



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 8499 – TDI / 782

**ESTUDO DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERNACIONAL
(ZCIT) E MONÇÕES COM UM MODELO MÉDIA ZONA**

Julio Pablo Reyes Fernandez

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Drs. Vadlamudi
Brahmananda Rao e Sergio Henrique Franchito, aprovada em 17 de outubro de 1996.

INPE
São José dos Campos
1996

551.513.5

REYES FERNANDEZ, J. P.

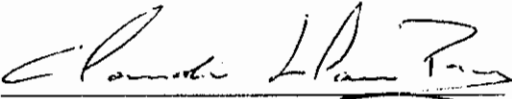
Estudos da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e monções com um modelo média zonal / J. P. Reyes Fernandez. – São José dos Campos: INPE, 1996.

110p. – (INPE-8499-TDI/782).

1.Climatologia dinâmica. 2.Modelos atmosféricos.
3.Média zonal. 4.Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).
5.Monções. I.Título.

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

Dr. Cláudio Solano Pereira



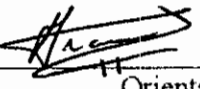
Presidente

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao




Orientador

Dr. Sérgio Henrique Franchito




Orientador

Dr. Antonio Divino Moura



Membro da Banca

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias



Membro da Banca
- Convidada -

Candidato: Julio Pablo Reyes Fernández

São José dos Campos, 17 de outubro de 1996

Aos meus pais e irmãos ...

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores Dr. Vadlamudi B. Rao e Dr. Sérgio H. Franchito, pelo empenho e apoio dispensados na orientação deste trabalho.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

Ao Coordenador Acadêmico e aos professores do Programa de Pós-graduação de Meteorologia do INPE, pelo estímulo e auxílio no desenvolvimento deste estudo.

Aos meus colegas e principalmente amigos, que me brindaram seu estímulo e amizade.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos no país.

A minha família, pelo apoio que dispensaram à realização deste objetivo.

RESUMO

Um Modelo Estatístico Dinâmico de Média Zonal (MEDMZ), usando equações primitivas, é utilizado para estudar as variações sazonais da ZCIT e simular monções. No primeiro caso foram feitos três experimentos: 1) utilizando os percentuais de terra e oceano existentes (controle); 2) considerando a área ocupada totalmente por oceano; e 3) assumindo a superfície coberta somente por continente. Em todos os experimentos foi verificada a circulação média zonal tricelular. O deslocamento sazonal da ZCIT de verão para inverno é maior sobre o continente, como esperado. Os resultados revelaram, ainda, que a ZCIT desloca-se, em média, cerca de 25° sobre o continente; sobre os oceanos esse deslocamento se reduz a 15° ; quando considerado o sistema terra-oceano como um todo o deslocamento é, também, de 15° . Sobre o oceano o deslocamento da ZCIT segue os máximos da temperatura à superfície do mar. É discutido o ciclo anual da precipitação. A simulação das monções é o resultado do aquecimento diferencial terra-oceano durante o ano. Neste experimento o Hemisfério Norte é totalmente coberto por continente e o Hemisfério Sul por oceano. As características básicas dos monções são bem simuladas (inversão do vento e regimes de precipitação) quando comparadas às observações. O comportamento climático do Holoceno é simulado, alterando parâmetros orbitais da Terra e os resultados mostram uma intensificação da circulação monçônica, concordando com as evidências paleoclimáticas. Quando a resolução do modelo é modificada, verifica-se que os resultados tendem a se aproximar da climatologia, à medida que o intervalo entre os pontos de grade diminui de 10 a 2.5° . Comparando os resultados com aqueles obtidos com um modelo mais complexo (circulação geral) e um mais simples (balanço de energia), observa-se que o MEDMZ reproduz coerentemente as simulações.

NUMERICAL SIMULATION OF THE INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE (ITCZ) AND MONSOON WITH A ZONALLY AVERAGED MODEL

ABSTRACT

A statistical-dynamical zonally symmetric model of primitive equations is used to study the seasonal migration of ITCZ and to simulate the monsoon. Three numerical experiments were performed in the case of ITCZ, with lower boundary: 1) control, 2) global ocean and 3) global continent. All experiments showed tri-cellular mean meridional circulation. The seasonal migration of ITCZ over continent is greater than in the case of aquaplanet, as expected. The ITCZ migrates 25° in mean over global continent; on global ocean a migration of the ITCZ is reduced to 15° ; as in the case of the control. Over global ocean the migration of ITCZ depends on the maximum temperature of the ocean surface. The simulation of Monsoon is due to differential heating of continent relative to the ocean. This experiment considered continent north of the equator and the ocean to the south. The characteristics of monsoon are well simulated (wind reversal and rainfall) when compared with observations. The climatic pattern of the Holocene is simulated, changing earth's orbital parameters and the results show enhancement of monsoon circulation, which agrees with paleoclimatic evidence. When the grid of the model is reduced, from 10° to $2,5^\circ$, the results agree better with the climatological observations. Comparing these results with those obtained with the complex models (GCM), and with a simple model (energy balance), it is observed that our model simulation is reasonable.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIMBOLOS	
CAPÍTULO 1 –INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 –METODOLOGIA	7
2.1 – Descrição do Modelo Dinâmico	7
2.1.1 – Condições de Contorno	8
2.1.2 – Condições Iniciais	8
2.1.3 – Integração no Tempo	9
2.2 – Parametrização da Radiação	9
2.3 – Resolução	11
2.4 – Validação	11
2.4.1 – Simulação das Características Médias Anuais	16
2.4.2 – Simulação do Ciclo Anual	16
2.5 – Experimentos	20
CAPÍTULO 3 –MIGRAÇÃO SAZONAL DA ZCIT	31
3.1 – Sistema Atmosfera-Continente-Oceano (Experimento A1)	31
3.2 – Planeta Inteiramente Oceânico (Experimento A2)	32
3.3 – Planeta Continental (Experimento A3)	38
CAPÍTULO 4 –MONÇÕES	51
4.1 – Sistema Monçônico Simples (Experimento B1)	51
4.2 – Sistema Monçônico Simples no Holoceno (Experimento B2)	57
4.3 – Sistema Atmosfera-Oceano-Continente no Holoceno (Experimento B3)	64
CAPÍTULO 5 –CONCLUSÕES E SUGESTÕES	73

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
APÊNDICE A –MODELO MÉDIA ZONAL	83
A.1 –Dinâmica do Modelo	83
A.2 –Parametrizações	84
APÊNDICE B –TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE	89

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Seção latitude-altura mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo. FONTE: Franchito (1989, p. 62).	7
2.2 Disposição das variáveis na horizontal (esquema B-Arakawa).	8
2.3 Radiação no topo da atmosfera gerada pelo modelo ($W m^{-2}$): a) variação sazonal; e b) média anual.	12
2.4 Variação latitudinal média anual com resolução de 10° (-), 5° (++) e 2.5° (___). Observações (\square) de Oort (1983) e Sellers (1965).	14
2.5 Simulação da variação sazonal média zonal da temperatura a 750 hPa. Resoluções: a) 10° ; b) 5° ; e c) $2,5^\circ$. Os intervalos correspondem a 5K.	15
2.6 Variação latitudinal média anual: a) temperatura na superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) vento zonal em 250 e 750 hPa ($m s^{-1}$). Simulação (-) e observações (+) e (\bullet) de Oort (1983).	17
2.7 Variação latitudinal média anual: a) omega em 500 hPa ($10^{-4} hPa s^{-1}$); e b) precipitação ($cm ano^{-1}$). Simulação (-) e observações (+) de Oort (1983) e Sellers (1965) respectivamente.	18
2.8 Variação latitudinal da precipitação simulada por diferentes MCGs ($mm dia^{-1}$), durante o período DJF. FONTE: Gates (1995, p. 5).	19
2.9 Variação sazonal da temperatura a 500 hPa (K) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 5K.	21
2.10 Variação sazonal da temperatura da superfície (K) média zonal: a) simulação; e b) observação (Legates e Willmott, 1990a). Os intervalos correspondem a 5 K.	22

2.11	Variação sazonal do vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 10 m s^{-1}	23
2.12	Variação sazonal do vento zonal a 750 hPa (m s^{-1}) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 4 m s^{-1}	24
2.13	Variação sazonal de omega em 500 hPa (hPa s^{-1} média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Intervalo $2 \times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$	25
2.14	Variação sazonal da precipitação média zonal (cm dia^{-1}): a) simulação; e b) observação (Legates e Willmott, 1990b). Intervalo de $0,1 \text{ cm dia}^{-1}$	26
2.15	Características globais da superfície nos experimentos: a) A1 e B3 (Controle); b) A2; c) A3; e d) B1 e B2.	29
3.1	Variação latitudinal média no experimento A1 (controle): a) precipitação (cm dia^{-1}); e b) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$. Durante DJF (-) e JJA (___).	33
3.2	Variação latitudinal média no experimento A1 (controle): a) vento meridional no nível de 750 hPa (m s^{-1}); e b) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K). Durante DJF (-) e JJA (___).	34
3.3	Variação latitudinal média anual no experimento A2 (-) e controle (-): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano^{-1}).	36
3.4	Variação latitudinal média anual no experimento A2 (-) e controle (-): a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) vento zonal a 250 e 750 hPa (m s^{-1}).	37
3.5	Variação sazonal no experimento A2: a) temperatura da superfície (K); e b) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$).	39
3.6	Variação sazonal no experimento A2 do vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}).	40

3.7	Variação latitudinal média no experimento A2: a) temperatura da superfície (K); e b) precipitação (cm dia^{-1}). Durante DJF (-) e JJA(____).	41
3.8	Variação latitudinal média de omega em 500 hPa no experimento A2 ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$), durante DJF (-) e JJA (-); e b) Variação sazonal do campo de vento em 750 hPa no experimento A2.	42
3.9	Variação latitudinal média anual no experimento A3 (-) e controle(-): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano^{-1}).	44
3.10	Variação latitudinal média anual no experimento A3(-) e controle(-): a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) vento zonal a 250 e 750 hPa (m s^{-1}).	45
3.11	Variação sazonal no experimento A3: a) temperatura ao nível da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).	46
3.12	Variação sazonal no experimento A3: a) vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}); e b) campo de vento ao nível de 750 hPa.	47
3.13	Variação latitudinal média no experimento A3: a) temperatura da superfície (K); e b) precipitação (cm dia^{-1}). Durante DJF (-) e JJA(____).	49
3.14	Variação latitudinal média no experimento A3: a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}). Durante DJF (-) e JJA (____).	50
4.1	Variação latitudinal média anual no experimento B1 (-) e controle (____): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano^{-1}).	52
4.2	Variação latitudinal média anual no experimento B1 (-) e controle (____): a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) vento zonal em 250 e 750 hPa (m s^{-1}).	54
4.3	Variação latitudinal média zonal no experimento B1: a) média anual do vento meridional a 750 hPa (m s^{-1}); e b) ciclo sazonal da temperatura da superfície (K).	55

4.4	Variação sazonal no experimento B1: a) temperatura ao nível de 500 hPa (K); e b) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}).	56
4.5	Variação sazonal no experimento B1: a) precipitação (cm dia^{-1}); e b) vento zonal a 250 hPa ($m s^{-1}$).	58
4.6	Variação sazonal no experimento B1: a) vento meridional a 750 hPa ($m s^{-1}$); e b) campo de vento a 750 hPa.	59
4.7	Variação latitudinal média no experimento B1: a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm dia^{-1}). Durante DJF (-) e JJA (___).	60
4.8	Variação latitudinal média no experimento B1: a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) vento zonal em 250 hPa ($m s^{-1}$). Durante DJF (-) e JJA (___).	61
4.9	Variação latitudinal média no experimento B1 do vento meridional em 750 hPa ($m s^{-1}$). Durante DJF (-) e JJA (___).	62
4.10	Desvios de B2 respeito a B1 da radiação solar no topo da atmosfera: a) ciclo anual; e b) média anual ($W m^{-2}$).	65
4.11	Desvios de B2 respeito a B1: a) temperatura da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).	66
4.12	Desvios de B2 respeito a B1: a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) precipitação (cm dia^{-1}).	67
4.13	Desvios de B2 respeito a B1: a) vento zonal a 250 hPa ($m s^{-1}$); e b) vento meridional a 750 hPa ($m s^{-1}$).	68
4.14	Desvios de B3 respeito a A1: a) vento zonal a 250 hPa ($m s^{-1}$); e b) vento meridional a 750 hPa ($m s^{-1}$).	70
4.15	Desvios de B3 respeito a A1: a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) precipitação (cm dia^{-1}).	71
4.16	Desvios de B3 respeito a A1: a) temperatura da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).	72

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Descrição dos experimentos	27
2.2 Mudanças nos parâmetros dos experimentos	28
4.1 Radiação solar média zonal no topo da atmosfera ($w \text{ m}^{-2}$) para o hemisfério norte	63
5.1 Resumo dos principais resultados	76
A.1 Formas funcionais da transferência de calor a superfície $\{\overline{H_s} = \sum \overline{H_s}(i)\}$ e do saldo de aquecimento na atmosfera $\{\overline{H_a} = G/P_o \sum \overline{H_a}(i)\}$	85
A.2 Valores idealizados de k e W para diferentes superfícies	87

LISTA DE SIMBOLOS

a	raio da terra (6378000 m)
a_1	R_{oc}/R
a_2	R_l/R
a_4	constante na tabela A.1
a_{44}	constante usada na tabela A.1
b	constante independente da latitude, usada na formulação de H_s (3) ($4,03 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$)
c	constante independente da latitude, usada na formulação de H_s (3) ($-95,18 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$)
C_D	coeficiente de arrasto (0,002)
C_p	calor especifico à pressão constante ($1004,6 \text{ JKg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$)
E	evaporação média zonal (cm ano^{-1})
F_λ	termo de atrito na equação A.7 (Kg s^{-4})
$F_{\lambda 1}$	valor de F_λ no nível 1 do modelo (Kg s^{-4})
$F_{\lambda 3}$	valor de F_λ no nível 2 do modelo (Kg s^{-4})
g	aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$)
H_a	taxa de aquecimento da atmosfera média zonal (W m^{-2})
H_{a1}	valor de H_a no nível 1 do modelo (W m^{-2})
H_{a3}	valor de H_a no nível 3 do modelo (W m^{-2})
H_s	transferência de calor na superfície (W m^{-2})
L	calor latente de vaporização ($2,5 \times 10^9 \text{ J m}^{-3}$)
m	número de processos físicos considerados em H_s
n	indica o passo de tempo
N	número de processos físicos considerados em H_a
P	precipitação média zonal (cm ano^{-1})
P	pressão (Kg m s^{-2})
P^*	$P_s - P_t$ (Kg m s^{-2})
P_2	500 hPa
P_o	pressão em 10^5 Pa (Kg m s^{-2})
P_R	pressão no nível de referência (Kg m s^{-2})
P_S	pressão na superfície (Kg m s^{-2})
P_t	pressão no topo do modelo (Kg m s^{-2})
q	aquecimento diabático média zonal no modelo de equações primitivas ($\text{J Kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

R	saldo de radiação à superfície média zonal sobre a terra ($W m^{-2}$)
R_a	parâmetro de rajada ($m s^{-1}$)
R_o	intensidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera ($W m^{-2}$)
T	temperatura média zonal ($^{\circ} K$)
t	tempo (s^{-1})
T_1	temperatura média zonal no nível 1 (250 hPa) do modelo ($^{\circ} K$)
T_3	temperatura média zonal no nível 3 (750 hPa) do modelo ($^{\circ} K$)
T_D	temperatura da sub-superfície média zonal ($^{\circ} K$)
T_S	temperatura da superfície média zonal ($^{\circ} K$)
u	média zonal do vento zonal u ($m s^{-1}$)
u_1	valor de u no nível de 250 hPa ($m s^{-1}$)
u_3	valor de u no nível de 750 hPa ($m s^{-1}$)
u_S	valor de u na superfície ($m s^{-1}$)
U_T	$(u_1 - u_3)/2$ ($m s^{-1}$)
σ	velocidade vertical em coordenadas sigma
ω	velocidade vertical em coordenadas de pressão

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O clima, pelas complexas interações de seus componentes - atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera - torna-se difícil de prever. Determinar as causas das mudanças climáticas e os efeitos da variação de alguns de seus elementos é um dos objetivos básicos da Climatologia.

Nas últimas décadas vem se destacando o uso de modelos físico-matemáticos para a elaboração de teorias aproximadas do Clima (Schneider e Dickinson, 1974). Dependendo das dimensões espaciais e da física contida nestes modelos, os mesmos variam em complexidade (Saltzman, 1978) tendo no entanto a mesma finalidade: a reprodução da atmosfera real. No topo desta hierarquia encontram-se os Modelos de Circulação Geral (MCG), cuja própria estrutura dificulta a determinação dos mecanismos que causam algum fenômeno particular. Entretanto, com modelos mais simples torna-se mais direto obter as relações causa-efeito dos fenômenos. Dentre os modelos simples pode-se destacar os Modelos Climáticos Média Zonal (MCMZ).

Segundo MacCracken e Ghan (1987), os MCMZ são modelos dinâmicos bi-dimensionais que simulam características da variação latitudinal e vertical do clima. Nesses modelos aproveita-se a característica zonal de muitos aspectos do clima observado. Seu domínio abrange a superfície da Terra, continental e oceânica, a troposfera e baixa estratosfera e, além disso, quantifica explicitamente os termos diabáticos. Devido ao tratamento dos termos de fluxos decorrentes dos turbilhões de grande escala via aproximações estatísticas, estes MCMZ são referidos como Modelos Climáticos Estatístico-Dinâmicos (MED).

Os MED dividem-se em dois grupos (Saltzman, 1978): a) modelos de balanço de energia, baseados nas equações de continuidade e energia termodinâmica; e b) modelos de momentum, que consideram além das anteriores a equação de movimento.

Uma das vantagens do processo de fazer a média zonalmente é poupar tempo computacional, face à redução nos graus de liberdade do modelo (MacCracken e Ghan, 1987). Esta grande eficiência pode ser crucial, por exemplo, em problemas que envolvem integrações temporais longas ou que requerem a inclusão de complexos modelos químicos interativos.

Características da região tropical podem ser estudadas através de simulações com modelos simples (MCMZ), onde podem ser testadas hipóteses formuladas sobre sua gênese e evolução. Além disso, mudando os parâmetros astronômicos da Terra, pode-se simular condições climáticas passadas.

A Zona Tropical tem um importante papel na alteração do clima, já que constitui fonte de calor latente e sensível, transferidos para as zonas extratropicais devido, principalmente, à circulação da atmosfera. A Circulação de Hadley é importante na distribuição dos regimes climáticos sobre a Terra (Rind e Rossow, 1984) e na determinação da dinâmica atmosférica neste e em outros planetas (Williams e Holloway, 1982).

Anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) nos trópicos, associadas a eventos El Niño-Oscilação Sul (ENSO), podem gerar mudanças no clima em escala global (Rasmusson e Wallace, 1983); o deslocamento anômalo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Atlântico é associado com secas no Nordeste brasileiro (Uvo, 1989; Lobo, 1982); intensas fontes de calor no Hemisfério Norte podem influenciar o clima no Norte do Brasil (Herdies, 1991); os regimes de precipitação associados às Monções afetam extensas áreas, na Ásia e na África (Fein e Stephens, 1987), provocando perdas tanto humanas como materiais.

Machado (1995) faz uma descrição dos muitos sistemas associados à área tropical. A análise observacional desses sistemas demonstra sua importância para a previsão do tempo, tanto que, a boa previsão desses sistemas melhora as previsões fora da área tropical.

Dentre os fenômenos mais característicos da Região Tropical, destacam-se aqueles associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as Monções.

A ZCIT está associada à ocorrência simultânea de uma série de processos, tais como: a zona de confluência de alísios de Sudeste (Hemisfério Sul, HS) e de Nordeste (Hemisfério Norte, HN); o cavado equatorial (zona de pressão mais baixa); a zona de máxima temperatura da superfície do mar; e a zona de máxima cobertura de nuvens convectivas; todos interagindo entre si para formá-la (Machado, 1995).

A ZCIT produz uma longa faixa de nebulosidade na Região Tropical, que não é contínua, em um instante particular (Goswami et al., 1984). Alapati e Raman (1989) apresentam algumas características da ZCIT:

- 1) a ZCIT aparenta evitar o equador;
- 2) a mudança sazonal na posição latitudinal da ZCIT é menor sobre os oceanos que sobre os continentes, em redor de 10-15 ° de latitude sobre oceanos e 20-25 ° sobre os continentes;
- 3) sobre o continente, em geral, a ZCIT aparenta seguir a marcha sazonal do Sol; e
- 4) no oceano a ZCIT ocorre sobre a faixa de maior TSM.

