladas pelo campo da divergência nos baixos níveis, tal que o aumento (diminuição) de convergência em uma área é acompanhado de um aumento (diminuição) de vapor d'água nesta área.

Estas variações inversas para as estações do Pacífico equatorial central e da Malásia não foram verificadas para as estações da faixa tropical da América do Sul e da África.

Em concordância com as flutuações do conteúdo de vapor d'água no Pacífico equatorial, durante 1983 e 1984, a estrutura termodinâmica da atmosfera desta região também apresentou nestes anos condições de contraste. Tais condições foram verificadas através das análises dos perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente saturada, para Atuona e Cingapura, para março de 1983 e março de 1984. Consistentemente com as discussões do conteúdo de vapor d'água e com as localizações dos ramos ascendentes e descendentes da CW, em março de 1983, Atuona ( $\theta_e$  próximo de  $\theta_e^*$ ) esteve mais úmida que Cingapura ( $\theta_e$  próximo de  $\theta$ ), enquanto o inverso ocorreu em março de 1984.

Mais ainda, no que concerne à instabilidade convectiva, em ambos os meses de março, Atuona apresentou a mesma profundidade da camada condicional e convectivamente instável, enquanto em março de 1984, Cingapura apresentou a camada condicional e convectivamente instável mais profunda que a de março de 1983 e a de Atuona (março de 1984).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELL, J.K. Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial Eastern Pacific. Monthly Weather Review, 109(2):230-243, Feb. 1981.
- ARAGÃO, J.O.R. A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Nino. Ph.D. Thesis, Miami, FL., University of Miami, May 1986. 144p.
- ARKIN, P.A. The relationship between interannual variability in the 200mb tropical wind field and the Southern Oscillation. Monthly Weather Review, 110(10):1393-1404, Oct. 1982.
- ARKIN, P.A.; KOPMAN, J.D.; REYNOLDS, R.W. 1982-1983 El Nino/Southern Oscillation event quick look atlas. Washington DC., NOAA, Climate Analysis Center, Nov. 1983.
- BERLAGE, H.P. The Southern Oscillation and the world weather. Staatsdrukkerij's Gravenhage, Mededelingen en Verhandelingen, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut. 1966. 152p.
- BERLAGE, H.P.; de BOER, H.J. On the extension of the Southern Oscillation throughout the world during the period July 1, 1949 up to July 1, 1957. Geofisica Pura e Applicata, 44:287-295, 1959.
- BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. Tellus, 18:820-828, 1966.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Review, 97(3):163-172, Mar. 1969.

BJERKNES, J. Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. Journal of Physical Oceanography, 2:212-217, July 1972.

BOLETIM AGROCLIMATOLÓGICO Brasília, jan.-dez., 1970-1985.

BUCHMANN, J. Um estudo sobre a influência de fenômenos meteorológicos extratropicais na variação do clima do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, jul. 1981. 123p.

CANE, M.A., SARACHIK, E.S. Forced baroclinic ocean motion. II. The linear equatorial bounded case. Journal of Marine Research, 34(4):629-665, 1976.

CANE, M.A.; ZEBIAK, S.E.; DOLAN, S.C. Experimental forecast of El Nino Nature, 321(6073): 827-832, June 1986.

CAVIEDES, C.N. Secas and El Nino: two simultaneous climatological hazards in South America. Proceedings of the Association American Geography, 5:44-49, 1973.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 83/3, June 1983.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 84/3, Feb. 1984a.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 84/6, May 1984b.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 84/9, Aug. 1984c.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 84/12, Nov. 1984d.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 85/9, Aug. 1985.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Global analyses and indices. Washington, DC., 86/3, Feb. 1986.

CORNEJO-GARRIDO, A.G.; STONE, P.H. On the heat balance of the Walker circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(8):1155-1162, Aug. 1977.

DEARDORFF, J.W. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 29(1):91-115, Jan. 1972.

DE BRITO, J.I.B. Variações interanuais da circulação geral de inverno no Hemisfério Norte e suas possíveis conexões com o clima do Nordeste brasileiro. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, nov. 1984. (INPE-3333-TDL/182).

DOUGLAS, A.V.; ENGLEHART, P.J. On a statistical relationship between autumn rainfall in the central equatorial Pacific and subsequent winter precipitation in Florida. Monthly Weather Review, 109(11): 2377-2382, Nov. 1981.

- FENNESSY, M.J.; MARX, L.; SHUKLA, J. General circulation model sensitivity to 1982-83 equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. Monthly Weather Review, 113(5):858-864, May 1985.
- GATES, W.L. Numerical modelling of climatic change: a review of problems and prospects. In: WMO/IAMP SIMPOSIUM ON LONG-TERM CLIMATE FLUCTUATIONS, Norwich, Aug. 18-23, 1975. Proceedings. Geneva, 1975. (WMO,421): p.343-354.
- GEISLER, J.E. A linear model of the Walker circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(7):1390-1400, July 1981.
- GILL, A.E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 106(449):447-462, July 1980.
- GILL, A.E.; PHILIPS, P.J. Nonlinear effects on heat/induced circulation of the tropical atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 112(471):69-91, Jan. 1986.
- GODFREY, J.S. On ocean spindown I: a linear experiment. Journal of Physical Oceanography, 5(3):399-409, July 1975.
- HANTEL, M.; PYINCHAUS, W. Vertical heat flux components in the northern atmosphere. Monthly Weather Review, 104(3):168-179, Feb. 1976.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 103(435):77-92, Jan. 1977.

- HESS, S.L. Introduction to theoretical meteorology. New York NY., Holt, Reinhold and Winston, 1959. 362p.
- HOLTON, J.R. An introduction to dynamic meteorology. 2.ed. Seattle, WASH., Washington Academic, 1979. 391p.
- HOREL, J.D.; WALLACE, J.M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Monthly Weather Review, 109(4):813-829, Apr. 1981.
- HOREL, J.D.; KOUSKY, V.E.; KAGANO, M.T. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983-1984. Nature, 322(6076):248-251, July 1986.
- HOSKINS, B.; KAROLY, D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(6):1179-1196, June 1981.
- IRIBARNE, J.V.; GODSON, W.L. Atmospheric thermodynamics. Boston, MA., D. Reidel. 1973. 222p.
- JULIAN, P.R.; CHERVIN, R.M. A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. Monthly Weather Review, 106(10): 1433-1451, Oct. 1978.
- KAGANO, M.T. Relações entre temperatura da água do mar e divergência ao nível do mar no Atlântico Tropical e precipitação nas regiões Amazônica e Nordeste do Brasil. São José dos Campos, INPE, set. 1982. (INPE-2543-PRE/203).

- KAGANO, M.T.; MOURA, A.D. O El Nino de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. São José dos Campos, INPE, dez. 1985. (INPE-3726-PRE/858).
- KESHAVAMURTY, R.N. Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over equatorial Pacific and the teleconnections of the Southern Oscillation. Journal of the Atmospheric Sciences, 39(6):1241-1259, June 1982.
- KOUSKY, V.E.; CAVALCANTI, I.F.A. Eventos Oscilação Sul-El Nino: características, evolução e anomalias de precipitação. Ciência e Cultura, 36(11):1888-1899, nov. 1984.
- KOUSKY, V.E.; KAGANO, M.T.; CAVALCANTI, I.F.A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. Tellus, 36A(5):490-504, Oct. 1984.
- KRISHNAMURTI, T.N.; KANAMITSU, M.; KOSS, W.J.; LEE, J.D. Tropical east-west circulations during the northern winter. Journal of the Atmospheric Sciences, 30(5):780-787, July 1973.
- LAU, K.M. Oscillations in a simple equatorial climate system. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(2):248-261, Feb. 1981.
- LAU, K.M.; LIM, H. Thermally driven motions in an equatorial  $\beta$ -plane: Hadley and Walker circulations during the winter monsoon. Monthly Weather Review, 110(5):336-353, May 1982.
- LAU, K.M.; LIM, H. On the dynamics of equatorial forcing of climate teleconnections. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(2):161-176, Jan. 1984.

LIEBMANN, B.; HARTMANN, D.L. Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78.

Journal of the Atmospheric Sciences, 39(5):1153-1162, May 1982.

LIST, R.J. Smithsonian meteorological tables. Washington, DC., Smithsonian Institute, 1971. 350p.

MAHRT, L.J.; YOUNG, J.A. Some basic theoretical concepts of boundary layer flow. In: NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH. Dynamics of the tropical atmosphere. Notes from a colloquium. Summer, 1972. Boulder, CO., National Center for Research, 1972. p411-420.

MARKHAM, C.G.; MCLAIN, D.R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. Nature, 265:320-323, Jan. 1977:

MARQUES, V.S. Estudos da energética e do fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o nordeste brasileiro. Tese de doutorado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, dez. 1981 (INPE-2288-TDL/068).

MARQUES, V.S.; RAO, V.B.; MOLION, L.C.B. Interannual and seasonal variations in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil. Tellus, 35A(2):136-148, Mar. 1983.

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. Journal of the Meteorological Society of Japan, 44(1):25-42, Feb. 1966.

MCCREARY, J. Eastern tropical ocean response to changing wind system with application to El Nino. Journal of Physical Oceanography 6(5):632-645, Sept. 1976.

MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD. Asheville, NC., V.11-36,  
1958-1986.

MOURA, A.D.; KAGANO, M.T. Escala espacial da precipitação para os anos de secas severas no Nordeste do Brasil. São José dos Campos, INPE, nov. 1982 (INPE-2585-PRE/233).

MOURA, A.D.; KAGANO, M.T. Large-scale precipitation variations over South America during the 1982-83 ENSO event. In: WMO WORKSHOP ON THE DIAGNOSIS AND PREDICTION OF MONTHLY AND SEASONAL ATMOSPHERE VARIATIONS OVER THE GLOBE, 1, College Park, MD., July 29, Aug. 2, 1985. Proceedings. Geneva Jan., 1986. p.217-224 (WMO/TD No.87).

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(12):2653-2675, Dec. 1981.

NAMIAS, J. Influences of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. Tellus, 24(4):336-342, 1972.

NEWELL, R.E.; KIDSON, J.W.; VINCENT, D.G.; BOER, G.J. The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. Cambridge, MA., Massachusetts Institute of Technology, 1974. v.2. 371p.

NICHOLSON, S.E. Revised rainfall series for the West African Subtropics. Monthly Weather Review, 107(5):620-623, May 1979.

NICHOLSON, S.E. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. Monthly Weather Review, 109(10):2191-2208, Oct. 1981.

NIGAM, S.; LINDZEN, R.S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. Submitted to Journal of the Atmospheric Sciences. July 1986.

NOBRE, C.A. Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation. Ph.D. Thesis. Cambridge, MA., Massachusetts Institute of Technology, Jan. 1983. 297p.

NOBRE, C.A.; RENNÓ, N.O. Droughts and floods in South America due to the 1982-83 El Nino/Southern Oscillation episode. CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLOGY, Houston, TX., May 14-17, 1985. Proceedings. Boston, MA., American Meteorological Society, May 1985. p.131-133.

NOBRE, P. Fontes de calor nos trópicos e escoamentos anômalos de larga escala associados a anomalias de precipitação no Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 117p., mar. 1984. (INPE-3211-TDL/175).

PHILANDER, S.G.H. El Nino and La Nina. Journal of the Atmospheric Sciences, 42(23):2652-2662, Dec. 1985.

PRABHAKARA, C.; SHORT, D.A.; VOLLMER, B.E. El Nino and atmospheric water vapor: observations from Nimbus 7SMMR. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24(12):1311-1324, Dec. 1985.