As médias de longo prazo da nebulosidade nos trópicos mostram que faixas da mesma são suficientemente simétricas, justificando seu estudo com modelos simétricos, tais como Modelos Climáticos Média Zonal (MCMZ).

O termo monção é geralmente usado para referir-se a qualquer regime sazonal de inversão do vento em grande escala (Washington e Parkinson, 1986; Fein e Stephens, 1987). As monções acontecem tipicamente nas regiões costeiras pelo contraste oceano-continente. O padrão observado do sistema monçônico apresenta como características: a) mudança na direção dos ventos na ordem de 180 ° entre verão e inverno e b) períodos curtos de forte precipitação durante a monção.

Entre os principais fatores externos que afetam o clima está a variação da produção de energia solar e dos parâmetros orbitais (Hartmann, 1994). Observações mostram que esta energia varia 0,1 % de ano em ano, com os ciclos de 11 e 22 anos das manchas solares. No entanto, as variações dos parâmetros orbitais são todas de ciclos longos: a excentricidade da órbita varia entre 0,001 e 0,057 em um período de 105 mil anos, e a precessão do eixo de rotação apresenta um ciclo de 21 mil anos. A obliquidade (inclinação) do eixo de rotação da terra, que varia entre 22,1 ° e 24,5 ° (atualmente 23,45 °), com um ciclo de 41 mil anos, parece estar relacionada às grandes mudanças climáticas devido às glaciações (Molion, 1995; Wallace e Hobbs, 1977).

A seguir são apresentados alguns trabalhos de modelagem referentes à ZCIT e às monções.

Goswami et al. (1984) efetuaram um estudo da dinâmica da ZCIT, com a versão simétrica do Modelo de Circulação Geral (MCG) do Goddard Laboratory of Atmospheric Sciences (GLAS). Encontraram que a faixa onde a ZCIT ocorria estava

localizada sobre a zona de máxima temperatura da superfície do mar, confirmando estudos observacionais (Saha, 1971; Estoque e Douglas, 1978).

Goswami e Shukla (1984), usando o modelo do GLAS e para longas integrações temporais, encontraram, no campo da função corrente, que a célula de Hadley tinha episódios fortes e fracos (oscilações quase-periódicas), que aconteciam pela interação entre a umidade e a dinâmica do modelo, apresentando escala de comprimento de 15-20 ° de latitude na direção norte-sul (NS), com uma propagação aparente dirigida à região de máximo aquecimento radiativo, e com períodos de tempo de 15-20 dias e de 30 e 50 dias. Estas oscilações estavam relacionadas com a atividade monçônica.

Numaguti e Hayashi (1991) efetuaram experimentos com o MCG espectral desenvolvido pela Japan Meteorological Agency (JMA) considerando a superfície terrestre totalmente coberta por oceano. Seus resultados mostraram que a ZCIT apresentava uma banda dupla, de ambos os lados do equador. Numaguti (1993), com o mesmo modelo, verificou que a evaporação e sua dependência do vento eram um fator determinante na formação da estrutura da ZCIT. Segundo o tipo de parametrização cumulus utilizada, a distribuição latitudinal da precipitação apresentava diferente conduta: com parametrização Kuo observava-se uma banda dupla da ZCIT, mas quando era usado um ajustamento convectivo, um único máximo na região equatorial era encontrado.

Kutzbach (1981), com um MCG de baixa resolução, simulou condições climáticas do Holoceno, mudando os parâmetros orbitais: usando a precessão dos equinócios e a obliquidade da eclíptica de 9000 anos atrás. Seus resultados mostraram uma intensificação da circulação monçônica, concordando com a evidência paleoclimática (Crowley, 1983). Williams e Holloway (1982) realizaram experimentos com um MCG, alterando a taxa de rotação da Terra, a obliquidade e período diurno; seus resultados sugeriam que princípios simples governavam todas as circulações planetárias conhecidas.

Alapati e Raman (1989), usando um modelo de balanço de energia, mostraram que a migração sazonal da ZCIT era fortemente dependente da distribuição meridional da temperatura à superfície. Os experimentos realizados consideraram o planeta coberto somente por oceanos ou apenas por continente. Simularam, também, um sistema monçônico simples, resultado do aquecimento diferencial entre continente e oceano. Encontraram que na presença deste e de processos hidrológicos ocorriam

oscilações quase-periódicas.

Webster e Lau (1977) desenvolveram um MED de equações primitivas, com o intuito de estudar as interações entre os diferentes componentes do sistema terra-atmosfera-oceano, com escalas temporais variando de subsazonais a interanuais. Baseados nesse modelo, Webster e Chou (1980a) realizaram experimentos para determinar os mecanismos que dirigem o fluxo monçônico, tendo verificado que somente no caso de contraste terra-oceano e ciclo hidrológico ocorriam variações temporais subsazonais. Seus resultados mostraram concordância com as características observadas.

Webster (1981) usando uma versão seca do modelo de Webster e Lau (1977), simulou a variação sazonal do regime monçônico. Webster (1983), encontrou oscilações de baixa frequência que se propagavam na direção meridional como resultado de oscilações no aquecimento total devido à precipitação e às mudanças nos fluxos de calor sensível e latente.

Kurihara (1973), com um MED, realizou experimentos de variação sazonal da circulação geral, considerando a Terra em um caso coberta somente por continente e em outro somente por oceano. No caso da Terra coberta por oceano observou-se que este tendia a moderar a mudança sazonal da temperatura a 500 hPa; no outro caso, a variação na incidência solar determinou jatos de leste no equador; no entanto, os jatos em latitudes médias foram mais fortes. Seus resultados mostraram a importância das condições de fronteira inferiores na circulação atmosférica.

Franchito e Rao (1995) simularam a temperatura da superfície do mar com um MED média zonal, considerando o balanço de energia à superfície, embora os processos dinâmicos e físicos do oceano estivessem ausentes. As características da distribuição latitudinal da média anual e o ciclo anual da TSM foram bem reproduzidos; as diferenças com relação as observações foram atribuídas à ausência dos citados processos.

Como pode ser notado, os MCMZ são de muita utilidade nesta área de estudos climáticos. O objetivo deste trabalho consiste em utilizar um MCMZ para estudar as migrações sazonais da ZCIT e também simular as características da circulação de monção, que são importantes sistemas atuantes na região tropical.

Neste estudo propõe-se:

- simular a migração sazonal da ZCIT, considerando: continente, oceano e oceano-contidente separadamente, com o objetivo de determinar os mecanismos que afetam seu deslocamento sobre diferentes superfícies e sua dependência da temperatura da superfície;
- simular um sistema monçônico simples, gerado pelo aquecimento diferencial oceano-contidente, com a finalidade de reproduzir suas características básicas;
- simular as condições climáticas de 9000 anos atrás, com a modificação da obliquidade e da excentricidade da órbita terrestre, com o intuito de determinar diferenças entre o regime climático do passado e o presente.

Em todos os casos, será utilizado o Modelo Estatístico-Dinâmico (MED) de Média Zonal desenvolvido por Franchito e Rao (1992). O modelo é aperfeiçoado com a inclusão do ciclo diurno da radiação solar, o qual é importante em fenômenos com escalas temporais inferiores a três meses. Também a resolução espacial do modelo é modificada, com o objetivo de determinar o efeito que isso provoca nos resultados.

A seguir (Capítulo 2) é feita uma descrição da metodologia e validação do modelo utilizado; no Capítulo 3 são discutidos os resultados encontrados na simulação da migração sazonal da ZCIT. No Capítulo 4 apresentam-se os resultados da simulação das monções. Finalmente o Capítulo 5 é reservado às conclusões e sugestões finais.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

2.1 Descrição do Modelo Dinâmico

O modelo utilizado no presente estudo é semelhante ao desenvolvido por Franchito e Rao (1992): um modelo estatístico-dinâmico de média zonal, global, e de equações primitivas. É formulado em um sistema de coordenadas horizontais esféricas (φ, σ, t), onde φ é a latitude, σ é a coordenada vertical, e t é o tempo. As equações governantes do modelo (Taylor, 1980) são as de movimento, da energia termodinâmica, da continuidade de massa, da relação hidrostática e a da tendência da pressão à superfície. Consideram-se dois níveis na vertical e as variáveis calculadas são as mostradas na Figura 2.1.

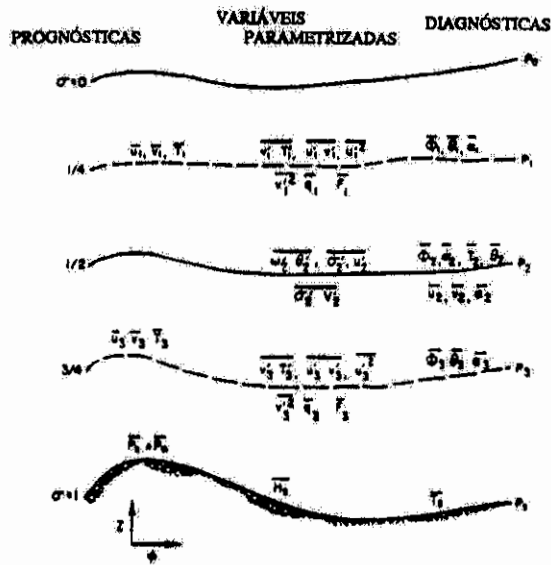


Fig. 2.1 – Seção latitude-altura mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo.

FONTES: Franchito (1989, p. 62).

No modelo original o intervalo de grade era de 10° de latitude.

As equações para p^* , \bar{T} , $\bar{\phi}$, $\bar{\sigma}_2$ são aplicadas ao centro de cada cinturão de latitude, enquanto que aquelas para cálculo de \bar{u} e \bar{v} são aplicadas aos contornos do cinturão. Na Figura 2.2 observa-se a disposição das variáveis na grade horizontal.

São parametrizados os processos físicos como o atrito e o aquecimento diabático (radiações solar e de onda longa, convecção de pequena escala, evaporação, condensação e a condução para sub-superfície). É igualmente parametrizado o efeito dos turbilhões de grande escala: fluxo horizontal de *momentum*, e horizontal e vertical de calor. A temperatura da superfície é deduzida a partir da equação do balanço de energia, que é resolvida por um esquema iterativo (Newton-Raphson).

No Apêndice A pode ser encontrada a formulação das principais equações e parametrizações do modelo de dois níveis, segundo Franchito e Rao (1992); no Apêndice B é apresentada a forma de cálculo da temperatura da superfície.

2.1.1 Condições de Contorno

Adotou-se, como condições de contorno:

$$\bar{\sigma} = 0 \quad \text{em } \sigma = 0 \text{ e } 1$$

$$\bar{u} = \bar{v} = 0 \quad \text{em } \varphi = 90^\circ \text{ (N e S)}$$

2.1.2 Condições Iniciais

Considera-se como condição inicial, uma atmosfera isotérmica (270K) e em repouso ($\bar{u} = \bar{v}=0$). Este estado inicial é forçado com valores climatológicos da radiação solar,

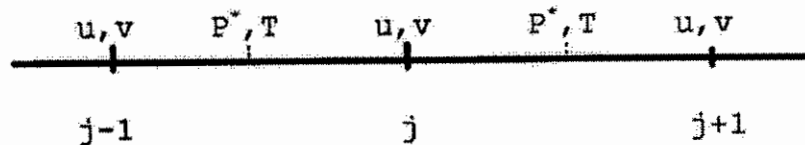


Fig. 2.2 – Disposição das variáveis na horizontal (esquema B-Arakawa).

correspondentes a 31 de dezembro, para cada cinturão de latitude, até o modelo atingir o estado estacionário.

2.1.3 Integração no Tempo

Utiliza-se, para a integração no tempo, um esquema de diferenças finitas centradas, com o intervalo de tempo de 30 minutos (modelo original). A fim de se evitar os modos computacionais, face aos longos períodos de integração utilizados, emprega-se um filtro temporal (Asselim, 1972) a cada passo de tempo. Para aumentar o passo temporal utiliza-se o esquema proposto por Brown e Campana (1978).

Os percentuais de continente, oceano, gelo, glaciais e neve, usados nos diferentes experimentos, determinam o albedo da superfície, a temperatura sub-superficial, a disponibilidade de água e capacidade condutiva da superfície, em termos médios zonais. No Apêndice A, as equações A.14 a A.17 mostram essa dependência.

2.2 Parametrização da Radiação

No presente modelo é incluída uma parametrização do ciclo diurno da radiação solar, no qual a radiação no topo da atmosfera (R_0) é calculada da seguinte forma (Wallace e Hobbs, 1977; Hartmann, 1994):

$$R_0 = S \text{ Cos } Z \gamma \quad (2.1)$$

onde $S = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ é a constante solar e Z é o ângulo zênital do Sol, ou seja

$$Z = \text{Cos}^{-1}(\text{Sen } \varphi \text{ Sen } \delta + \text{Cos } \varphi \text{ Cos } \delta \text{ Cos } \omega_h) \quad (2.2)$$

O fator de correção devido à excentricidade da órbita terrestre (γ) ao redor do Sol é igual a:

$$\gamma = (R/R_m)^{-2} = 1,000110 + 0,034221 * \text{Cos } t + 0,00128 \text{ Sen } t \\ + 0,000719 \text{ Cos } 2t + 0,000077 \text{ Sen } 2t \quad (2.3)$$

onde

R é a distancia entre a Terra e o Sol.

R_m é a distancia média entre a Terra e o Sol.

$$t = 2 \pi (N_{\text{dia}}-1)/365$$

onde N_{dia} representa o numero de ordem do dia do ano ($N_{\text{dia}} = 1, 2, 3, \dots, 364, 365$).

Este fator também pode ser calculado a partir da fórmula 2.4 (Gates et al., 1971), onde a excentricidade da órbita terrestre pode ser alterada (experimentos de variação de parâmetros orbitais).

$$\gamma = (1. + \varepsilon * \text{Cos}(2 * \pi * D_s))^{-2} \quad (2.4)$$

em que $\varepsilon = 0,0167$ representa a excentricidade orbital (condições presentes), e

$$D_s = (N_{\text{dia}} - N_{\text{afe}}/365) \quad (2.5)$$

onde $N_{\text{afe}} = 183$ corresponde à data do afélio (condições presentes).

A declinação solar é dada por:

$$\delta = 23,5 \text{ Sen } A \quad (2.6)$$

$$A = 2\pi \text{ nstep } dt / r \quad (2.7)$$

onde r é o número de segundos num ano, A e o ângulo horário (ω_h) são dados em função do passo temporal no modelo (Alapati e Raman, 1989).

Além de possuir esta parametrização do ciclo diurno, o modelo calcula sua variação diária. Quando ativada a primeira, a segunda é desligada e vice-versa. Neste caso a equação 2.2 fica:

$$Z = \text{Cos}^{-1}(H \text{ Sen } \varphi \text{ Sen } \delta + \text{Cos } \varphi \text{ Cos } \delta \text{ Sen } H) \quad (2.8)$$

onde H é o ângulo horário desde o nascimento até o por do Sol.

Estas parametrizações diferem daquela feita por Sousa (1995), devido à inclusão da excentricidade. O valor de R_0 é quantificado a cada hora, no caso do ciclo diurno. Na Figura 2.3 pode ser observada a distribuição da radiação média anual no topo da atmosfera, assim como o ciclo sazonal. A assimetria observada entre a distribuição da insolação nos Hemisférios Norte e Sul deve-se à excentricidade da órbita terrestre.

2.3 Resolução

A grade do modelo foi tornada variável: 10° , 5° e 2.5° graus de latitude. Nas variações da resolução os intervalos de tempo são reduzidos por considerações de estabilidade (segundo critério CFL).

Como experimento controle se escolheu aquele com resolução de 5° , pois a climatologia disponível, na maioria dos casos (Sellers, 1965; Oort, 1983; Peixoto e Oort, 1992), encontra-se dentro desse intervalo espacial. O intervalo de tempo usado foi de 15 minutos.

2.4 Validação

O modelo foi integrado por um período mínimo de um ano, até que entre em equilíbrio, isto é, quando não existem diferenças entre os campos gerados

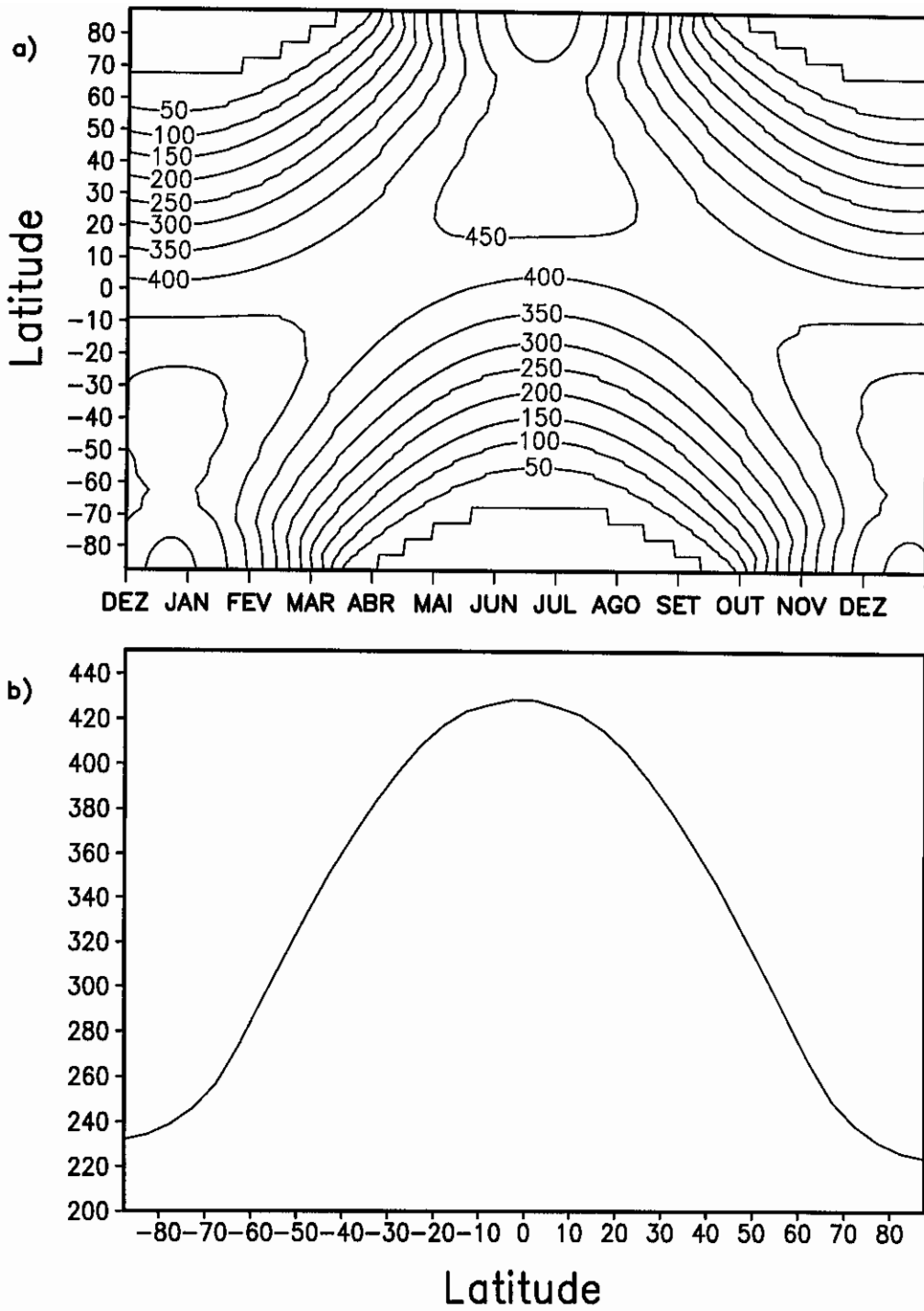


Fig. 2.3 – Radiação no topo da atmosfera gerada pelo modelo ($W m^{-2}$): a) variação sazonal; e b) média anual.

(temperatura, vento, etc.) no transcurso do tempo. A partir desse momento da integração se modificam os valores da radiação e temperatura da sub-superfície, interpolados, com o propósito de gerar os valores mensais climatológicos. Os resultados foram comparados com os dados observados (Oort, 1983), tomando-se o terceiro ano da integração para se fazer as análises.

A inclusão do ciclo diurno da radiação solar no modelo reproduz coerentemente o comportamento das diferentes variáveis climáticas com respeito as observações. Resultado semelhante foi encontrado por Souza (1995). Quando se utiliza a média diária da radiação solar o modelo também consegue reproduzir as características médias zonais, observando-se no entanto um melhor desempenho quando da inclusão do ciclo diurno da radiação solar.