- RASMUSSON, E.M.; CARPENTER, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. Monthly Weather Review, 110(5):354-384, May 1982.
- RASMUSSON, E.M.; HALL, J.M. El Nino: The great equatorial Pacific ocean warming event of 1982-83. Weatherwise, 36(4):166-175, Aug. 1983.
- RASMUSSON, E.M.; WALLACE, J.M. Meteorological aspects of the El Nino/Southern Oscillation. Science, 222(4629):1195-1202, Dec. 1983.
- REITER, E.R. Long-term wind variability in the tropical Pacific, its possible causes and effects. Monthly Weather Review, 106(3):324-330, Mar. 1978.
- RIEHL, H. Climate and weather in the tropics. 2.ed. London, Academic, 1979. 611p.
- ROPELEWSKY, C.F. Seasonal climate summary. Monthly Weather Review, 112:591-609, Mar. 1984.
- ROWNTREE, P.R. The influence of tropical east Pacific ocean temperatures on the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 98(416):290-321, Apr. 1972.
- ROWNTREE, P.R. Response of the atmosphere to a tropical Atlantic ocean temperature anomaly. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102(433):607-625, July 1976.

PRATT, R.W. Review of radiosonde humidity and temperature errors.  
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2(3):404-407, Sept.  
1985.

QUINN, W.H.; ZOPF, D.O.; SHORT, K.S.; YOUNG, R.T.W.K. Historical  
trends and statistics of the Southern Oscillation, El Nino and  
Indonesian drought. Fishery Bulletin, 76(3):633-678, 1978.

RAMAGE, C.S. Preliminary discussion of the meteorology of the 1972-73  
El Nino. Bulletin of the American Meteorological Society  
56:234-242, 1975.

RAO, V.B.; MARQUES, V.S. Water vapor characteristics over Northeast  
Brazil during two contrasting years. Journal of Climate and  
Applied Meteorology, 23(3):440-444, Mar. 1984.

RAO, V.B.; MARQUES, V.S.; BONATTI, J.P. On the possibility of  
barotropic instability over Northeast Brazil. Tellus,  
36A(2):207-210, 1984.

RAO, V.B.; SATYAMURTY, P.; de BRITO, J.I.B. On the 1983 drought in  
Northeast Brazil. Journal of Climatology, 6(1):43-51, Jan.-Feb.  
1986.

RAO, V.B.; de BRITO, J.I.B. Teleconnections between the rainfall over  
Northeast Brazil and the winter circulation of northern hemisphere.  
Submitted to Pure and Applied Geophysics, 1986.

- RUMNEY, G.R. Climatology and the world's climates. 2.ed. London, Macmillan, Collier-Macmillan, 1969. 656p.
- SARDESHMUKH, P.D.; HOSKINS, B.J. Vorticity balances in the tropics during the 1982-83 El Nino-Southern Oscillation event. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 111(468):261-278, Apr. 1985.
- SELLERS, W.D. Physical Climatology. Chicago, University of Chicago, 1965. 272p.
- SHUKLA, J.; WALLACE, J.M. Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. Journal of the Atmospheric Sciences, 40(7):1613-1630, July 1983.
- SILVA DIAS, P.L.; BONATTI, J.P. A preliminary study of the observed vertical mode structure of the summer circulation over South America. Tellus, 37A(2):185-195, Mar. 1985.
- SIMMONS, A.J.; WALLACE, J.M.; BRANSTATOR, G.W. Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnections patterns. Journal of the Atmospheric Sciences, 40(6):1363-1392, June 1983.
- SIMPSON, R.H. On the computation of equivalent potential temperature. Monthly Weather Review, 106(1):124-130, Jan. 1978.
- STOCKENIUS, T. Interannual variations of tropical precipitation patterns. Monthly Weather Review, 109(6):1233-1247, June 1981.

- STRANG, D.M.G.D. Análise climatológica das normais pluviométricas do nordeste brasileiro. São José dos Campos, Centro Técnico Aeroespacial, 1972.
- STRETEN, N.A. Southern hemisphere circulation contrasts in the winters of 1972 and 1973. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY, 1., São José dos Campos, SP., Brazil, July 31- Aug.6, 1983. Boston, MA., 1983. p.108-111.
- TRENBERTH, K.E. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102(433):639-653, July 1976.
- TREWARTHA, G.T. The earth's problem climates. Madison, Wi., University of Madison Press, 1961. 334p.
- TROUP, A.J. The Southern Oscillation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 91:490-506, July 1965.
- WALKER, G.T. Correlation in seasonal variations of weather VIII. A preliminary study of world weather. Memoirs of the Indian Meteorological Department, 24:75-131, 1923.
- WALKER, G.T. Correlation in seasonal variations of weather IX. A further study of the world weather. Memoirs of the Indian Meteorological Department, 24:275-332, 1924.
- WALKER, G.T. World Weather III. Memoirs of the Royal Meteorological Society, 2:97-106, 1928a.

WALKER, G.T. Ceará (Brazil) famines and the general air movements.  
Beitrage Zur Physik der Frein Atmosphere, 14:88-93, 1928b.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. World Weather V. Memoirs of the Royal  
Meteorological Society, 4(36):53-84, 1932.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. World Weather IV. Memoirs of the Royal  
Meteorological Society, 4(39):119-139, 1937.

WEARE, B.C.; NAVATO, A.R.; NEWELL, R.E. Empirical orthogonal analysis  
of Pacific sea surface temperature. Journal of Physical  
Oceanography, 6(5):671-678, Sep. 1976.