Com o intuito de determinar o seu efeito nas simulações, o modelo foi rodado com as três resoluções. Os resultados obtidos, tanto das médias anuais como do ciclo anual, são comparados com as observações a fim de se estabelecer com qual das resoluções o comportamento climático é melhor representado.

Como pode ser observado nos campos apresentados (Figura 2.4), os valores (média anual) obtidos com as diferentes grades não apresentam significativas diferenças com respeito às observações (Oort, 1983). Entretanto, na simulação do ciclo anual da temperatura de 750 hPa (Figura 2.5) com as resoluções empregadas, notam-se algumas diferenças, sendo que quando o intervalo da grade é diminuído, consegue-se uma melhor representação da variação sazonal. Em altas latitudes e regiões polares de ambos os hemisférios, observa-se mais claramente o efeito do aumento da resolução do modelo; isto pode ser o resultado do emprego de uma formulação comum para todas as regiões.

Em ambos os casos (5° e 2.5°) a redução da grade traz consigo o aumento do tempo computacional. Exatamente por isso é importante determinar o tamanho de grade mais adequado ao estudo que se pretende realizar. No presente caso, é desejável utilizar uma grade de 5° , pois uma redução da resolução não seria necessária para estudar a variação sazonal da ZCIT e das monções. A partir de agora este modelo será denominado de CONTROLE.

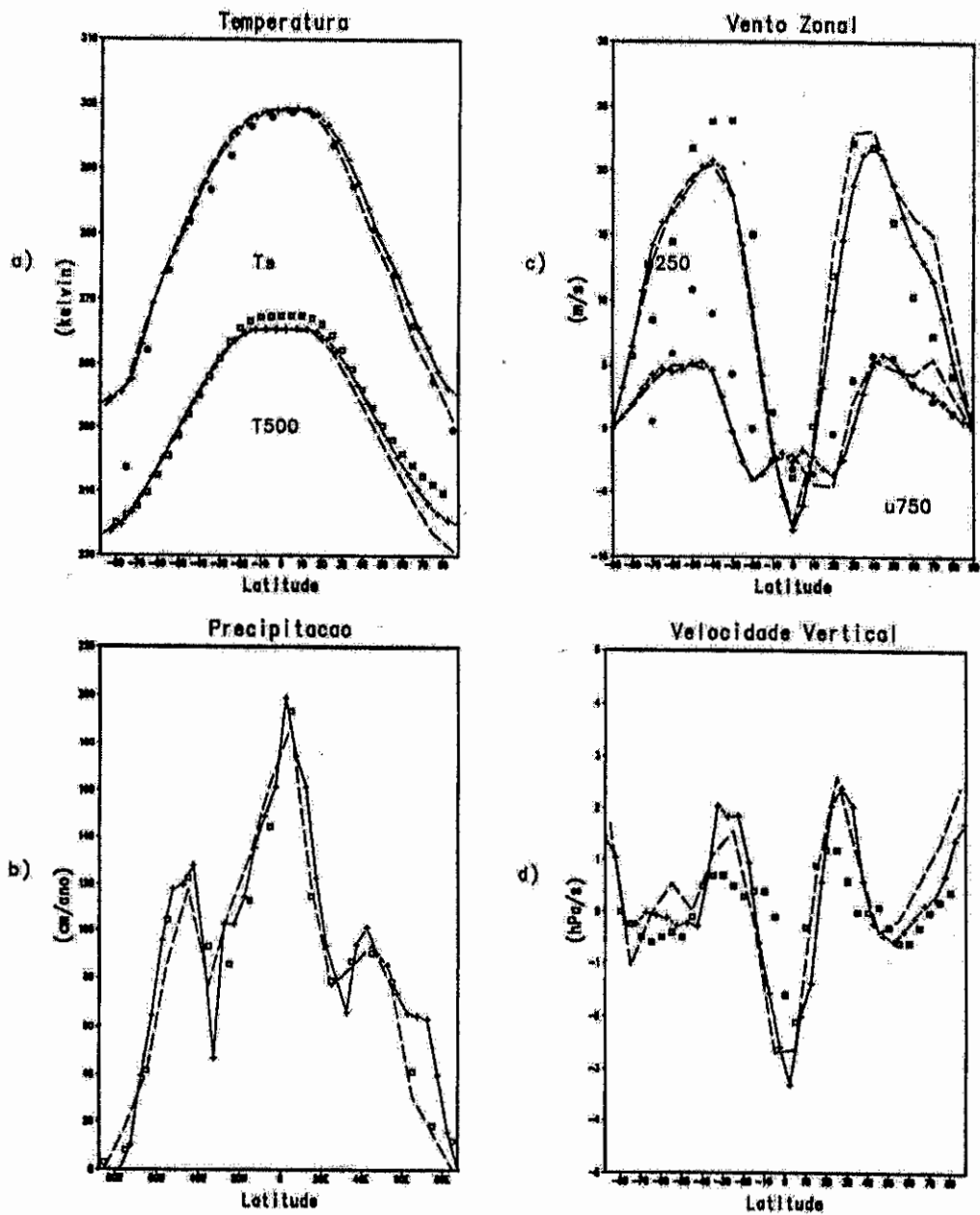


Fig. 2.4 – Variação latitudinal média anual com resolução de 10° (-), 5° (++) e 2.5° (____). Observações (\square) de Oort (1983) e Sellers (1965).

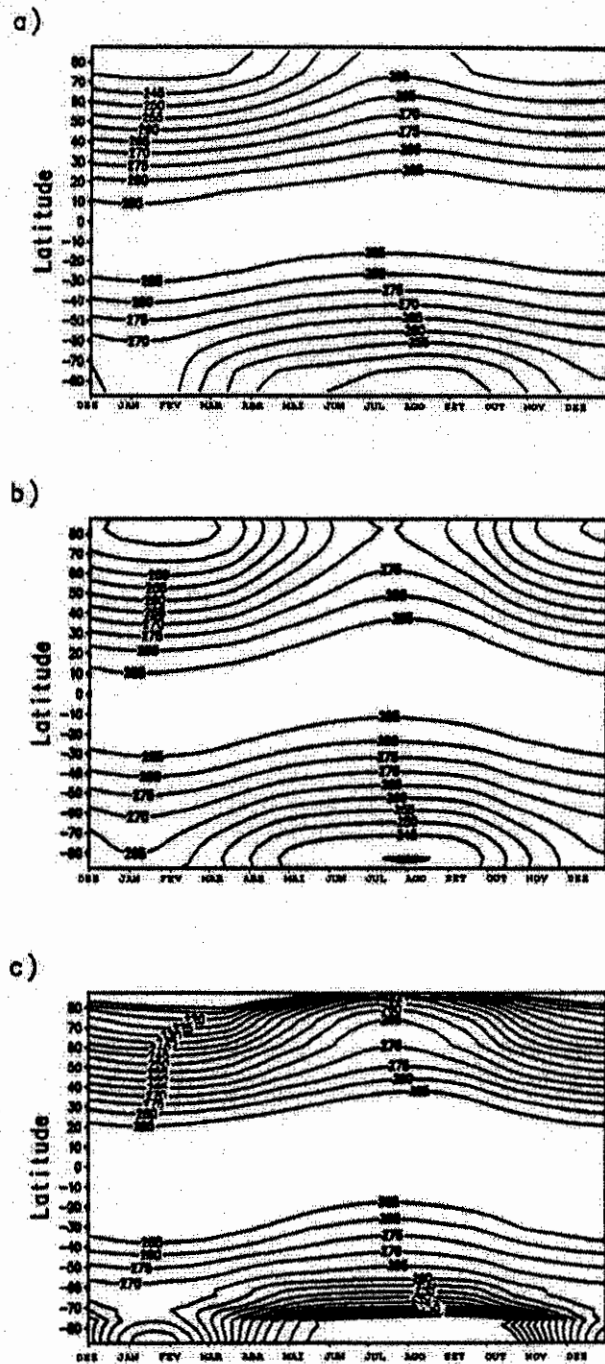


Fig. 2.5 – Simulação da variação sazonal média zonal da temperatura a 750 hPa. Resoluções: a) 10°; b) 5°; e c) 2,5°. Os intervalos correspondem a 5K.

2.4.1 Simulação das Características Médias Anuais

Nas Figuras 2.6 e 2.7 são mostrados os diferentes campos gerados pelo modelo Controle (resolução 5°), sendo comparados com a climatologia.

Os resultados mostram que os valores médios anuais das temperaturas da superfície e do nível de 500 hPa são bem simulados (Figura 2.6a). As maiores diferenças aparecem na temperatura da superfície próximo ao pólo sul.

A Figura 2.6b apresenta a média anual do vento zonal em 250 e 750 hPa. Em 250 hPa a posição dos ventos de oeste (jatos) em latitudes médias e ventos de leste na zona tropical leste são bem simulados. No entanto, a intensidade do jato é subestimada no HS. O modelo simula melhor o vento zonal em 250 hPa em relação ao de 750 hPa. Isto também foi obtido com outros modelos média zonal (Gutman et al., 1984; Ohring e Adler, 1978; Rao e Franchito, 1993).

A Figura 2.7a mostra a simulação da velocidade vertical, onde é reproduzida a circulação tri-celular, embora haja superestimções do mínimo na área equatorial e dos máximos nos subtrópicos. A precipitação simulada (Figura 2.7 b) concorda com as observações, com os máximos (equador e latitudes médias) sendo bem reproduzidos. Estes valores são bem simulados comparavelmente aos de Rao e Franchito (1993) e os procedentes de MCG (Figura 2.8).

A evaporação simulada (não apresentada) mostra um máximo no equador, sendo que o modelo não consegue reproduzir os máximos que se verificam nos subtrópicos. O tipo de parametrização utilizada é possivelmente a causa de tal comportamento. O aperfeiçoamento desta pode ser uma melhoria futura do modelo.

2.4.2 Simulação do Ciclo Anual

Nas Figuras 2.9 a 2.14 são mostradas as variações sazonais dos campos de temperatura, vento, velocidade vertical e precipitação simulados.

A Figura 2.9 mostra a simulação da temperatura ao nível de 500 hPa que, comparada à observada (Oort, 1983), revela uma boa concordância na posição dos máximos. Na Figura 2.10 a temperatura da superfície simulada é comparada com observações da temperatura do ar à superfície (Legates e Willmott, 1990a). O modelo consegue simular a posição e intensidade dos máximos, com respeito as observações.

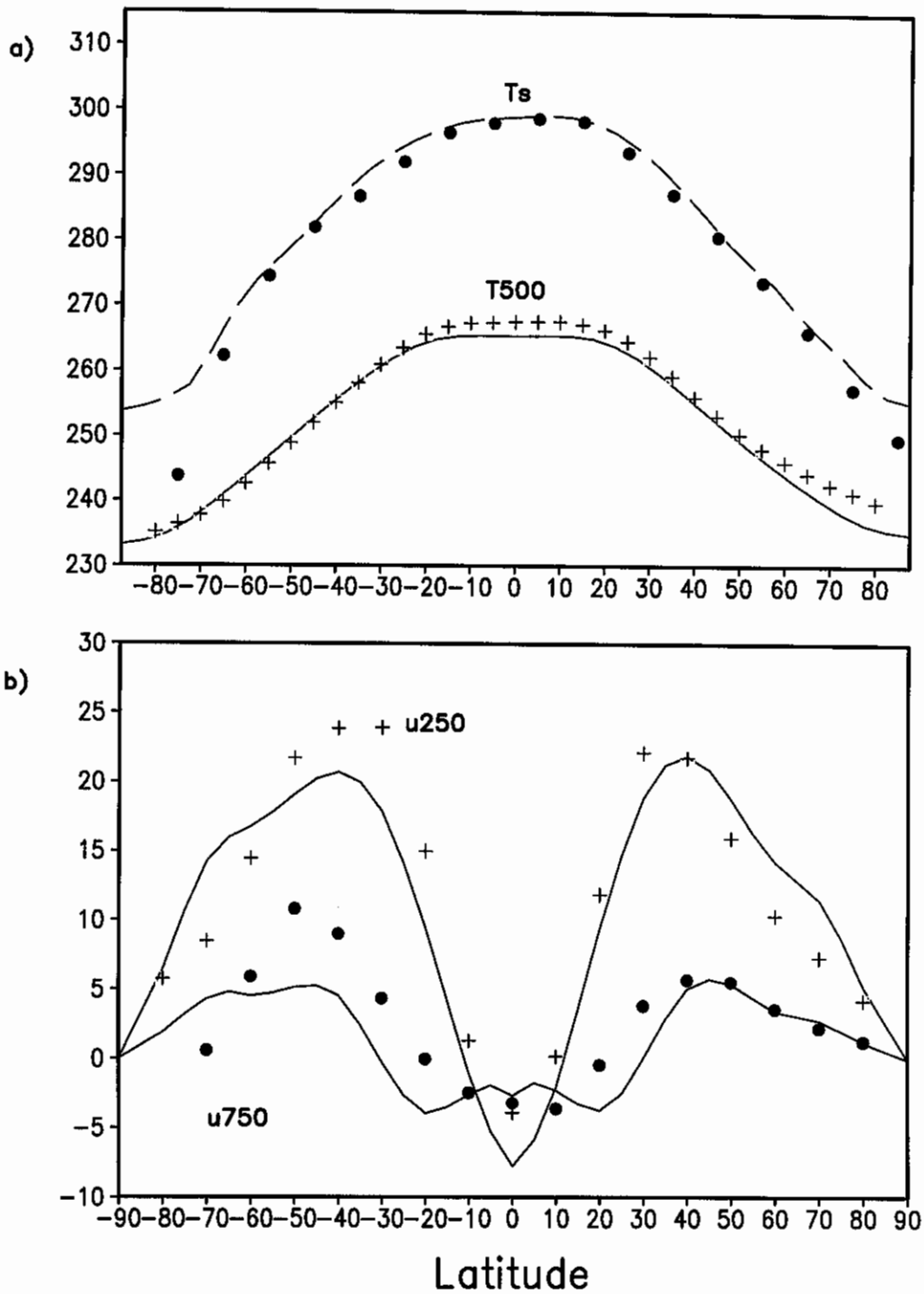


Fig. 2.6 – Variação latitudinal média anual: a) temperatura na superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) vento zonal em 250 e 750 hPa ($m s^{-1}$). Simulação (-) e observações (+) e (•) de Oort (1983).

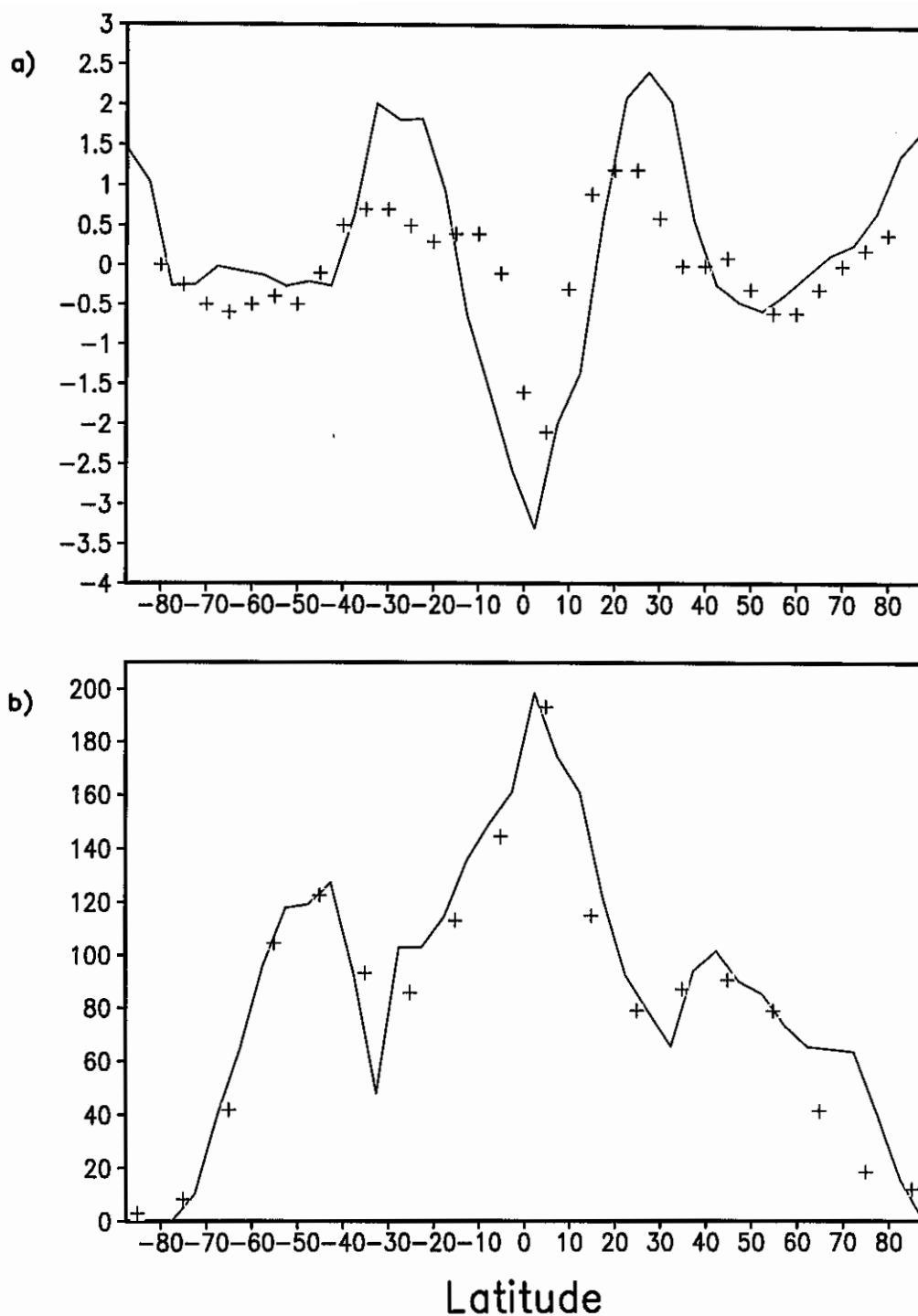


Fig. 2.7 – Variação latitudinal média anual: a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) precipitação (cm ano^{-1}). Simulação (-) e observações (+) de Oort (1983) e Sellers (1965) respectivamente.

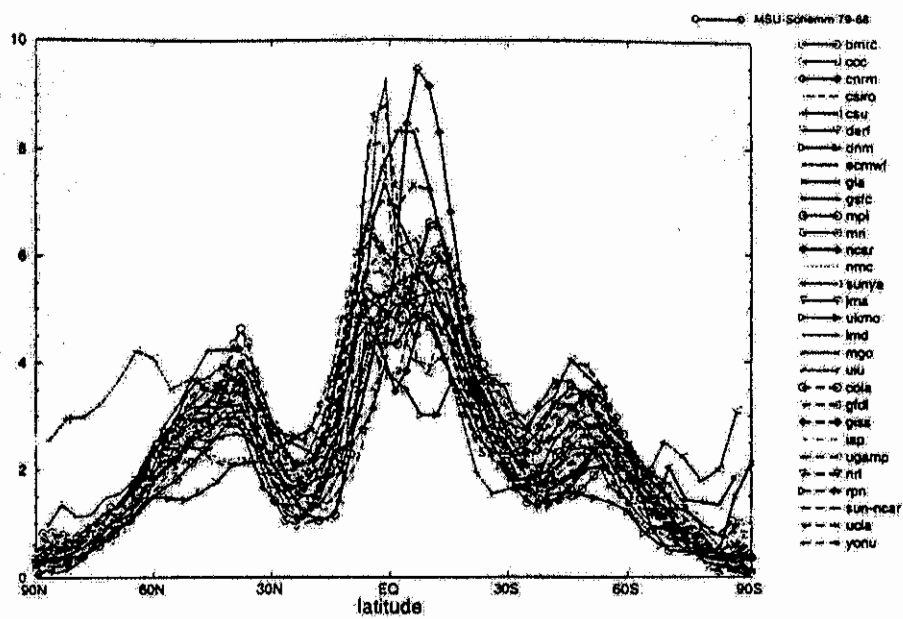


Fig. 2.8 – Variação latitudinal da precipitação simulada por diferentes MCGs (mm dia^{-1}), durante o período DJF.
 FONTE: Gates (1995, p. 5).

Nas Figuras 2.11 e 2.12 são apresentados os campos de vento zonal em 250 e 750 hPa, respectivamente. Como se pode notar, o modelo reproduz os jatos de oeste no hemisfério de inverno, e os ventos de leste em latitudes equatoriais (250 hPa). Em 750 hPa ocorrem as maiores diferenças, com o modelo simulando ventos de oeste em latitudes baixas, os quais não aparecem nas observações; no Hemisfério Sul, por outro lado, os ventos de oeste são mais fracos em relação aos observados.

O comportamento sazonal da velocidade vertical (ω) é exibido na Figura 2.13. Simula-se bem a variação sazonal da ZCIT, que segue o deslocamento do Sol; são reproduzidas as áreas subtropicais, com forte movimento subsidente; e mostra-se o enfraquecimento da célula de Hadley no hemisfério de verão.

Na Figura 2.14 é apresentada a variação sazonal da precipitação, simulada e observada (Legates e Willmott, 1990b). O comportamento sazonal é muito bem reproduzido, com áreas de pouca precipitação (subtrópicos) e a área tropical apresentando um máximo em julho, tal como nas observações. Nas latitudes médias de ambos os hemisférios é simulada coerentemente a precipitação associada à grande atividade baroclínica existente nessas áreas, durante o inverno do hemisfério.

Em síntese, verifica-se uma boa concordância entre os campos simulados e observados, tanto na média anual como no ciclo anual. A capacidade do modelo de reproduzir características da circulação atmosférica permite que possa ser utilizado em experimentos de sensibilidade climática (Schneider e Dickinson, 1974).

2.5 Experimentos

Uma vez que as características médias zonais são relativamente bem simuladas pelo modelo, este é usado para simular a migração sazonal da ZCIT e um sistema monçônico simples.

No primeiro caso são idealizados três experimentos, denominados de agora em diante: A1, A2 e A3. No experimento A1 as características globais da superfície terrestre são mantidas (experimento de controle); nos experimentos A2 e A3 estas características são alteradas: em A2 a superfície é considerada coberta somente por oceano; e em A3 a superfície é assumida ser coberta por continente. A máxima velocidade vertical ascendente (ω) é utilizada para definir a posição da ZCIT, e a diferença latitudinal entre a estação de inverno (definido como o período de três meses desde o solstício de inverno até o equinócio de primavera) e a de verão (do solstício de verão

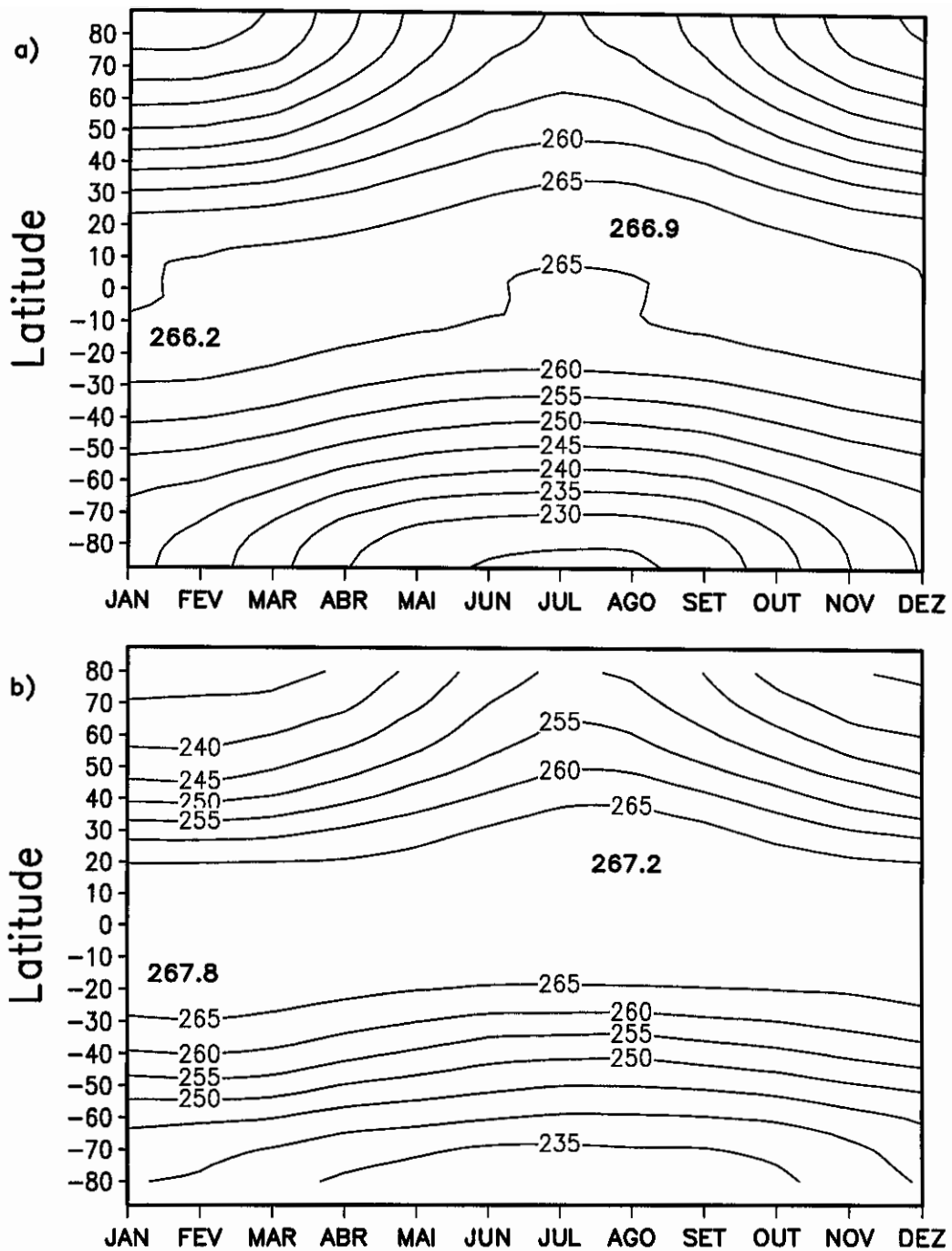


Fig. 2.9 - Variação sazonal da temperatura a 500 hPa (K) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 5K.

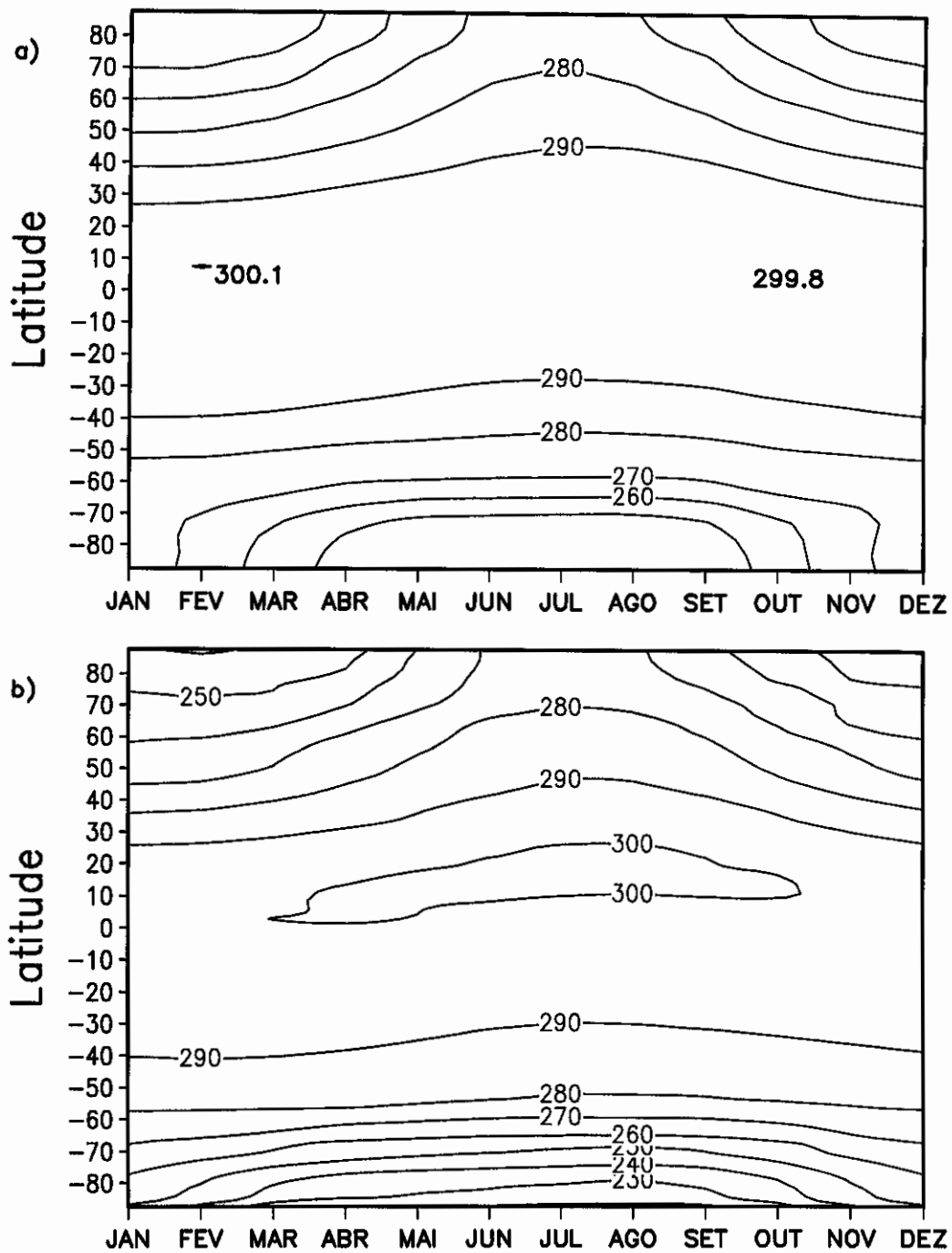


Fig. 2.10 – Variação sazonal da temperatura da superfície (K) média zonal: a) simulação; e b) observação (Legates e Willmott, 1990a). Os intervalos correspondem a 5 K.

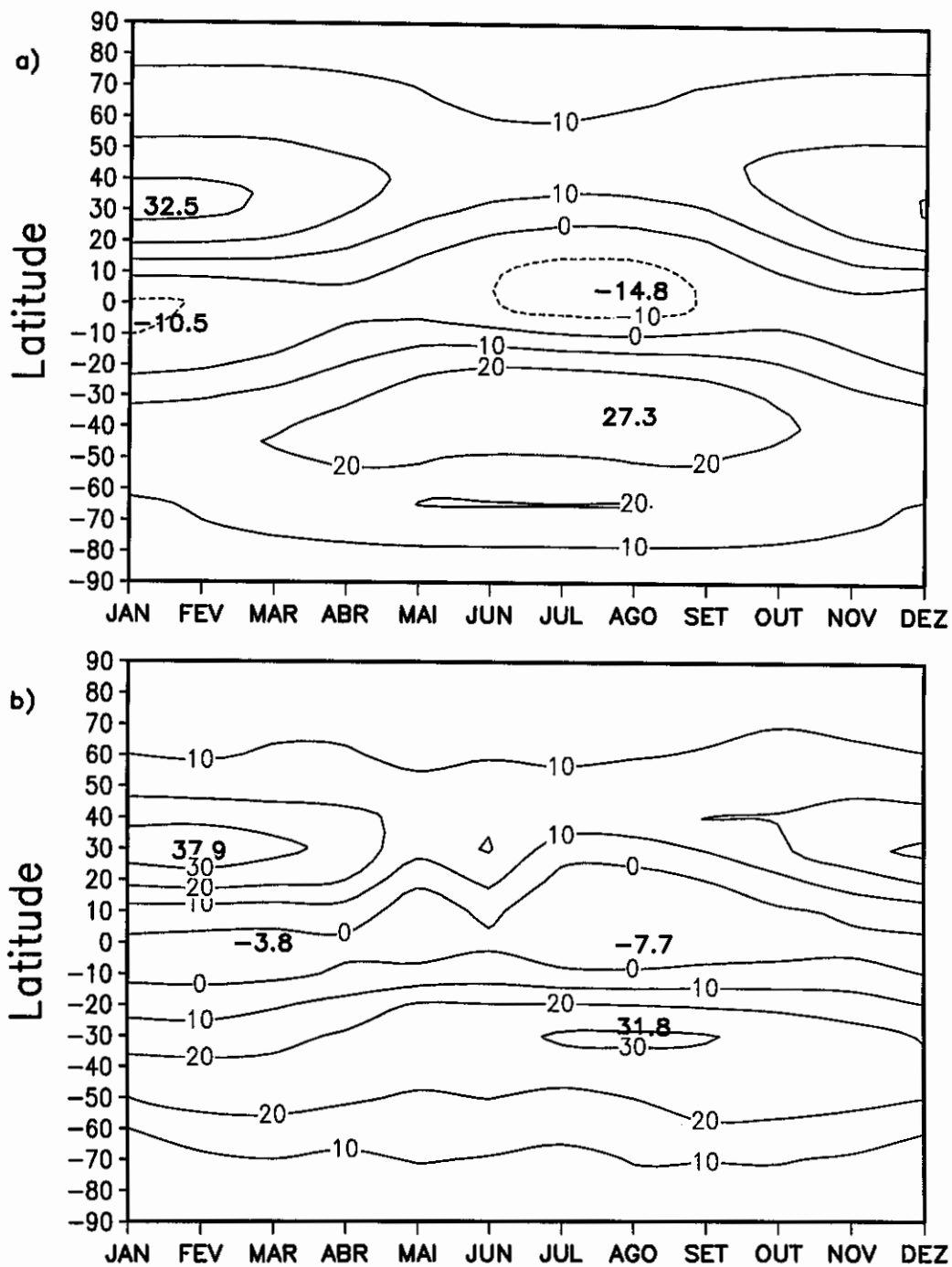


Fig. 2.11 – Variação sazonal do vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 10 m s^{-1} .

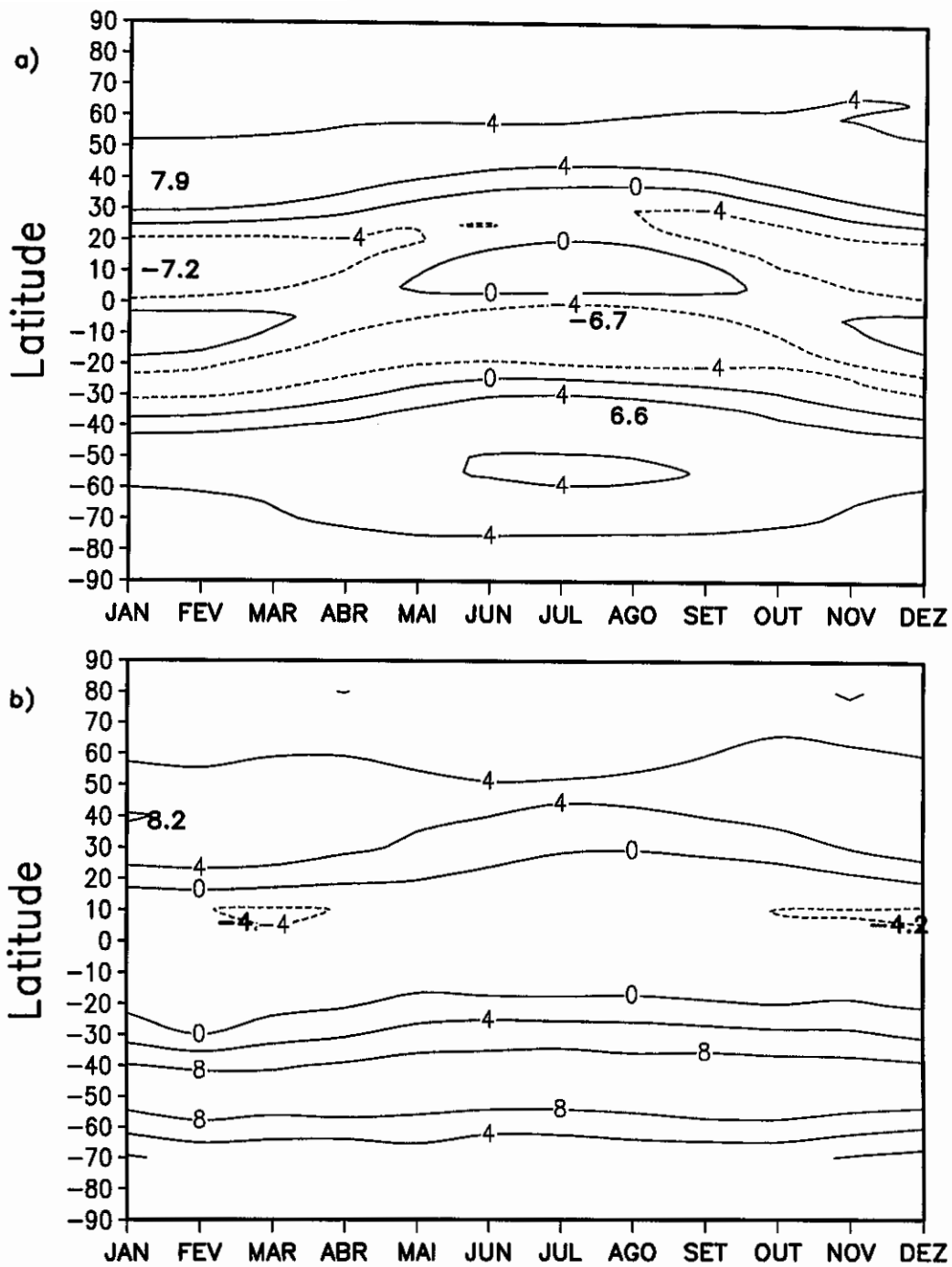


Fig. 2.12 - Variação sazonal do vento zonal a 750 hPa (m s^{-1}) média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Os intervalos correspondem a 4 m s^{-1} .

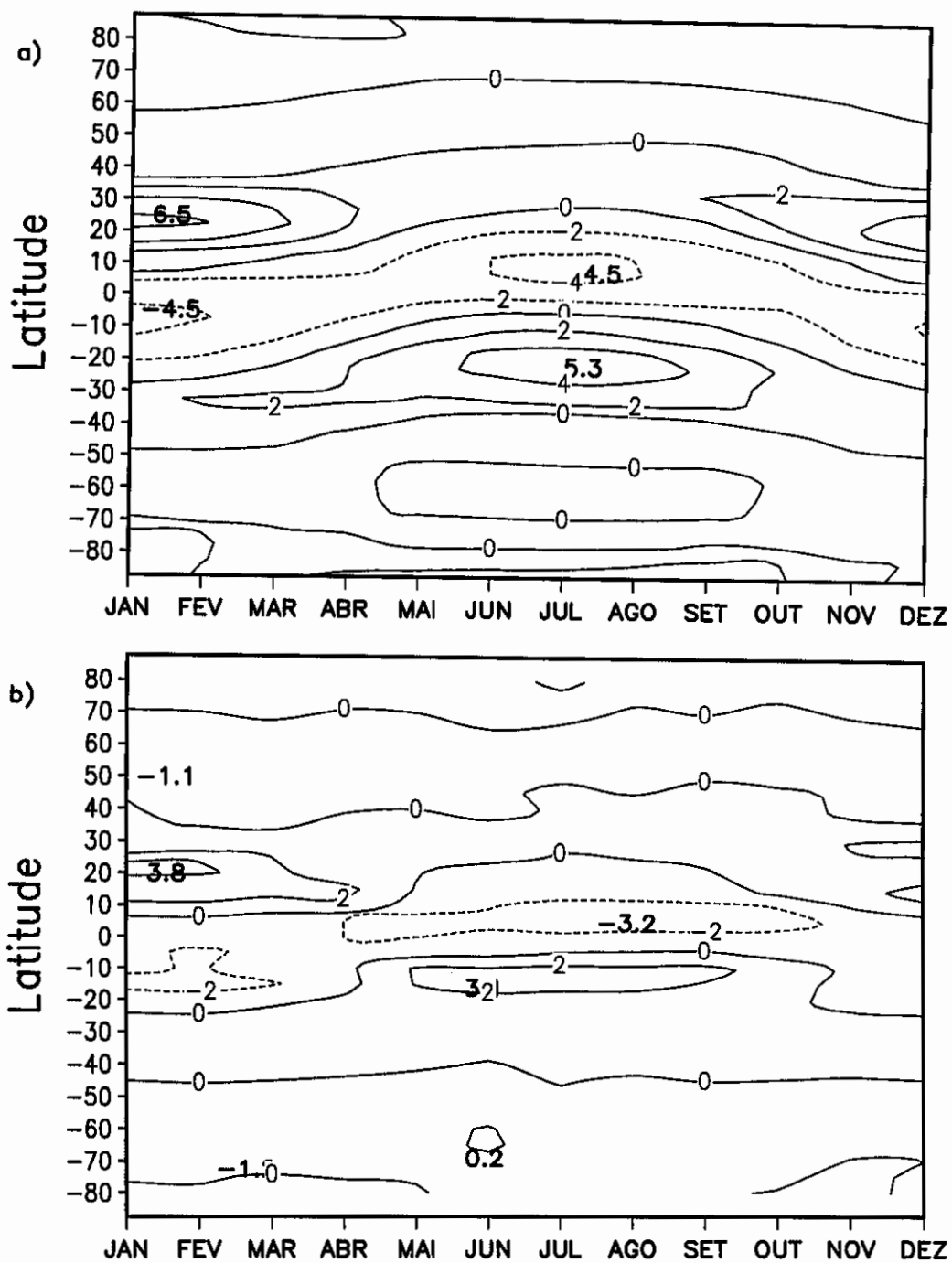


Fig. 2.13 – Variação sazonal de omega em 500 hPa (hPa s^{-1} média zonal: a) simulação; e b) observação (Oort, 1983). Intervalo $2 \times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$.