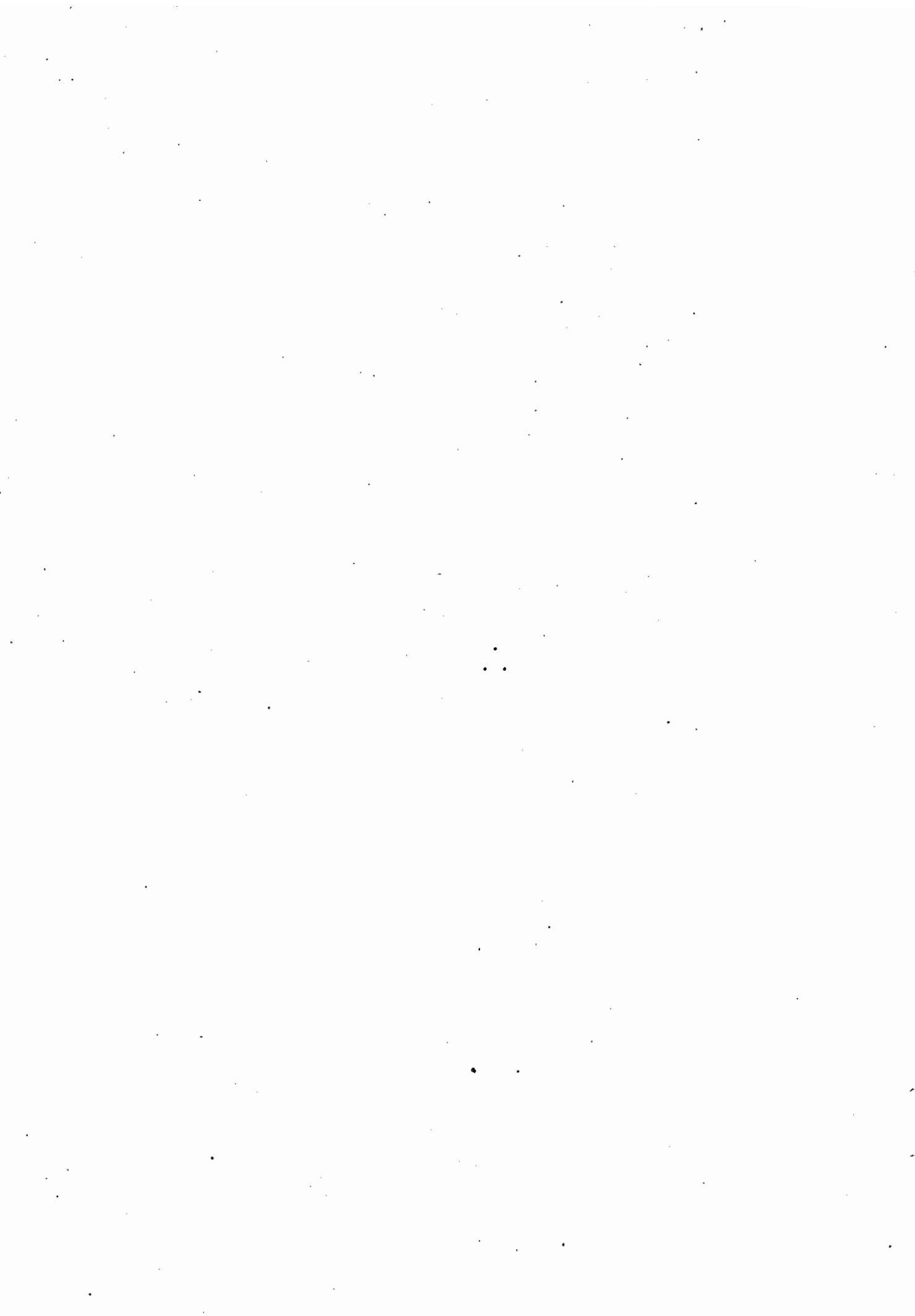
WEBSTER, P.J. Response of the tropical atmosphere to local, steady  
forcing. Monthly Weather Review, 100(7):518-541, July 1972.

WORLD METEOROLOGICAL CENTER (WMO) The global climate system: a  
critical review of the climate system during 1982-1984. Geneva,  
1985. 52p.

WRIGHT, P.B. Relationships between indices of the Southern  
Oscillation. Monthly Weather Review, 112(9):1913-1919, Sept.  
1984.

WYRTKI, K. El Nino - the dynamic response of the equatorial Pacific  
ocean to atmospheric forcing. Journal of Physical Oceanography,  
5:572-584, Oct. 1975.

YOUNG, J.A. Notes from a bull session: thermodynamic variables, tropical soundings and instability. In: NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH. Dynamics of the Tropical Atmosphere. Notes from a colloquium, Summer, 1972. Boulder, CO., National Center for Atmospheric Research, 1972. p.463-468.



## APÊNDICE A

### LOCALIZAÇÕES DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS COM OS CORRESPONDENTES PERÍODOS DE DADOS DISPONÍVEIS E AS FONTES DE DADOS

"A" significa Boletim Agroclimatológico, "C" contatos pessoais, "D" Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica e "M" Monthly Climatic Data for the World.

Observações: Para os dados do DNAEE os nomes das estações foram omitidos pois as séries representam uma média de todas as estações pertencentes a uma quadrícula, de 1° em longitude por 1° em latitude, cujas coordenadas centrais são as que se encontram na tabela.

Para 15 as estações com asterisco (\*) foram extraídos os dados de temperatura para os níveis padrões de pressão (superfície, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100, 50 e 30mb) do "Monthly Climatic Data for the World".

#### AMÉRICA DO SUL

1.	Puntarenas	09 58N	84 50W	1976-1984	M
2.	El Coco - Costa Rica	09 59N	84 13W	1956-1984	M
3.	Bogotá (*)	04 42N	74 08W	1866-1985	C-M
4.	San Fernando	07 54N	67 25W	1951-1984	M
5.	Santa Helena	04 36N	61 07W	1941-1984	M
6.	Cayenne	04 50N	52 22W	1951-1984	M
7.	Quito	00 09S	78 29W	1891-1984	C
8.	Barracabermeja	07 01N	73 46W	1969-1984	M
9.	Girardot	04 17N	74 48W	1974-1984	M
10.	Leticia	04 10S	69 45W	1971-1984	M