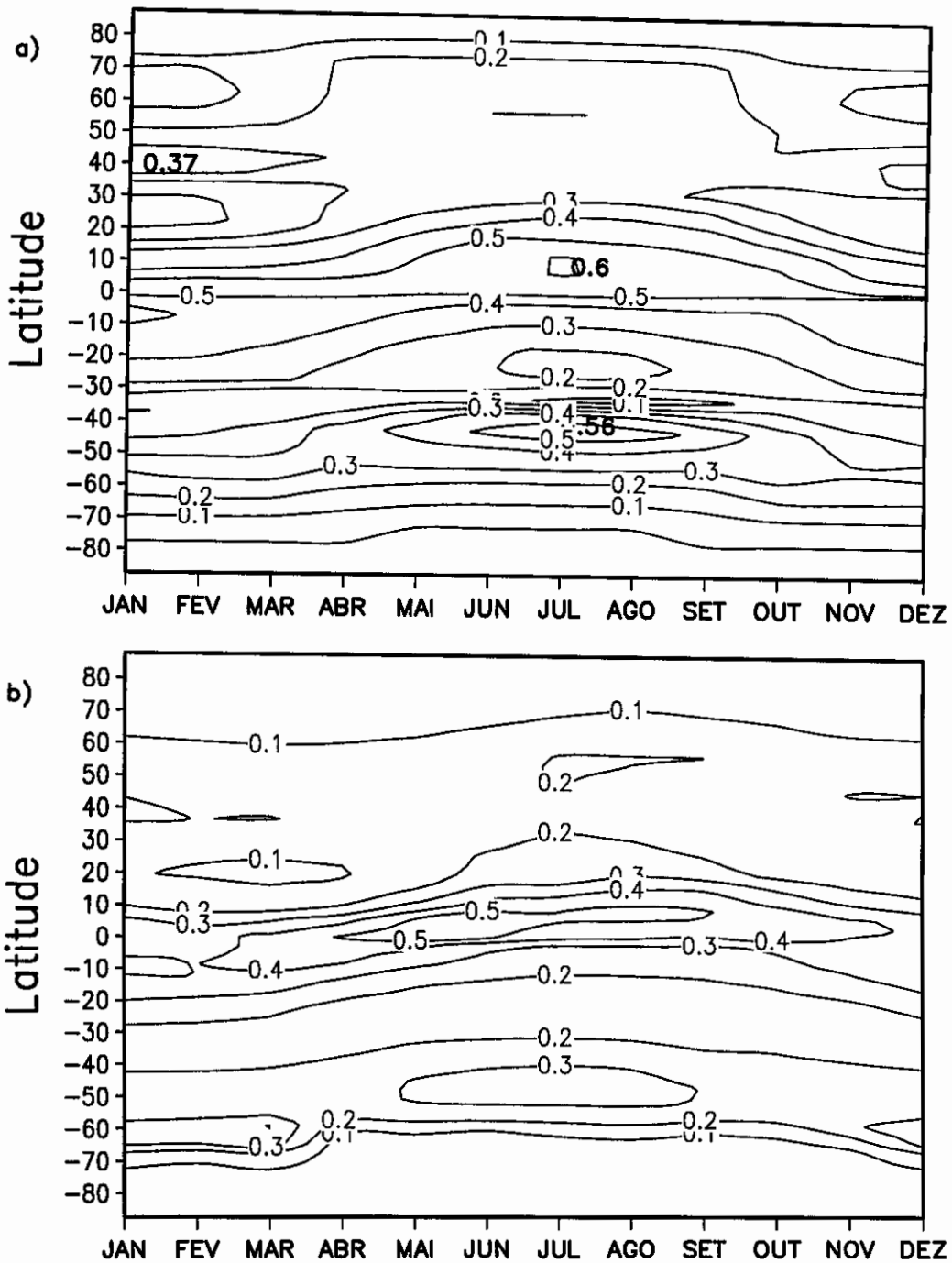


Fig. 2.14 – Variação sazonal da precipitação média zonal (cm dia^{-1}): a) simulação; e b) observação (Legates e Willmott, 1990b). Intervalo de $0,1 \text{ cm dia}^{-1}$.

até o equinócio de outono) é usada para determinar a migração sazonal da ZCIT.

Outros três experimentos são efetuados no segundo caso, denominados: B1, B2 e B3. Nestes além da modificação da superfície (nos experimentos B1 e B2), os parâmetros orbitais - obliquidade, precessão e excentricidade da órbita terrestre - são alterados (experimentos B2 e B3). Os valores destes são os mesmos da Terra há 9000 anos atrás (Holoceno). Os campos de vento e a precipitação são as principais variáveis analisadas. Em todos os experimentos considera-se gelo perto dos pólos (75° a 90° N e S) e o modelo inclui ciclo diurno da radiação solar.

A Tabela 2.1 apresenta uma descrição dos experimentos que foram efetuados. A Tabela 2.2 mostra as mudanças nos parâmetros dos experimentos.

TABELA 2.1 – DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS

Experimentos	Características	Objetivos
A1 (controle)	frações reais das áreas cobertas por oceano, continente, gelo e neve.	variação sazonal da ZCIT, monções
A2	planeta coberto só por oceano	variação sazonal da ZCIT
A3	planeta coberto só por continente	variação sazonal da ZCIT
B1	oceano no Hemisfério Sul e continente no Hemisfério Norte	monções
B2	igual ao exp. B1, variação dos parâmetros orbitais: obliquidade, excentricidade e precessão	monções (Holoceno)
B3	igual ao exp. A1, com variação de parâmetros orbitais	monções (Holoceno)

TABELA 2.2 – MUDANÇAS NOS PARÂMETROS DOS EXPERIMENTOS

EXP.	A1	A2	A3	B1	B2	B3
C_D	0.002	0.001	0.003	0.001 no HS e 0.003 no HN.	igual a B1	igual a A1
Θ	23.45	23.45	23.45	23.45	24.23	24.23
ε	0.0167	0.0167	0.0167	0.0167	0.0193	0.0193
p	3 jan.	3 jan.	3 jan.	3 jan.	30 jul.	30 jul.

C_D coeficiente de arrasto

Θ obliquidade

ε excentricidade

p data na qual acontece o periélio

Na Figura 2.15 representa-se os tipos de fronteira inferior utilizados nos experimentos descritos anteriormente. A Figura 2.15a mostra a superfície com percentuais reais (Controle) utilizado no A1 e B3; a Figura 2.15b no A2, a Figura 2.15c no A3 e a Figura 2.15d utilizada nos B1 e B2.

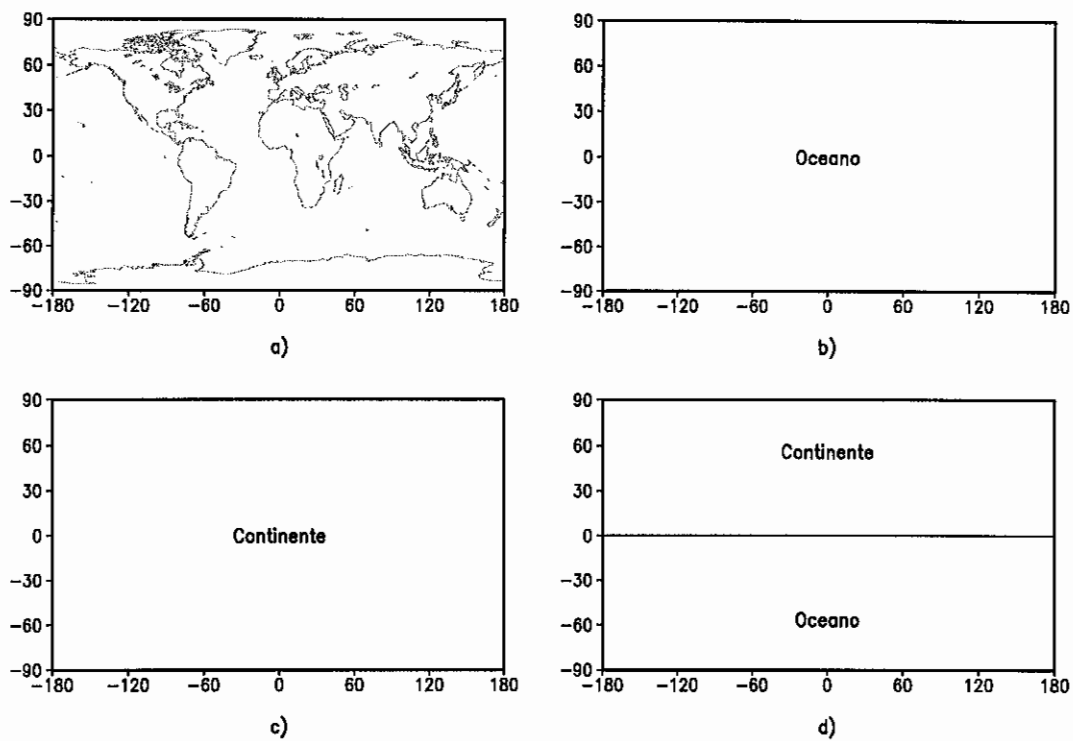


Fig. 2.15 – Características globais da superfície nos experimentos: a) A1 e B3 (Controle); b) A2; c) A3; e d) B1 e B2.

CAPÍTULO 3

MIGRAÇÃO SAZONAL DA ZCIT

O propósito deste Capítulo é apresentar os resultados dos experimentos delineados no Capítulo 2, referidos à migração sazonal da ZCIT sobre diferentes superfícies. Em primeiro lugar são mostrados os resultados concernentes ao experimento A1 (Controle); depois, são discutidas as características da circulação sobre as superfícies hipotéticas: planeta puramente aquático (A2) e planeta puramente continental (A3).

3.1 Sistema Atmosfera-Continente-Oceano (Experimento A1)

Neste experimento (controle) são considerados os percentuais reais de oceano, continente, gelo e neve existentes nos diferentes cinturões latitudinais. Com eles se estabelecem os valores média zonal das variáveis climáticas do sistema atmosfera-continente-oceano. Foram utilizados os resultados obtidos neste experimento como parâmetros de comparação com respeito aos demais (experimento A2 e A3), onde há mudanças nas características da superfície.

Na Figura 3.1a observa-se que o máximo de precipitação na Região Tropical, no período junho-julho-agosto (JJA), é maior que no de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF). Nas latitudes médias apresenta-se um máximo secundário durante o verão austral, ligeiramente inferior ao da faixa tropical. Este máximo no HS (maior que o observado no HN) é devido ao fato desse Hemisfério possuir maior porcentagem de oceano, porém maior disponibilidade de umidade.

Nos sub-trópicos, os mínimos de precipitação apresentam diferente comportamento entre os períodos de DJF e JJA. No HS os mínimos de precipitação (de verão e inverno), têm praticamente o mesmo valor, apenas se deslocam cerca de 5° para o norte, do verão ao inverno. No HN há acentuada diferença dos valores de precipitação e o deslocamento é de cerca de 10°. Nos sub-trópicos a subsidência (Figura 3.1b) é menor durante o verão boreal, justificando, por conseguinte, a maior precipitação observada. Esta distribuição da precipitação média sazonal simulada pode ser relacionada com os movimentos médios ascendentes e descendentes do ar perto da superfície como observado por Riehl (1977).

A Figura 3.2a mostra o comportamento do vento médio meridional simulado no nível de 750 hPa para os períodos de DJF e JJA. Notam-se que os máximos (mínimos) de

convergência (divergência) coincidem aproximadamente com os máximos (mínimos) de precipitação (Figura 3.1a). Na região tropical o vento meridional durante o período de JJA (do Sul) é mais forte que durante DJF (do Norte). Isto pode ser o resultado da maior atividade monçônica durante o verão boreal no HN.

Durante o período de DJF (JJA) a temperatura da superfície apresentou um máximo ligeiramente ao sul (norte) do ponto de grade correspondente ao máximo da velocidade vertical (Figura 3.2b). O máximo de temperatura observado em JJA é ligeiramente superior ao de DJF. Isto decorre do fato de o HN possuir maior porcentagem de continente, o que provoca maior aumento da temperatura média; no HS, a maior porcentagem de oceano atua como regulador do ciclo sazonal, advindo daí uma menor temperatura. O comportamento observado na temperatura da superfície também atinge o nível de 500 hPa.

Encontrou-se que a máxima variação sazonal da ZCIT definida pela diferença das posições médias de inverno e verão da velocidade vertical (ω) máxima (ascendente) é de 15° (Figuras 3.1a, b). No verão boreal a ZCIT localizou-se em $7,5^\circ$ N; no inverno, entretanto, permaneceu em $7,5^\circ$ S. Nota-se que o valor de ω durante JJA ($7,5^\circ$ N) é ligeiramente superior ao valor obtido em $12,5^\circ$ N, possivelmente devido à maior presença de massa continental no HN. Pode-se, com isto, supor-se um maior deslocamento sazonal da ZCIT num planeta puramente continental.

As discrepâncias encontradas entre o comportamento das variáveis climáticas mencionadas é atribuído à diferente distribuição de oceanos e continentes em ambos os Hemisférios. Com a finalidade de determinar os mecanismos físicos que estão envolvidos foram efetuados experimentos (A2 e A3) onde essas diferenças não existem, os resultados dos quais são descritos adiante.

3.2 Planeta Inteiramente Oceânico (Experimento A2)

Com o intuito de examinar o papel dos oceanos no clima global, efetuou-se um experimento considerando a superfície da Terra inteiramente coberta pelo oceano. Nele procurou-se investigar, basicamente, se a migração sazonal da ZCIT oceânica dependia da distribuição meridional da temperatura da superfície do mar (TSM).

Neste experimento a temperatura da superfície do oceano foi calculada levando-se em conta apenas o balanço de energia, uma vez que o modelo atmosférico não está

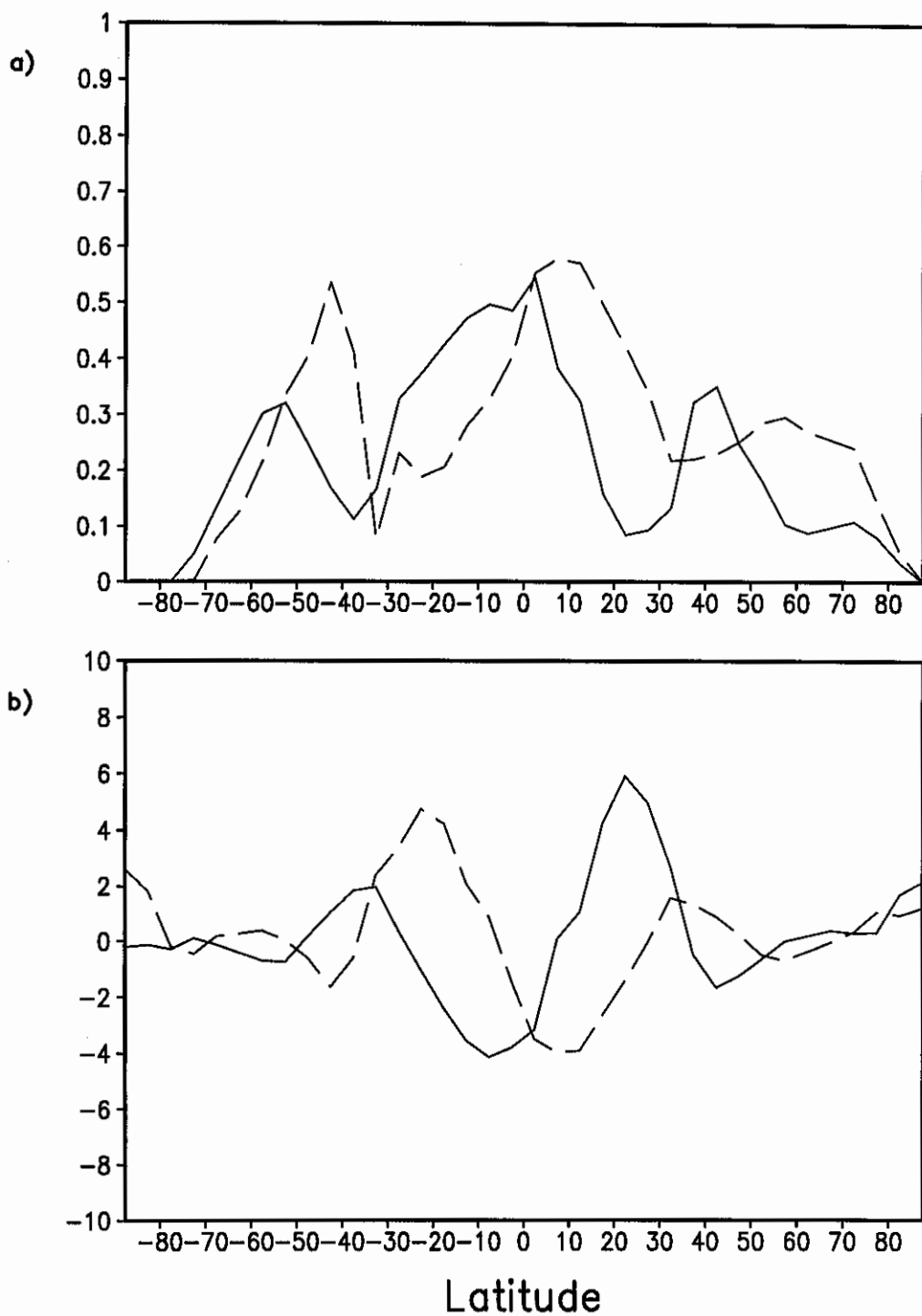


Fig. 3.1 - Variação latitudinal média no experimento A1 (controle): a) precipitação (cm dia^{-1}); e b) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$). Durante DJF (-) e JJA (___).

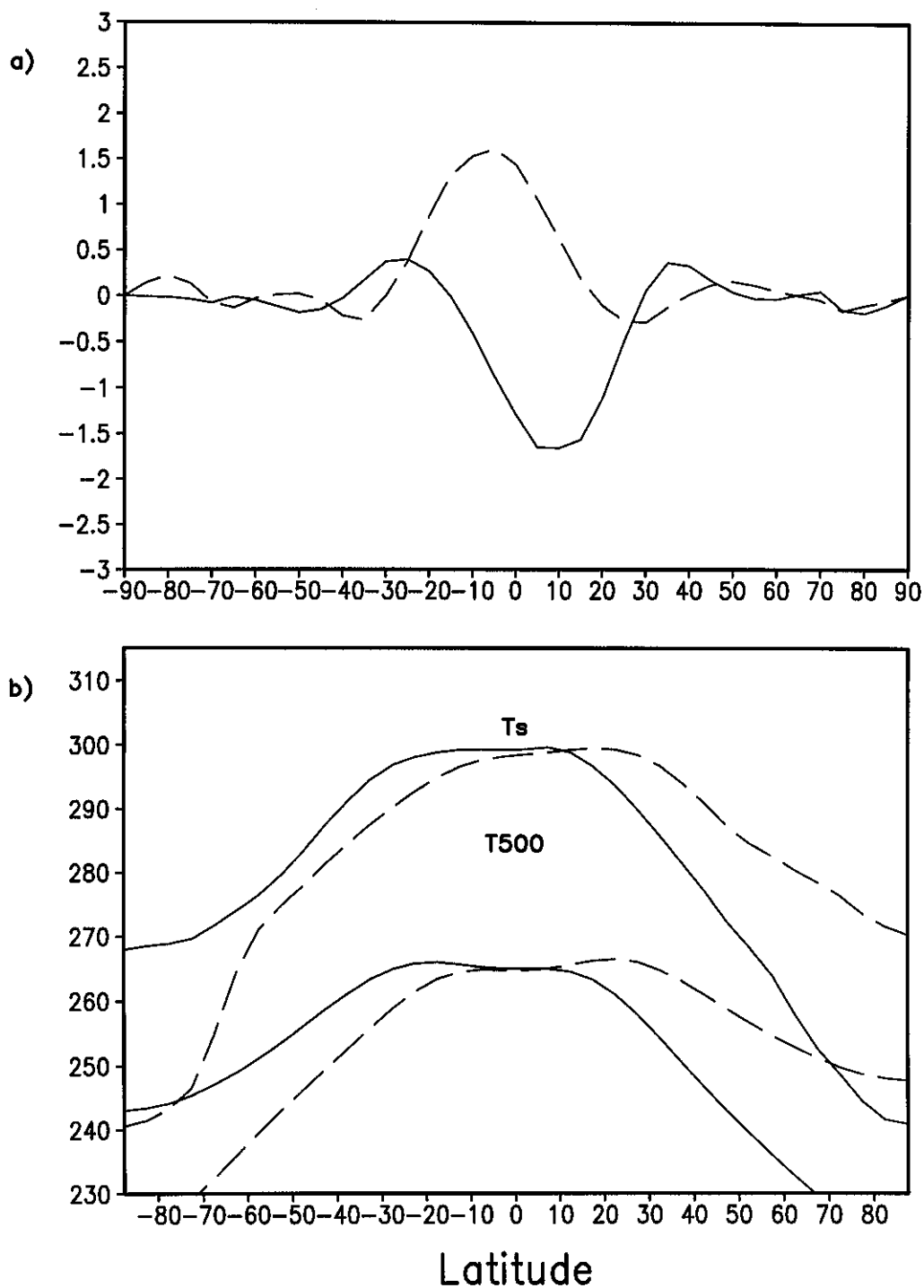


Fig. 3.2 – Variação latitudinal média no experimento A1 (controle): a) vento meridional no nível de 750 hPa (m s^{-1}); e b) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K). Durante DJF (-) e JJA (___).

acoplado a um modelo oceânico. Os modelos de Webster (1983) e Alapati e Raman (1989), consideram um oceano interativo com a atmosfera.

As Figuras 3.3 e 3.4 mostram as simulações das médias anuais da temperatura da superfície oceânica, da temperatura ao nível de 500 hPa, da precipitação, da velocidade vertical (ω) e do vento zonal.

Observa-se (Figura 3.3a), em relação ao experimento de controle, que a TSM é maior no HN, principalmente em latitudes médias. A temperatura do ar à superfície isobárica de 500 hPa exibe maior incremento no pólo, também no HN.

A precipitação (Figura 3.3b) mostra, nas latitudes médias de ambos os Hemisférios, máximos secundários praticamente com o mesmo valor e um só máximo absoluto localizado em $2,5^\circ$ N, cujo valor é inferior ao controle.

Nos subtrópicos, a precipitação média zonal, média anual, neste experimento superou a do controle, devido à menor subsidência (decorrente da substituição do continente por oceano) verificada nessas áreas.

A circulação meridional tri-celular (Figura 3.4a) é praticamente semelhante àquela obtida no experimento de controle, apresentando nos subtrópicos subsidência de menor (maior) intensidade no HN (HS). O vento zonal (Figura 3.4b) ao nível de 750 hPa, entretanto, apresenta um incremento na componente de oeste, nas latitudes médias, em ambos os Hemisférios (intensificação dos ventos predominantes de oeste); os ventos de leste, em média, também são mais intensos. Em altos níveis (250 hPa), o jato em latitudes médias, é mais forte (fraco) no HS (HN) com respeito ao controle.

A variação sazonal da temperatura da superfície do mar (Figura 3.5a) mostra que os máximos são alcançados dois meses depois de começar o verão do Hemisfério considerado, retardamento esse requerido ao aquecimento da grande massa de água antes que o máximo da TSM aconteça. Os maiores valores da temperatura média zonal da superfície ocorrem na Região Tropical (10° S e N).

O ciclo sazonal da velocidade vertical (ω) é exibido na Figura 3.5b. Verifica-se que, na faixa subtropical do HN, há menor subsidência com respeito ao experimento de controle.

A variação sazonal do vento zonal a 250 hPa (Figura 3.6) mostra menor (maior)

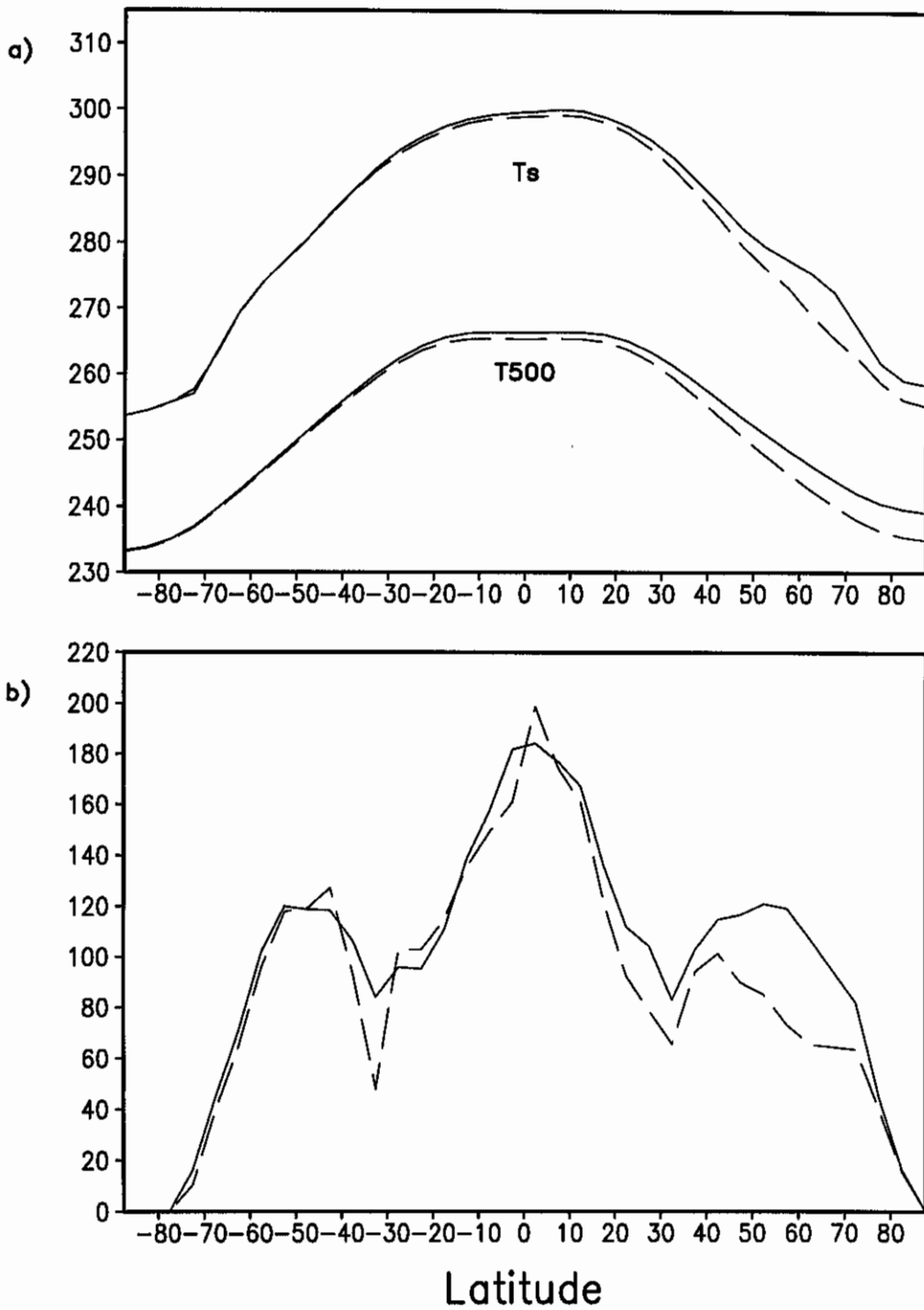


Fig. 3.3 – Variação latitudinal média anual no experimento A2 (-) e controle (-): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano⁻¹).

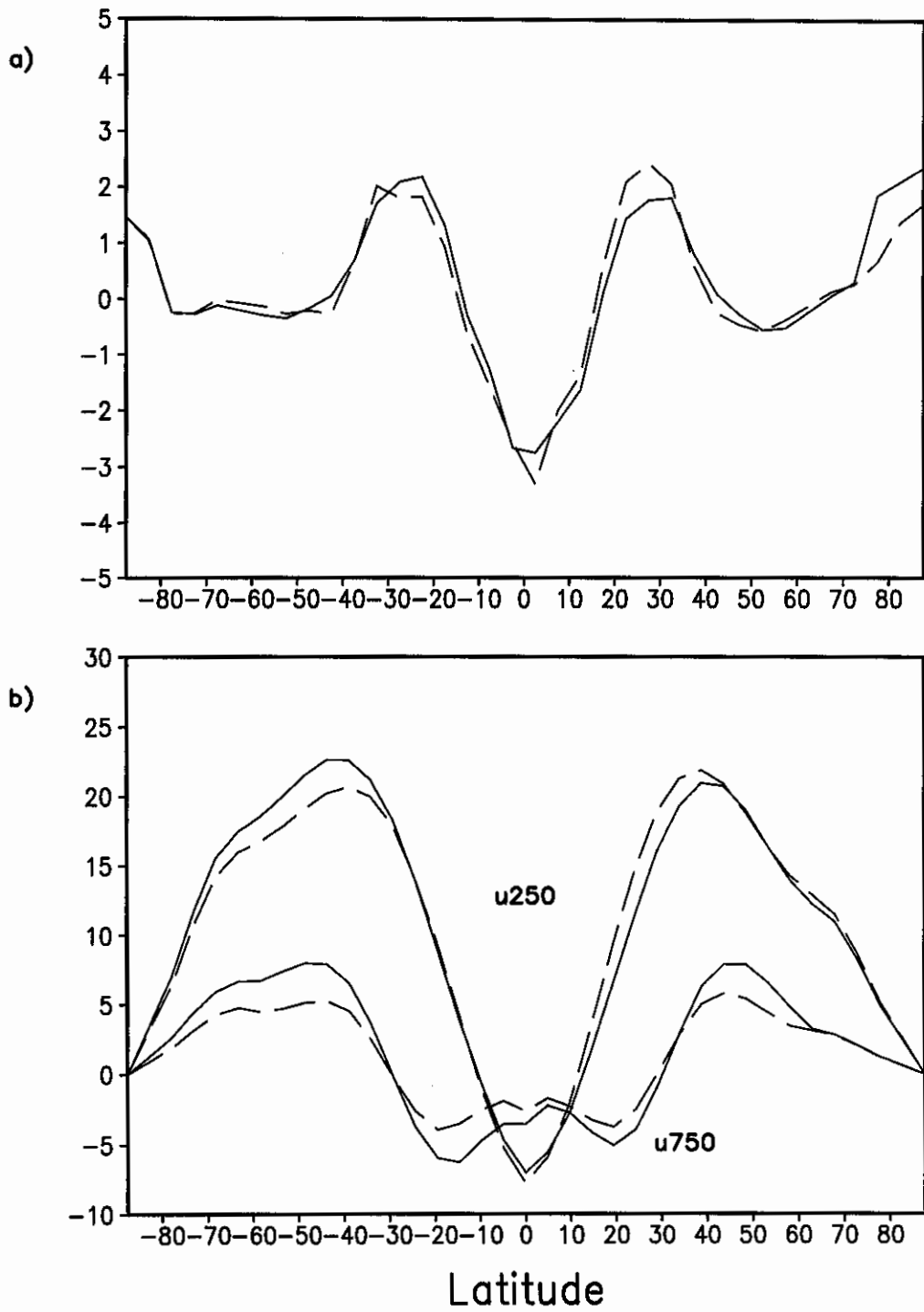


Fig. 3.4 – Variação latitudinal média anual no experimento A2 (---) e controle (—): a) ω em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) vento zonal a 250 e 750 hPa (m s^{-1}).

intensidade do jato sub-tropical no HN (HS), cujo máximo acontece no Hemisfério de inverno. Nos baixos níveis (750 hPa, não mostrado), verificou-se o incremento da componente zonal, contribuindo para a intensificação dos ventos predominantes de oeste. Nas latitudes tropicais, ocorreram diferenças apreciáveis na componente zonal do vento, principalmente no nível de 750 hPa.

A variação de inverno para verão da TSM (Figura 3.7a), da precipitação (Figura 3.7b) e de omega (Figura 3.8a) indicam a dependência da posição da ZCIT quanto à TSM. No transcurso do ano, a ZCIT desloca-se 15° de latitude, em média, nesse “planeta aquático”. Uma inversão moderada do vento a 750 hPa (Figura 3.8b) é também observada entre o solstício de verão e o de inverno.

Os resultados apresentados indicam o efeito moderador do oceano na mudança sazonal da temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (não mostrado), interferindo diretamente na distribuição da precipitação, no vento e na circulação meridional da atmosfera, especialmente no HN (onde a substituição de continente por oceano foi maior). A precipitação não apresentou uma banda dupla na área tropical como simulada por MCG (Nugamuti, 1991), a não inclusão da parametrização cumulus no modelo pode causar esse comportamento. Como é destacado por Numaguti (1993), a distribuição da precipitação é sensível ao tipo de parametrização empregada.

3.3 Planeta Continental (Experimento A3)

Igualmente ao experimento anterior apresenta-se uma descrição de algumas das características médias anuais e sazonais encontradas, resultado da simulação de um planeta coberto por continente.

As Figuras 3.9 e 3.10 mostram a variação latitudinal média anual da temperatura da superfície, da precipitação, de omega e do vento zonal.

A temperatura da superfície média anual (Figura 3.9a) é maior que a do controle ($\sim 10^\circ$ nos trópicos e $\sim 4.5^\circ$ em outras latitudes). A temperatura de 500 hPa apresenta diferenças significativas nos subtropicais e em latitudes altas do HN.

A precipitação média anual (Figura 3.9b), mostra dois máximos na região equatorial. Em latitudes médias o máximo no HN é maior que no HS. Em ambos os casos os valores são inferiores aos do experimento de controle. Como no caso

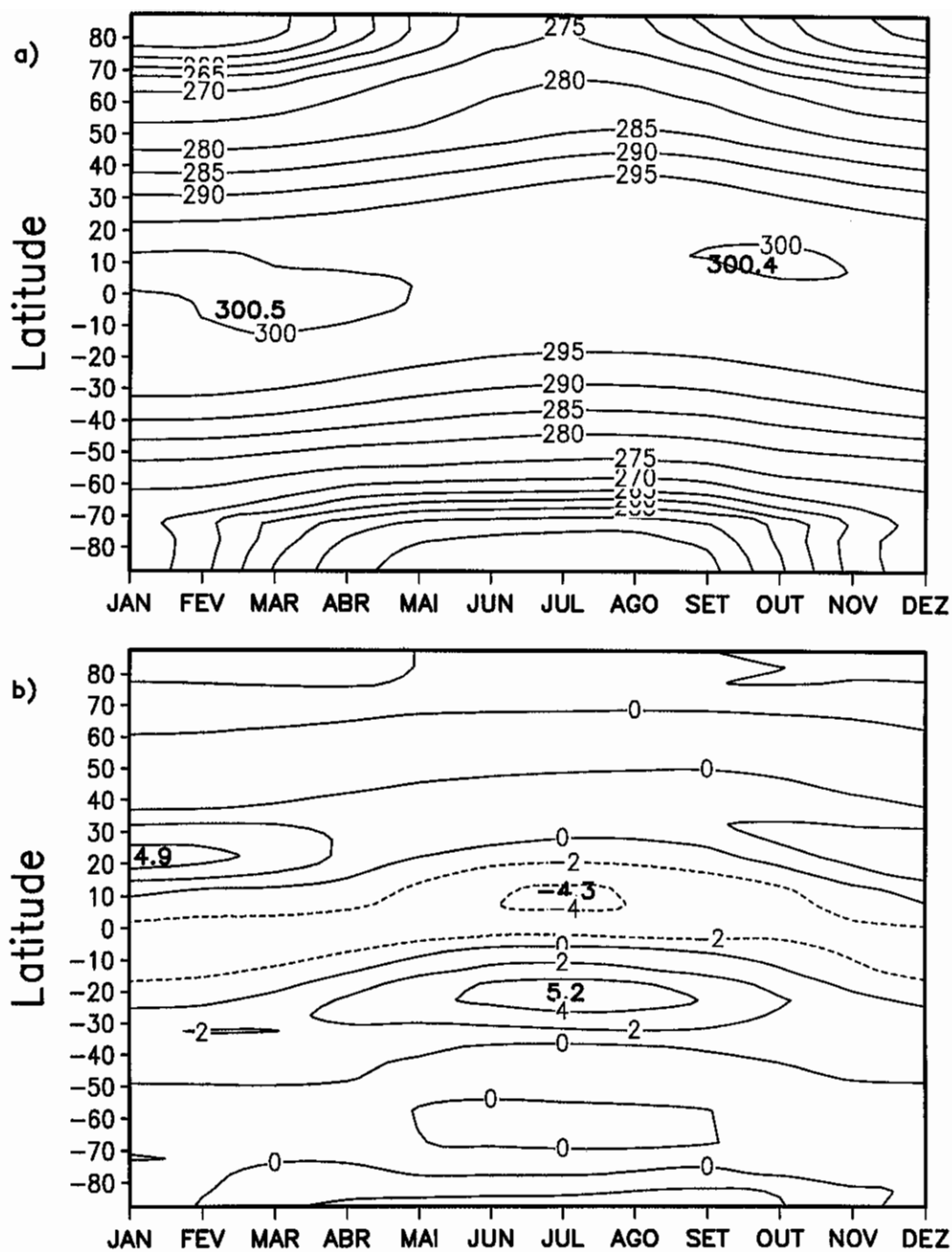


Fig. 3.5 – Variação sazonal no experimento A2: a) temperatura da superfície (K); e b) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$).

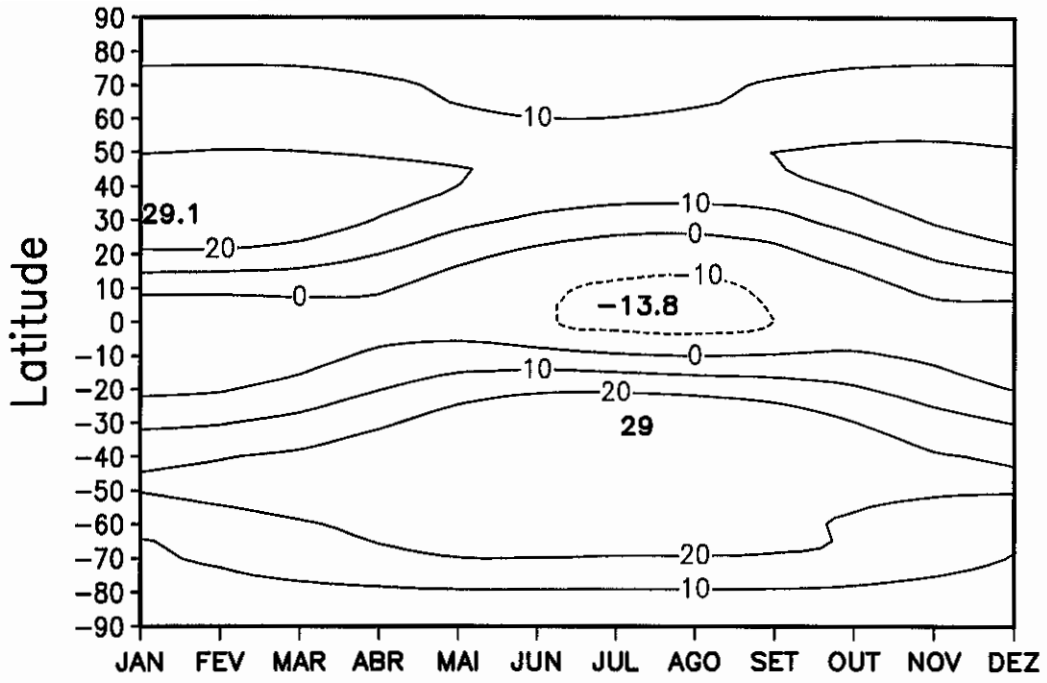


Fig. 3.6 – Variação sazonal no experimento A2 do vento zonal em 250 hPa ($m s^{-1}$).