11.	Merida	08 36N	71 11W	1951-1984	M
12.	Ciudad Bolivar	08 09N	63 33W	1951-1984	M
13.	San Antonio	07 51N	72 27W	1951-1984	M
14.	Puerto Ayacucho	05 36N	67 30W	1961-1984	M
15.	Guayaquil	02 09S	79 53W	1915-1984	C-M
16.	Puerto Baquerizo	00 54N	89 37W	1950-1983	C
17.	Isabel Maria	01 48S	79 32W	1930-1983	C
18.	Loja Laargelia	04 02S	79 12W	1930-1984	C-M
19.	Pichilingue	01 06S	79 28W	1947-1984	C-M
20.	Portoviejo	01 02S	80 26W	1931-1984	C-M
21.	Turbo	08 06N	76 43W	1970-1983	M
22.	Buenaventura	03 53N	77 04W	1969-1984	M
23.	Bucaramanga	07 08N	73 11W	1969-1984	M
24.	Medellin	06 13N	75 36W	1969-1984	M
25.	Ipiales	05 50N	77 40W	1971-1984	M
26.	Cali	03 24N	76 24W	1969-1984	M
27.	Talara	04 34S	81 15W	1961-1984	M
28.	Chiclayo	06 47S	79 50W	1961-1984	M
29.	Trujillo	08 06S	79 02W	1961-1984	M
30.	Chimbote	09 10S	78 31W	1964-1984	M
31.	Piura	05 11S	80 36W	1961-1984	M
32.	Huanuco	09 54S	75 25W	1962-1984	M
33.	Pucallpa	08 23S	74 32W	1950-1984	C
34.	Tarapoto	06 31S	76 23W	1951-1984	C
35.	Yurimaguas	05 52S	76 07W	1950-1984	C
36.	Iquitos	03 45S	73 15W	1948-1984	C
37.	Chachapoyas	06 14S	77 49W	1959-1984	C
38.	Cajamarca	07 08S	78 29W	1958-1984	C
39.	Moyobamba	06 02S	76 58W	1958-1984	C
40.	Tingo Maria	09 19S	75 57W	1951-1984	M
41.	Boa Vista	02 49S	60 39W	1951-1984	M-A

42.	Coari	04 05S	63 08W	1951-1984	M
43.	Barra da Corda	05 30S	45 16W	1961-1984	M-A
44.	Flores	07 50S	37 59W	1911-1983	C
45.	Remanso	09 41S	42 04W	1911-1985	C-A
46.	Santa Quitéria	04 29S	40 10W	1912-1985	C-A
47.	Casa Nova	09 24S	41 08W	1911-1985	C
48.	Fortaleza (*)	03 43S	38 30W	1849-1985	C
49.	Manaus (*)	03 07S	60 01W	1910-1985	M
50.	Carolina	07 20S	47 28W	1913-1985	M
51.	Cabrobo	08 31S	39 20W	1912-1983	A
52.	Conceição do Araguaia	08 15S	49 17W	1948-1985	M-A
53.	Uaupês	00 08S	67 05W	1931-1984	M
54.	Belém (*)	01 27S	48 29W	1945-1985	M
55.	Bejamin Constant	04 22S	70 02W	1951-1985	M
56.	Quixeramobim	05 12S	39 17W	1896-1985	M-A
57.	Porto Velho	08 46S	63 54W	1951-1985	M
58.	Recife	08 03S	34 54W	1875-1985	M
59.	Tauá	06 00S	40 25W	1912-1984	C-A
60.	Iguatú	06 22S	39 18W	1912-1984	C-A
61.	Triunfo	07 51S	38 08W	1911-1984	C-A
62.	Morada Nova	06 01S	38 23W	1912-1984	C-A
63.	Sobral	03 42S	40 21W	1921-1984	C-A
64.	8051000	00 30S	51 30W	1957-1985	D
65.	8052000	00 30S	52 30W	1972-1985	D
66.	8067000	00 30S	67 30W	1964-1985	D
67.	8068000	00 30S	68 30W	1923-1985	D
68.	8069000	00 30S	69 30W	1930-1985	D
69.	8150000	01 30N	50 30W	1975-1985	D
70.	8154000	01 30N	54 30W	1980-1985	D
71.	8161000	01 30N	61 30W	1970-1975	D
72.	8166000	01 30N	66 30W	1970-1985	D

104. 352000	03 30S	52 30W	1928-1984	D
105. 358000	03 30S	58 30W	1927-1984	D
106. 359000	03 30S	59 30W	1963-1984	D
107. 360000	03 30S	60 30W	1911-1984	D
108. 368000	03 30S	68 30W	1930-1984	D
109. 437000	04 30S	37 30W	1911-1983	D
110. 438001	04 30S	38 30W	1911-1984	D
111. 439000	04 30S	39 30W	1911-1983	D
112. 440000	04 30S	40 30W	1910-1983	D
113. 441000	04 30S	41 30W	1912-1984	D
114. 442000	04 30S	42 30W	1912-1984	D
115. 443000	04 30S	43 30W	1961-1984	D
116. 463000	04 30S	63 30W	1924-1983	D
117. 466000	04 30S	66 30W	1931-1984	D
118. 470000	04 30S	70 30W	1931-1983	D
119. 537018	05 30S	37 30W	1910-1984	D
120. 538000	05 30S	38 30W	1911-1984	D
121. 539000	05 30S	39 30W	1896-1984	D
122. 540000	05 30S	40 30W	1910-1983	D
123. 541000	05 30S	41 30W	1913-1984	D
124. 542000	05 30S	42 30W	1912-1984	D
125. 543000	05 30S	43 30W	1962-1984	D
126. 545000	05 30S	45 30W	1961-1984	D
127. 546000	05 30S	46 30W	1913-1984	D
128. 547000	05 30S	47 30W	1913-1984	D
129. 561000	05 30S	61 30W	1928-1984	D
130. 635000	06 30S	35 30W	1910-1984	D
131. 636000	06 30S	36 30W	1910-1983	D
132. 637000	06 30S	37 30W	1910-1983	D
133. 638000	06 30S	38 30W	1910-1984	D
134. 639000	06 30S	39 30W	1912-1983	D