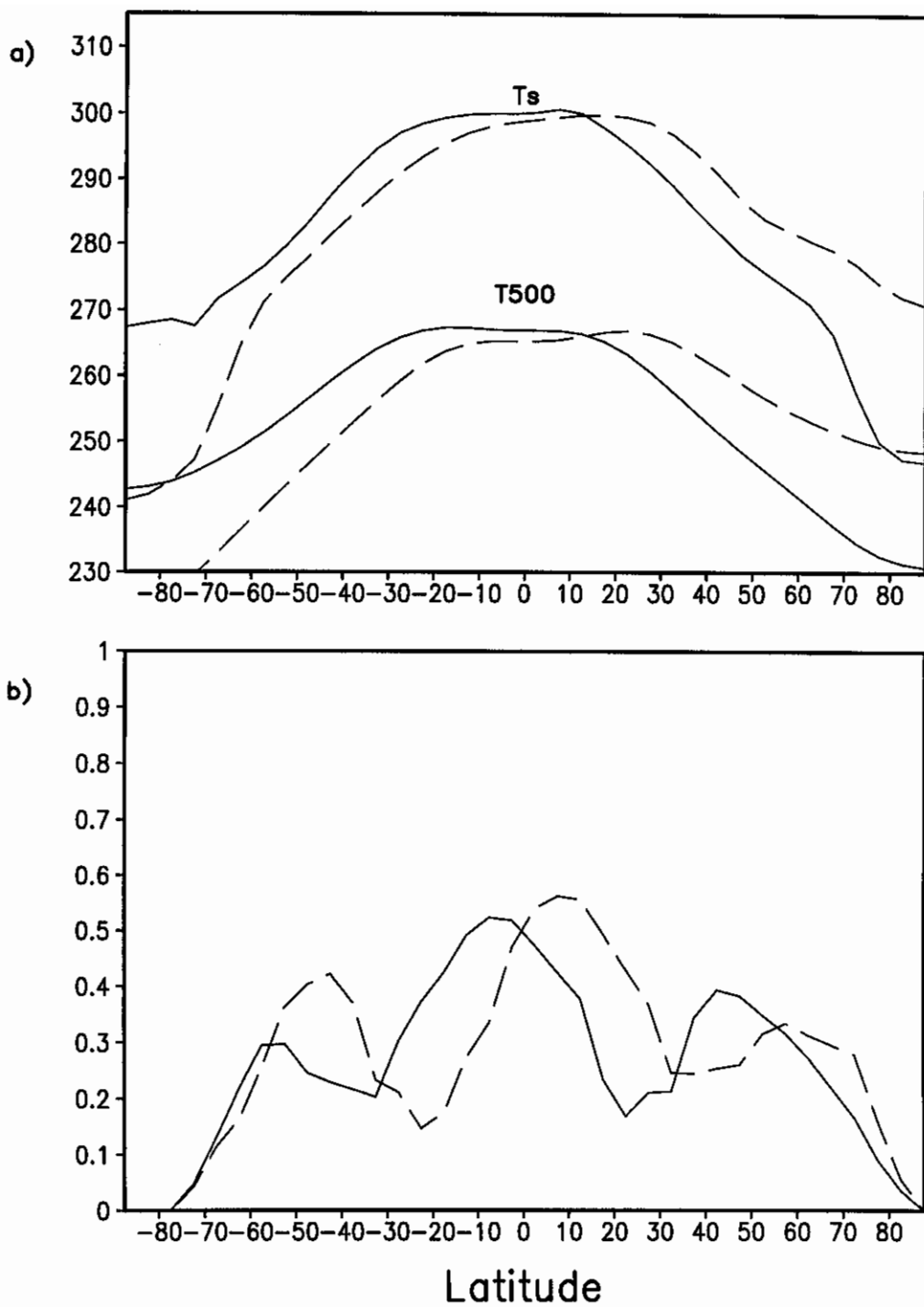


Fig. 3.7 – Variação latitudinal média no experimento A2: a) temperatura da superfície (K); e b) precipitação (cm dia⁻¹). Durante DJF (-) e JJA(____).

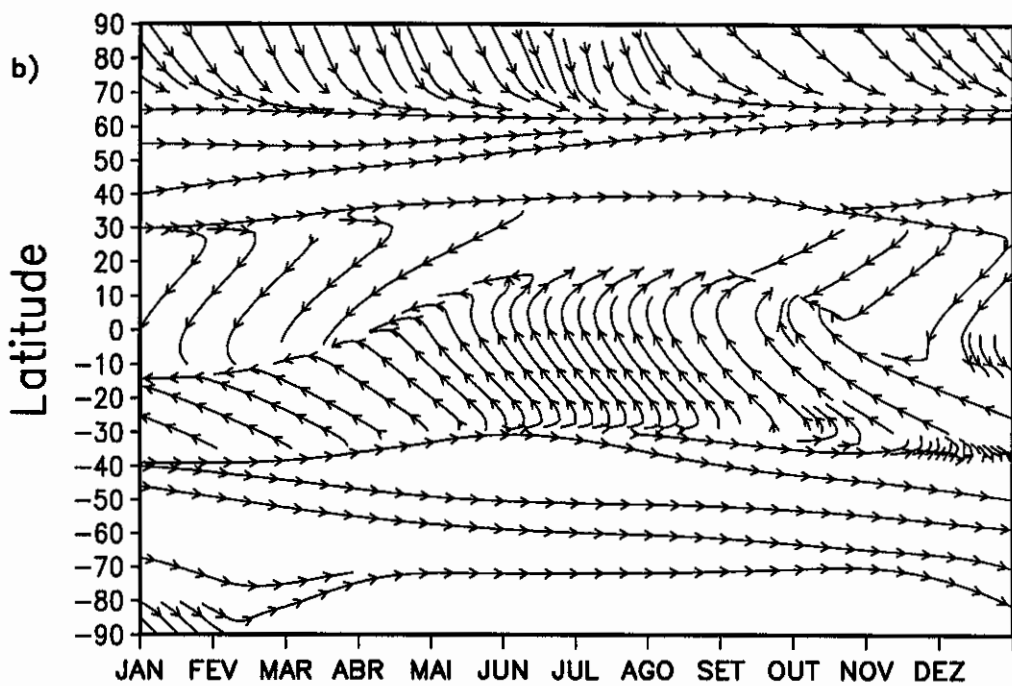
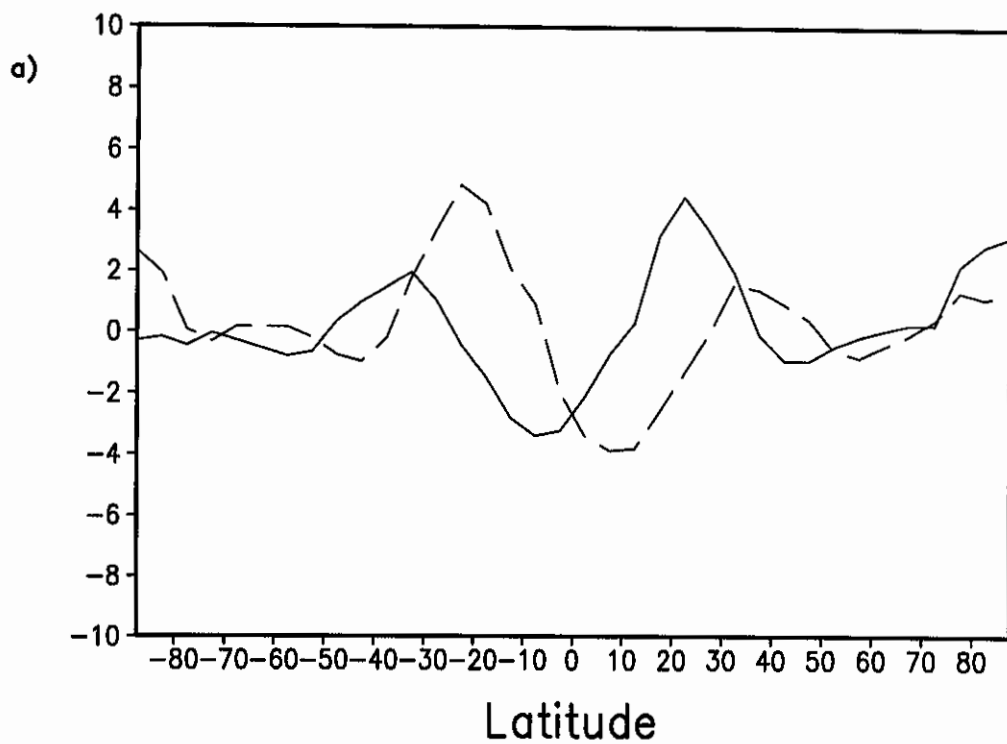


Fig. 3.8 - Variação latitudinal média de omega em 500 hPa no experimento A2 (10^{-4} hPa s^{-1}), durante DJF (-) e JJA (-); e b) Variação sazonal do campo de vento em 750 hPa no experimento A2.

da precipitação, a velocidade vertical omega apresenta dois mínimos na região equatorial, observando-se uma circulação tri-celular (Figura 3.10a).

Na Figura 3.10b, o vento zonal a 250 hPa mostra um jato de leste em latitudes equatoriais, no entanto o jato de oeste no HS é maior. No nível de 750 hPa é observado intensidade menor dos ventos de leste nos trópicos e dos ventos predominantes de oeste nas latitudes extratropicais.

A razão do comportamento observado destas variáveis pode ser melhor entendida através do estudo do ciclo anual dado a seguir.

A temperatura da superfície apresenta uma forte variação sazonal (Figura 3.11a), sendo os máximos encontrados em torno de 30° N e S; no HS a temperatura da superfície é mais alta (321,6 K). Em 500 hPa (Figura 3.11b) um comportamento similar é observado, em resposta ao que acontece em superfície. A pouca capacidade calorífica da superfície continental, juntamente com a consideração da excentricidade da órbita terrestre, implicam em uma maior insolação em média no HS que no HN, durante o verão do hemisfério. Por isso é que no HS são observadas as maiores temperaturas.

A Figura 3.12a mostra a variação sazonal do vento zonal em 250 hPa. Observa-se no inverno do hemisfério um aumento da intensidade dos jatos de oeste em latitudes médias, com respeito ao experimento de controle. No entanto, desenvolve-se em latitudes tropicais jatos de leste, de intensidade similar aos encontrados em latitude médias, apresentando valores maiores durante o verão do hemisfério. O máximo do HN é maior que no HS, isto é, o forte contraste térmico encontrado em superfície sobre o hemisfério de verão, faz com que em altos níveis (latitudes tropicais) exista um incremento da temperatura no lugar de ser quase-constante, invertendo o sentido do vento; e em baixos níveis, provoca uma forte inversão do campo de vento de inverno para verão (Figura 3.12b).

Nas Figuras 3.13 e 3.14, são apresentadas as variações de inverno para verão da temperatura da superfície, da precipitação, de omega e do vento zonal a 250 hPa.

O forte contraste de temperaturas entre a estação de verão e inverno é visto na Figura 3.13a, tanto na superfície como no nível de 500 hPa. O aquecimento é maior no HS. O forte gradiente meridional no hemisfério de verão, entre 0° - 30° gera um jato de leste; entretanto, no hemisfério de inverno é gerado um jato de oeste na alta

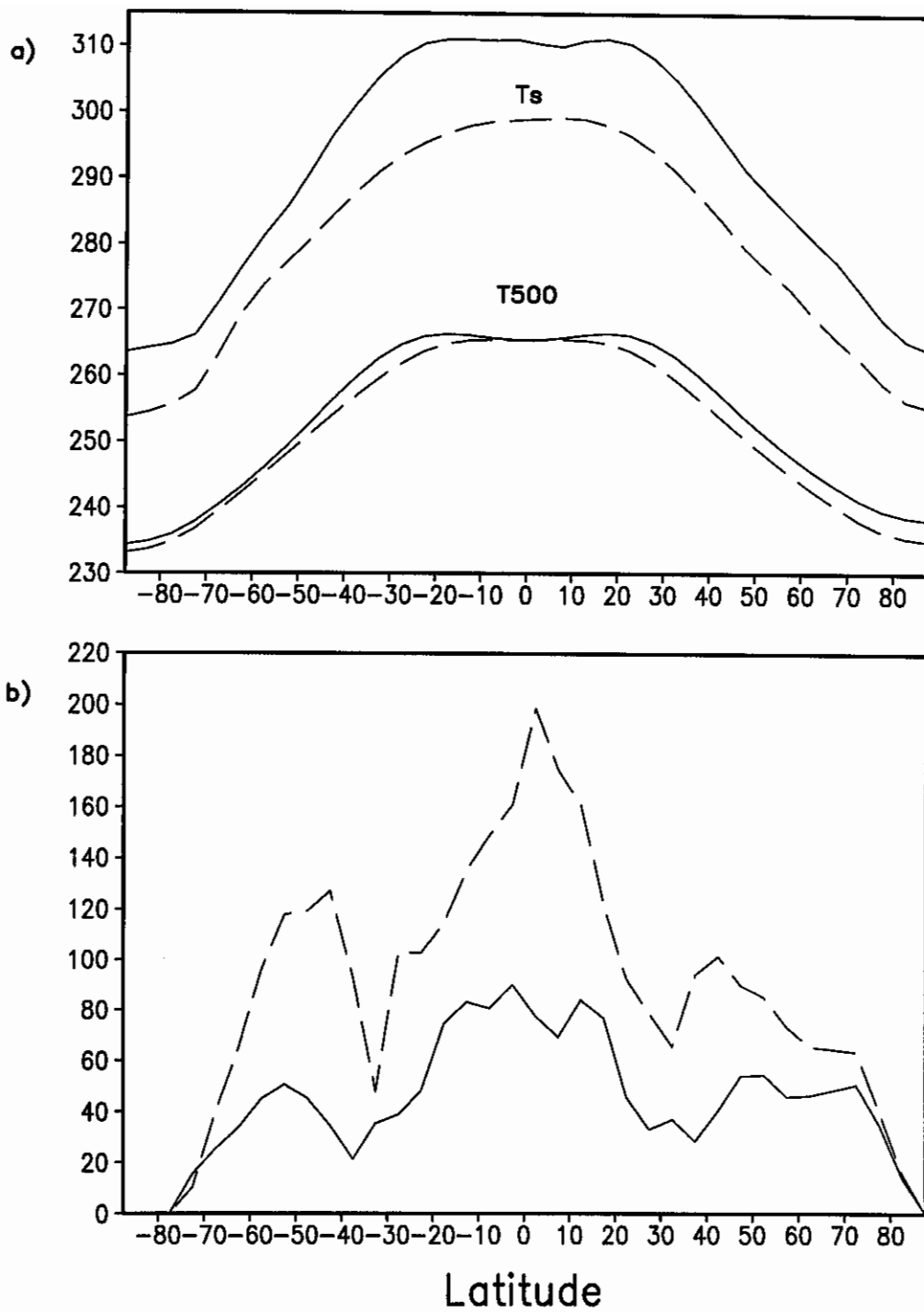


Fig. 3.9 – Variação latitudinal média anual no experimento A3 (-) e controle(-): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano^{-1}).

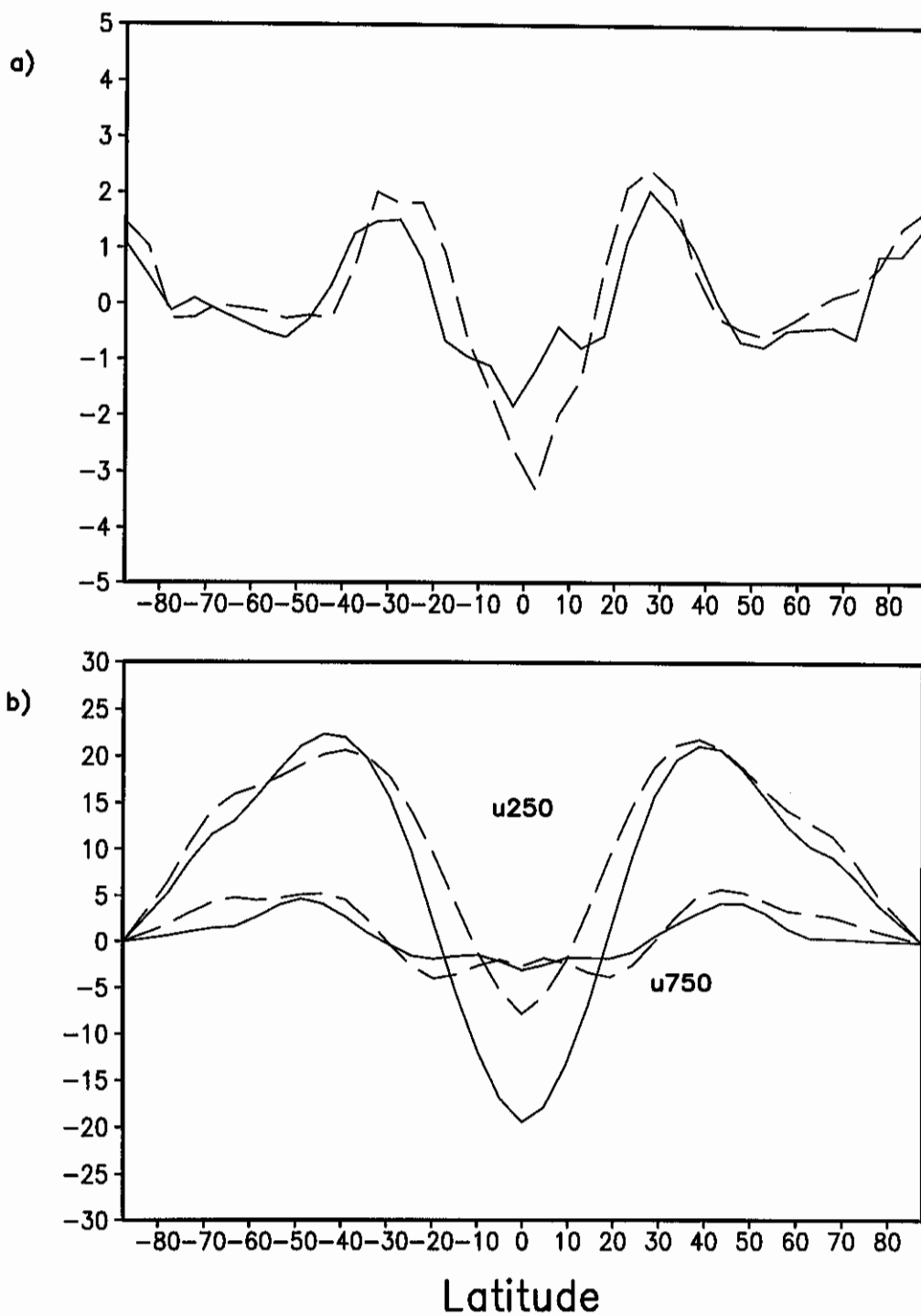


Fig. 3.10 – Variação latitudinal média anual no experimento A3(-) e controle(-): a) ω em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) vento zonal a 250 e 750 hPa ($m s^{-1}$).

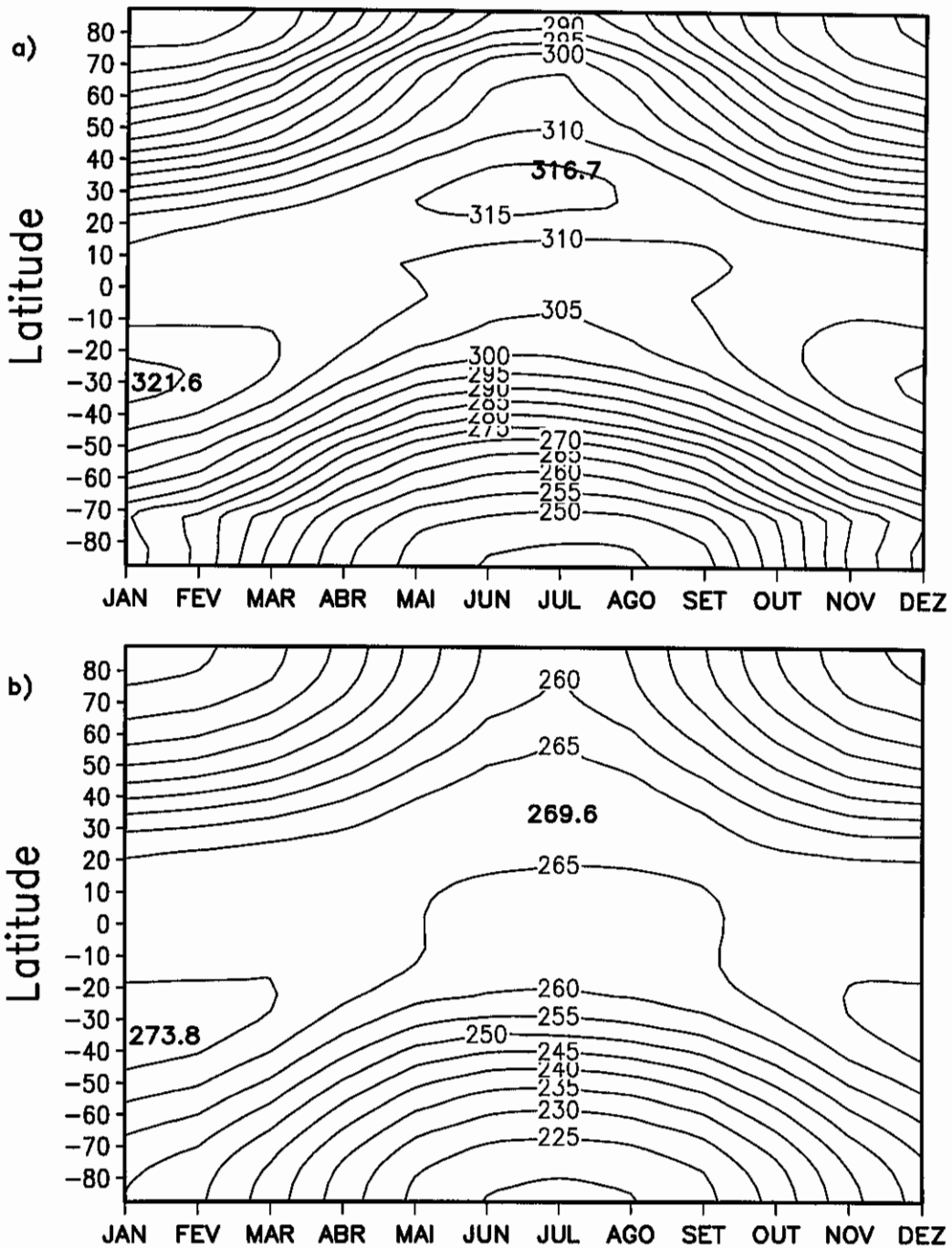


Fig. 3.11 – Variação sazonal no experimento A3: a) temperatura ao nível da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).