73.	8167000	01 30N	67 30W	1971-1985	D
74.	8168000	01 30N	68 30W	1980-1985	D
75.	8250001	02 30N	50 30W	1965-1985	D
76.	8251000	02 30N	51 30W	1975-1985	D
77.	8255000	02 30N	55 30W	1972-1985	D
78.	8260000	02 30N	60 30W	1925-1985	D
79.	8261000	02 30N	61 30W	1975-1985	D
80.	8351000	03 30N	51 30W	1961-1985	D
81.	8360000	03 30N	60 30W	1975-1985	D
82.	8361000	03 30N	61 30W	1979-1985	D
83.	8460000	04 30N	60 30W	1977-1985	D
84.	48000	00 30N	48 30W	1929-1984	D
85.	62000	00 30N	62 30W	1927-1984	D
86.	65000	00 30N	65 30W	1961-1984	D
87.	145000	01 30S	45 30W	1949-1983	D
88.	148001	01 30S	48 30W	1931-1984	D
89.	152000	01 30S	52 00W	1928-1984	D
90.	155000	01 30S	55 30W	1928-1984	D
91.	24000	02 30S	40 30W	1910-1983	D
92.	241000	02 30S	41 30W	1912-1983	D
93.	244000	02 30S	44 30W	1911-1983	D
94.	245000	02 30S	45 30W	1962-1984	D
95.	254000	02 30S	54 30W	1914-1984	D
96.	256000	02 30S	56 30W	1912-1984	D
97.	266000	02 30S	66 30W	1925-1984	D
98.	338001	03 30S	38 30W	1849-1983	D
99.	339000	03 30S	39 30W	1910-1984	D
100.	340000	03 30S	40 30W	1910-1983	D
101.	341000	03 30S	42 30W	1912-1984	D
102.	342000	03 30S	42 30W	1924-1984	D
103.	345000	03 30S	45 30W	1962-1984	D

163. Bavgui(*)	04 24N	18 31E	1941-1984	M
164. Obria	06 32N	21 59E	1941-1984	M
166. Bangassou	04 44N	22 50E	1941-1984	M

INDONÉSIA E ADJACÊNCIAS

167. Pamban	09 16N	79 18E	1893-1984	M
168. Minicoy(*)	08 18N	76 57E	1891-1984	M
169. Trivandrum(*)	08 29N	76 57E	1853-1984	M
170. Songkhla	07 12N	100 36E	1951-1984	M
180. Penang	05 24N	100 19E	1951-1984	M
181. Kota Bharu(*)	06 10N	102 17E	1951-1984	M
182. Kuala Lumpur(*)	03 07N	101 33E	1951-1984	M
183. Kuantan(*)	03 47N	103 13E	1975-1984	M
184. Malacca	02 16N	102 15E	1951-1984	M
185. Cingapura(*)	01 22N	103 55E	1911-1984	M
186. Ponape	06 58N	158 13E	1941-1984	M
187. Kwajalein	08 44N	167 44E	1946-1984	M
188. Majuro	07 05N	171 23E	1954-1984	M
189. Koror	07 20N	134 29E	1924-1984	M
190. Yap	09 29N	138 05E	1921-1984	M
191. Honiara	09 25S	160 03E	1951-1984	M
192. Tarawa(*)	01 21N	172 55E	1951-1984	M
193. Funafuti(*)	08 31S	179 13E	1932-1984	M
194. Madang	05 13S	145 48E	1951-1984	M
195. Port Moresby	09 26S	147 13E	1891-1984	M
196. Rabaul	04 13S	152 11E	1946-1984	M
197. Banda Atjeh	05 31N	95 25E	1879-1984	M
198. Medan	03 34N	98 41E	1879-1984	M
199. Padang	00 53N	100 21E	1879-1984	M
200. Djakarta	06 11S	106 50E	1864-1984	M

135. 640000	06 30S	40 30W	1910-1984	D
AFRICA				
136. Conakry-Gbessia	09 34N	13 37W	1951-1984	M
137. Lungi	08 37N	13 12W	1875-1984	M
138. Bonthe	07 32N	12 30W	1951-1984	M
139. Daru	07 59N	10 51W	1951-1984	M
140. Malakal	09 33N	31 39E	1909-1984	M
141. Wau Sudan	07 42N	28 01E	1904-1984	M
142. Juba	04 52N	31 36E	1901-1984	M
143. Jimma	07 40N	36 50E	1964-1984	M
144. Gore	08 10N	35 33E	1964-1984	M
145. Dire Dawa	09 36N	41 52E	1964-1984	M
146. Garissa Kenya	00 28N	39 38E	1951-1984	M
147. Nairobi(*)	01 18S	36 45E	1955-1984	M
148. Save	07 59N	02 26E	1951-1984	M
149. Bohicon	07 10N	02 04E	1951-1984	M
150. Cotonou	06 21N	02 23E	1951-1984	M
151. Kumasi	06 43N	01 36W	1945-1984	M
152. Odienne	09 30N	07 34W	1941-1984	M
153. Man	07 23N	07 31W	1951-1984	M
154. Bouake	07 44N	05 04W	1951-1984	M
155. Gognoa	06 08N	05 57W	1951-1984	M
156. Dimbokro	06 39N	04 42W	1951-1984	M
157. Abidjan	05 15N	03 56W	1941-1984	M
158. Adiake	05 18N	03 18W	1951-1984	M
159. Tabou	04 25N	07 22W	1941-1984	M
160. Sassandra	04 57N	06 05W	1951-1984	M
161. Roberts Field	06 15N	10 21W	1951-1984	M
162. Port Gentil	00 42N	08 45E	1941-1984	M

201. Manado	01 32N	124 55E	1879-1984	M
202. Zamboanga	06 54N	122 04E	1951-1984	M
203. Surabaya	07 13S	112 43E	1951-1984	M
204. Makassar	05 04S	119 33E	1951-1984	M
205. Ambon	03 42S	128 05E	1952-1983	M
206. Atuona(*)	09 48S	139 02W	1951-1984	M
207. Tahiti(*)	17 33S	149 34W	1951-1984	M

## APÊNDICE B

### FÓRMULAS UTILIZADAS PARA O CÁLCULO DAS VARIÁVEIS ÚMIDAS

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

$$\begin{aligned} \log_{10} e_w = & -7,90298 (T_s/T - 1) + 5,02808 \log_{10} (T_s/T) \\ & -1,3816 \times 10^{-2} (10^{11,344(1 - T/T_s)} - 1) \\ & + 8,1328 \times 10^{-3} (10^{-3,49149(T_s/T-1)} - 1) + \log_{10}(e_{ws}), \end{aligned} \quad (B.1)$$

onde,

$e_w$  = pressão de saturação do vapor d'água sobre superfície plana de água líquida pura

$T$  = temperatura absoluta (K)

$T_s$  = temperatura do ponto de ebulição (373,16 K)

$e_{ws}$  = pressão de vapor de saturação de água líquida pura sobre superfície plana na temperatura do ponto de ebulição (1013,246 mb)

Para o cálculo da umidade relativa utilizou-se a expressão aproximada de Iribarne e Godson (1971), que relaciona-a com a depressão do ponto de orvalho:

$$T - T_d = 35,0(-\log_{10} U_w), \quad (B.2)$$

onde,

$U_w$  = umidade relativa

$T - T_d$  = depressão do ponto de orvalho.

$T_d$  = temperatura do ponto de orvalho.

Por definição, a umidade relativa em porcentagem é dada por:

$$U_w = (e / e_w) \times 100, \quad (B.3)$$

onde,

$e$  = pressão de vapor d'água.

A expressão B.3 foi usada para o cálculo da pressão de vapor d'água.

A razão de mistura foi calculada pela expressão (Iribarne and Godson, 1971):

$$r = 0,622 \times (e / (p-e)), \quad (B.4)$$

onde,

$r$  = razão de mistura

$p$  = pressão total do ar úmido

Para o ar saturado em relação à água, a razão de mistura

foi calculada por:

$$r_w = 0,622 \times (e / (p - e_w)), \quad (B.5)$$

onde,

$r_w$  = razão de mistura saturada em relação à água.

Para o cálculo da umidade específica utilizou-se (Iribarne and Godson, 1971):

$$q = r / (1+r), \quad (B.6)$$

onde,

$q$  = umidade específica.

Por definição, a água precipitável é dada por:

$$P_w = - \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q \, dp, \quad (B.7)$$

onde,

$P_w$  = água precipitável de uma coluna de ar com área horizontal unitária.

$g$  = aceleração da gravidade

$p_0$  = pressão do ar na superfície.

Para uma coluna de ar, limitada pelas superfícies de

pressão  $p_1$  e  $p_2$ , tal que  $p_1 > p_2$ , tem-se:

$$P_w = \frac{-1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q \, dp \quad (\text{B.8})$$

Supondo a umidade específica média ( $\bar{q}$ ) da camada entre  $p_1$  e  $p_2$ , o resultado da integração é dada por:

$$P_w = (\bar{q} / g) \times (p_1 - p_2), \quad (\text{B.9})$$

onde,

$$\bar{q} = (q_1 + q_2) / 2$$

$q_1$  e  $q_2$  = umidades específica correspondentes aos níveis  $p_1$  e  $p_2$ , respectivamente.

A equação B.8 foi usada para calcular a água precipitável. A soma dos valores de água precipitável das camadas subsequentes e estanques contidas entre a superfície ( $p_0$ ) e o último nível (com pressão menor do que 500 mb) resulta na água precipitável total representada por B.6.

A eficiência de precipitação dada em porcentagem foi calculada pela expressão (Sellers, 1965):

$$P.E = (P / (ND \times P_w)) \times 100\%, \quad (\text{B.10})$$

onde,

P.E = eficiência de precipitação

P = precipitação média mensal

ND = número de dias em um mês

Pw = água precipitável total média mensal.

A temperatura potencial foi calculada por (Simpson, 1978):

$$\theta = T \left( \frac{p - e}{1000} \right)^{R_d/C_p}, \quad (\text{B.11})$$

onde,

$\theta$  = temperatura potencial

$R_d$  = constante do gás para o ar seco

$C_p$  = calor específico do ar seco à pressão constante.

Para o cálculo da temperatura potencial equivalente saturada, a temperatura potencial equivalente que o ar teria se fosse isotermicamente saturado, foi usada a fórmula aproximada (Hess, 1959; Holton, 1979):

$$\theta_e^* = \theta \exp \left( \frac{L r_s}{C_p T} \right), \quad (\text{B.12})$$

onde,

L = calor latente de vaporização da água

$\theta_e^*$  = temperatura potencial equivalente saturada

A temperatura potencial equivalente para uma parcela de ar não saturado foi calculada através da equação:

$$\theta_e = \theta \exp \left( \frac{L r}{c_p T_c} \right), \quad (\text{B.13})$$

onde,

$\theta_e$  = temperatura potencial equivalente

$T_c$  = temperatura do nível de condensação por levantamento

A dificuldade em se calcular a temperatura potencial equivalente, reside na determinação do nível de condensação por levantamento. Tal nível foi calculado usando o método proposto por Simpson (1978).

## APÊNDICE C

### COMENTÁRIOS SOBRE ERROS NOS DADOS

A fidelidade dos dados de vento do NMC aos dados de radiossondagem, foi verificada através da comparação entre a componente zonal do vento extraída do Monthly Climatic Data for the World, em duas estações de radiossondagem (Atuona e Cingapura), e a fornecida pelo "NMC Final Analysis" nos pontos de grade mais próximos de tais estações.

As Figuras C.1a e b mostram as seções altura versus tempo da componente zonal do vento, extraída da radiossondagem em Atuona e extraída do NMC no ponto de grade ( $10^{\circ}\text{S}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ ), respectivamente. É notável uma boa concordância entre as duas fontes de dados. No caso de Cingapura, não mostrado, foi também verificada uma boa consistência entre as duas fontes de dados.

Embora a verificação não tenha se estendido para outras estações, e correspondentes pontos de grade, a comparação acima indica a boa fidelidade dos dados do NMC aos de radiossondagem.

Contudo, os dados de radiossondagem contém erros que lhes são inerentes. Marques (1981) fez uma análise detalhada de tais erros, introduzindo erros aleatórios nos dados de entrada e verificando a sua propagação nos cálculos derivados. Ele mostrou que os erros aleatórios dos parâmetros derivados, crescem com a altura, e não afetam substancialmente os resultados. Mais ainda, a suavização dos dados de entrada diminui os erros aleatórios.

Em decorrência da consistência entre os dados do NMC e os de radiossondagem, e dos resultados de Marques (1981), é inferida a confiabilidade nos campos da velocidade vertical calculados através dos dados do NMC, com uma suavização de nove pontos, ao menos para se investigar as características de grande escala da circulação tropical.

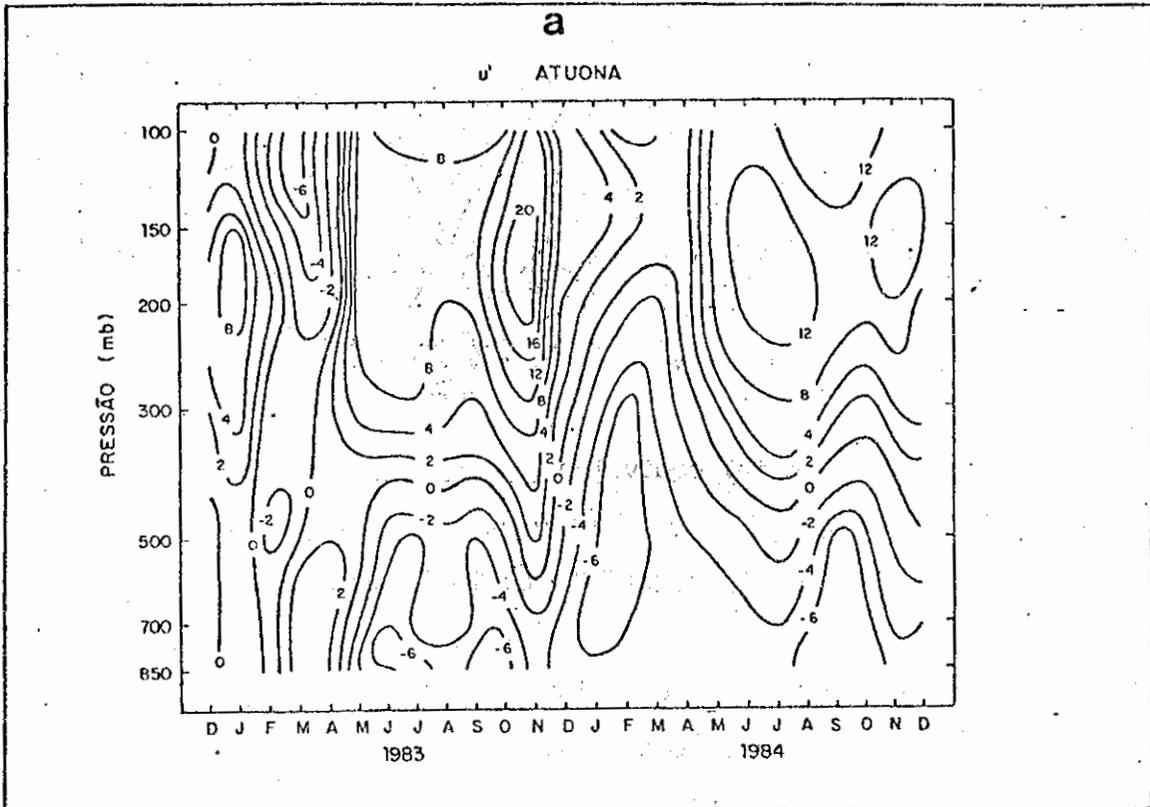


Fig. C.1a - Seção altura versus tempo do vento zonal (dados de radiossondagem) para 1983/84 em Atuona.

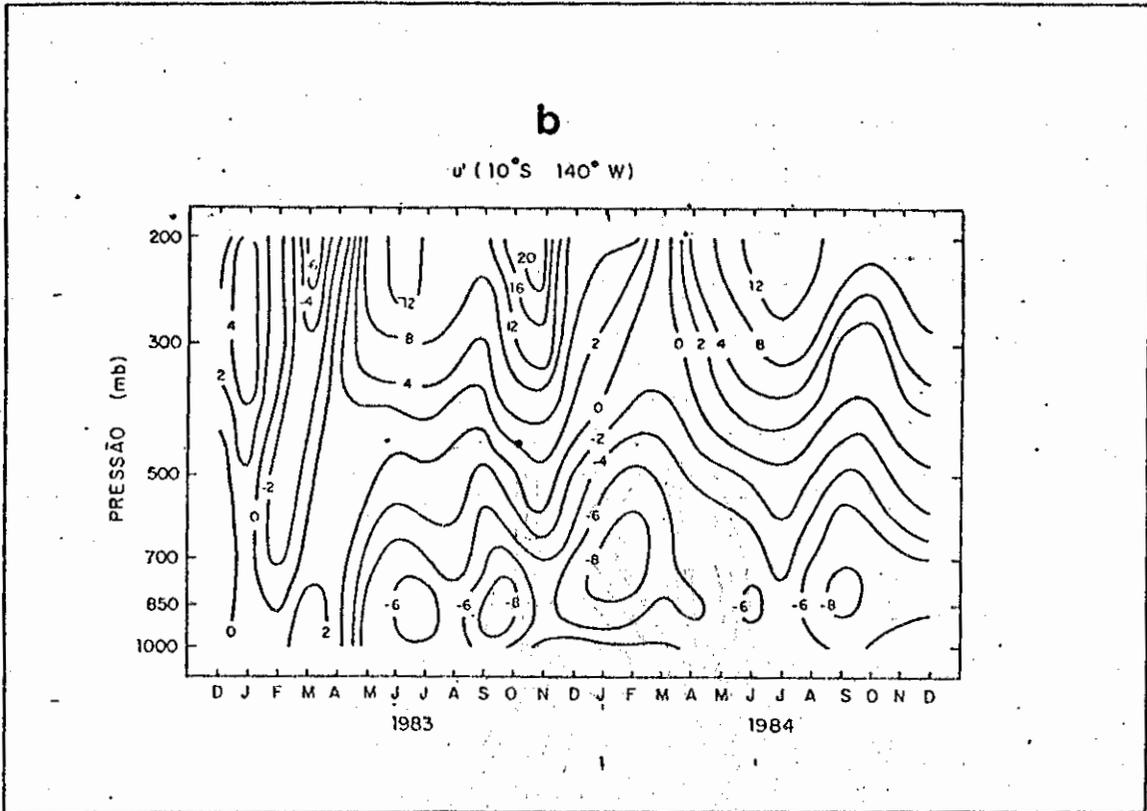


Fig. C.1b - Seção altura versus tempo do vento zonal extraído do "Final Analysis" do NMC para 1983/84 em 10°S, 140°W).