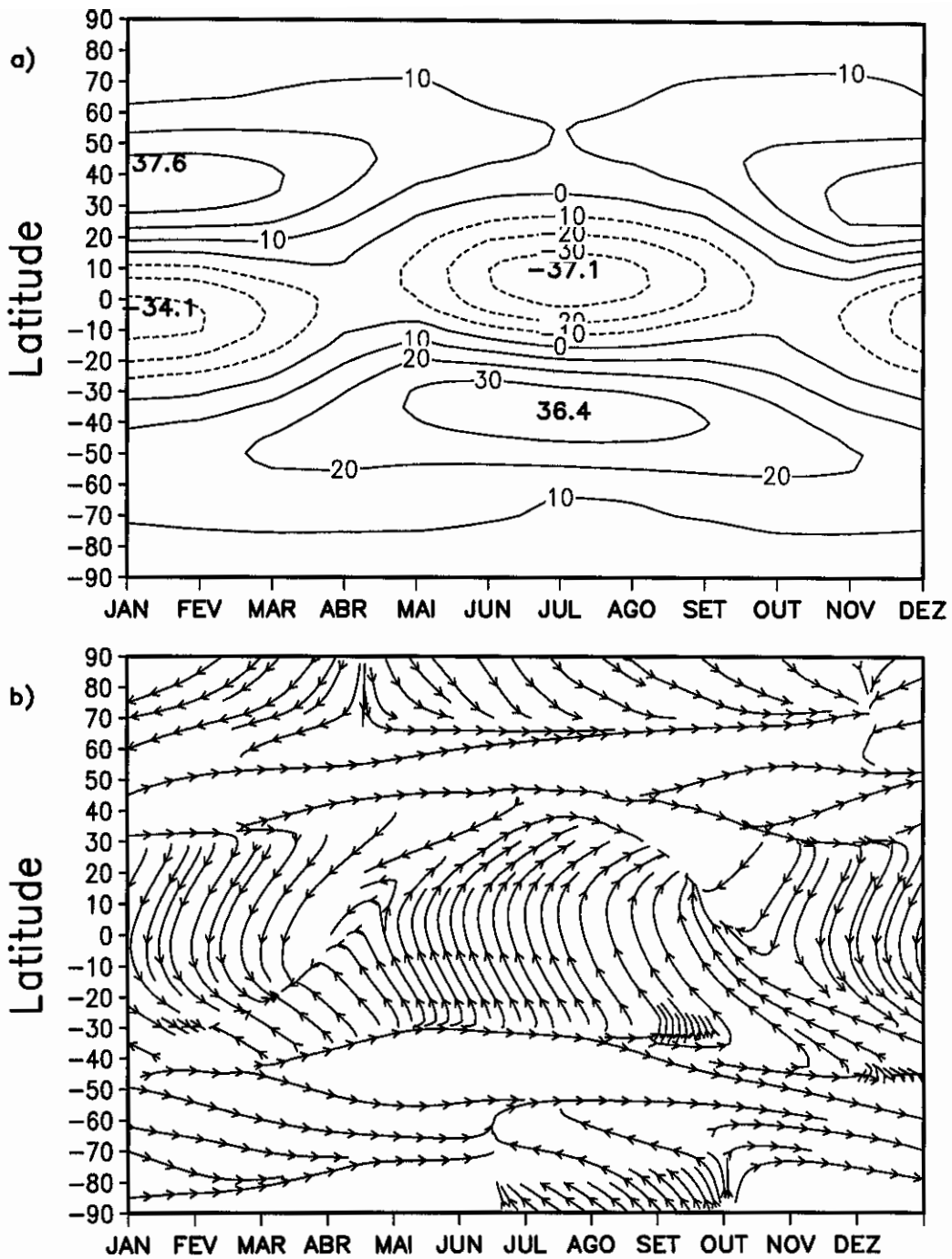


Fig. 3.12 – Variação sazonal no experimento A3: a) vento zonal em 250 hPa (m s^{-1}); e b) campo de vento ao nível de 750 hPa.

troposfera (250 hPa) em latitudes médias.

As Figuras 3.13b e 3.14a mostram o aumento dos movimentos subsidentes nos subtropicais durante o inverno do hemisfério. Não se observa precipitação no cinturão compreendido entre os $27,5^\circ$ e $32,5^\circ$ N ou S, devido à intensificação da célula de Hadley. Os máximos de precipitação em verão são inferiores ao experimento de controle, já que a superfície continental possui um limite de disponibilidade de água.

O vento zonal a 250 hPa (Figura 3.14b) apresenta um jato de leste no verão do hemisfério e um jato de oeste no de inverno, devido, como foi dito anteriormente, ao gradiente de temperatura. Considera-se jato a ventos com velocidades superiores a 20 m s^{-1} .

A migração sazonal da ZCIT sobre um planeta continental, em função do deslocamento dos máximos de precipitação e omega, é de 25° de latitude. Estes resultados concordam com as observações (Estoque e Douglas, 1978), e com os resultados de outras simulações com modelos mais simples: balanço de energia (Alapati e Raman, 1989).

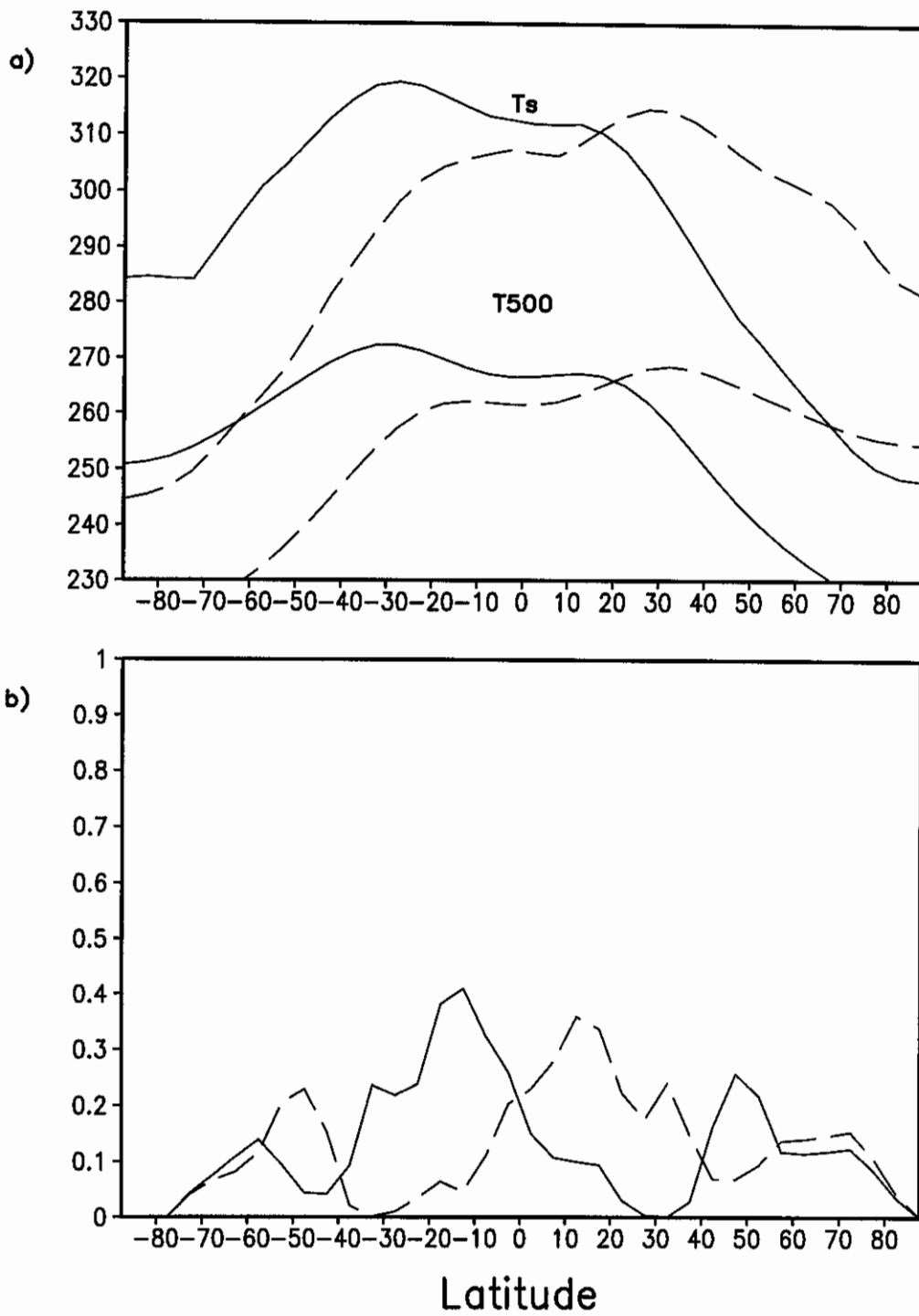


Fig. 3.13 – Variação latitudinal média no experimento A3: a) temperatura da superfície (K); e b) precipitação (cm dia⁻¹). Durante DJF (-) e JJA(____).

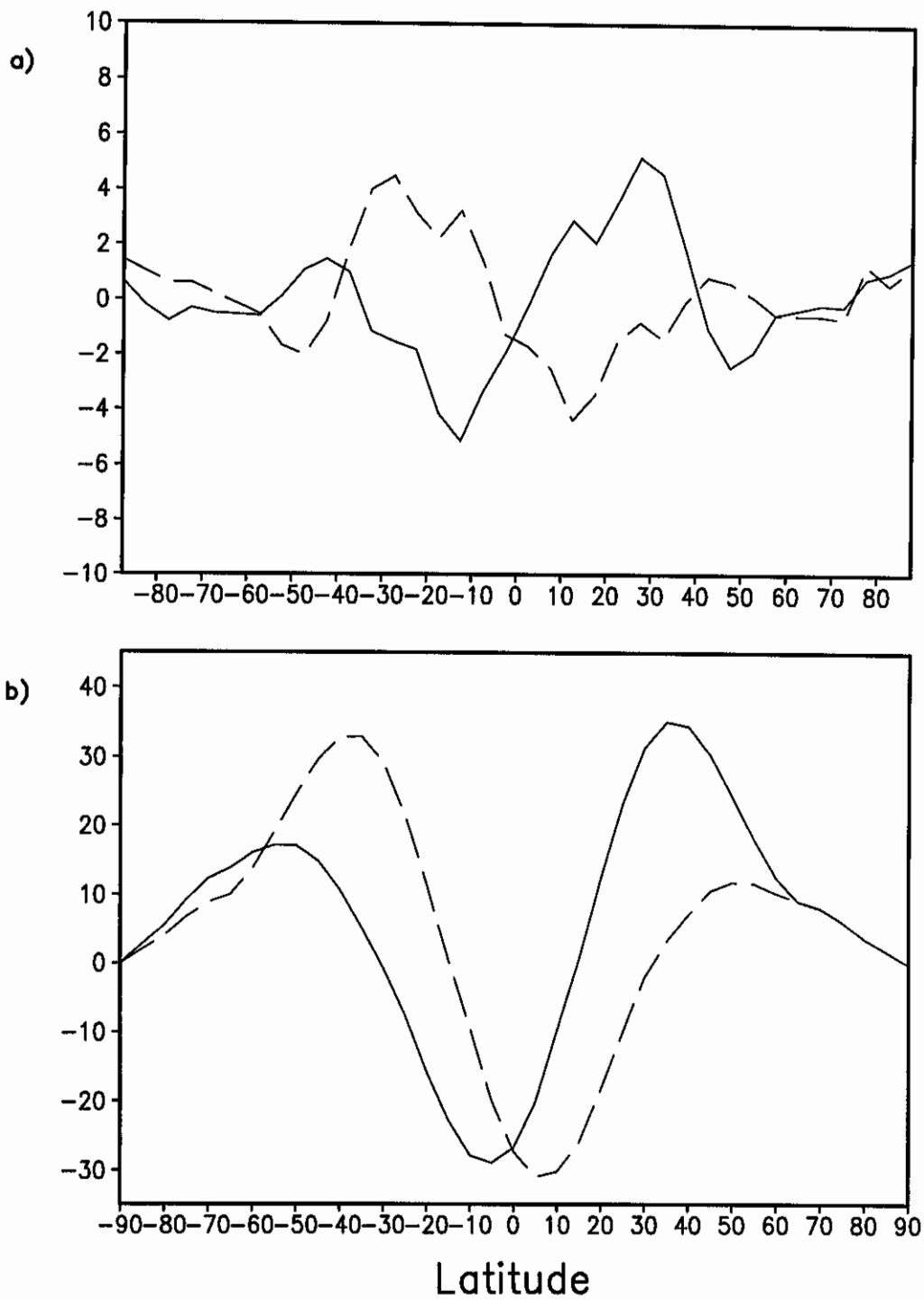


Fig. 3.14 – Variação latitudinal média no experimento A3: a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) vento zonal em 250 hPa ($m s^{-1}$). Durante DJF (-) e JJA (—).

CAPÍTULO 4

MONÇÕES

Neste Capítulo são descritos e discutidos os resultados dos experimentos B1, B2 e B3, relacionados às monções, cuja concepção foi mencionada no Capítulo 2.

4.1 Sistema Monçônico Simples (Experimento B1)

A idealização deste experimento é semelhante aos realizados por Webster (1983) e Alapati e Raman (1989), diferindo apenas quanto à posição do limite entre o oceano e o continente, que foi fixada no paralelo 18° N no primeiro caso e no equador no segundo. Neste experimento foi adotado o limite de 0° tal como Alapati e Raman (1989). É simulada a conduta observada do clima aproximadamente centrada em 80° E, longitude em que se localiza a Índia, onde as monções ocorrem com maior intensidade.

Seguindo a mesma linha de exposição adotada no Capítulo anterior, serão descritas, inicialmente, as principais características encontradas neste experimento. Serão analisados os valores médios anuais simulados quanto à temperatura (da superfície e ao nível de 500 hPa), à precipitação, à velocidade vertical (ω), e às componentes zonal e meridional do vento.

Com respeito à temperatura da superfície (Figura 4.1a), em média, há um incremento no HN, o qual é maior nos trópicos ($\sim 10^\circ$). Em 500 hPa, um aumento da temperatura é encontrado principalmente no HN, entre os 10° e o pólo.

A Figura 4.1b mostra a distribuição latitudinal média anual da precipitação, que apresenta dois máximos na faixa tropical do HS (de 0° a 30° S). Verifica-se, também, que nas latitudes médias o máximo é maior no HS. Em média o HN (continente) apresenta menor precipitação, em comparação ao HS (oceano).

A velocidade vertical (ω) mostra (Figura 4.2a) um máximo na zona tropical do HN, tal como no controle. Semelhantemente aos experimentos anteriores (A1, A2 e A3) observa-se a circulação meridional tri-celular.

O vento zonal (Figura 4.2b) apresenta maiores diferenças na área tropical, com um aumento dos ventos de leste ao nível de 250 hPa. Observa-se uma menor intensidade do jato de oeste no HN e um aumento do mesmo no do HS. Entretanto, ao nível de

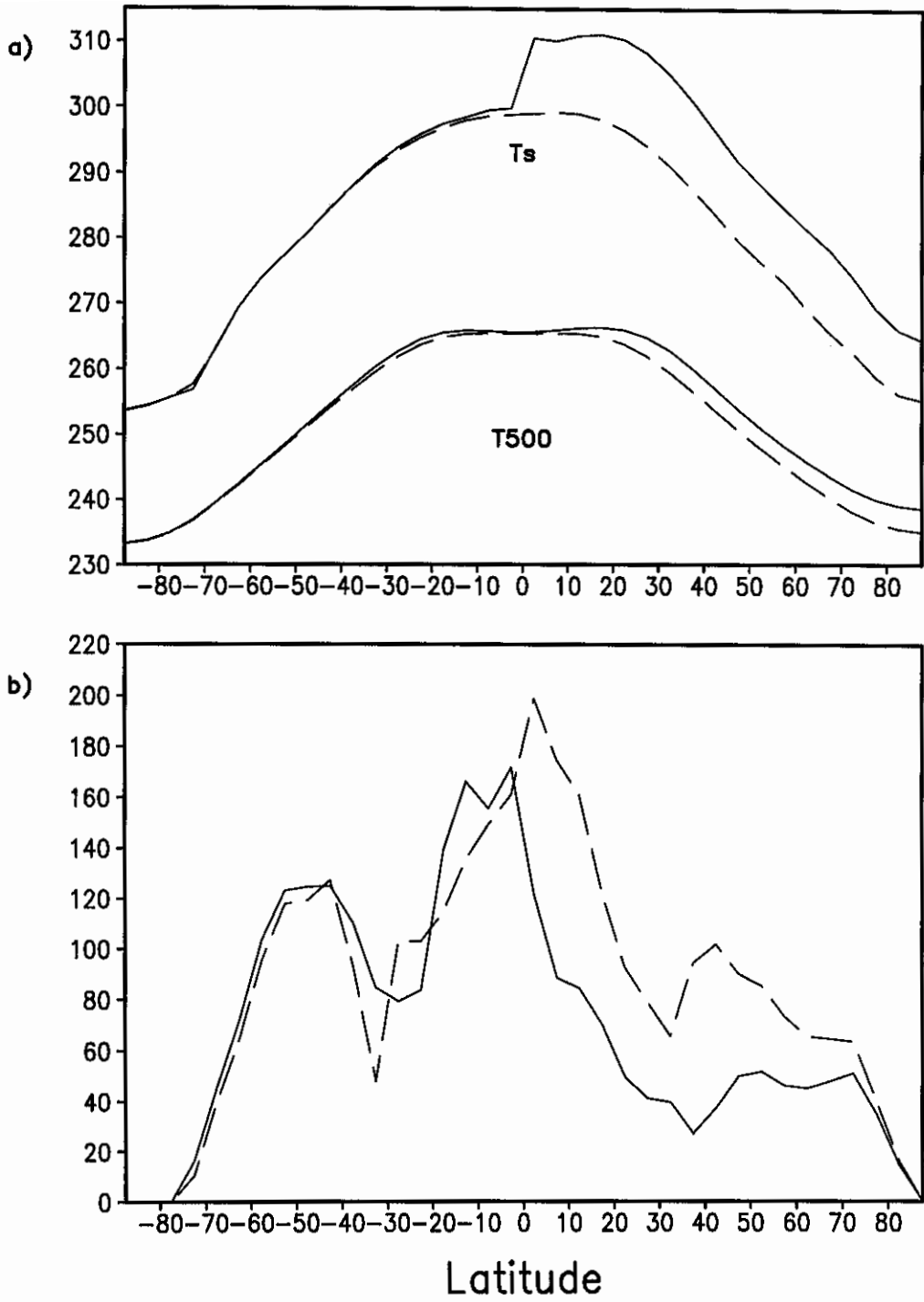


Fig. 4.1 – Variação latitudinal média anual no experimento B1 (-) e controle (___): a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm ano⁻¹).

750 hPa nota-se nos trópicos uma diminuição dos ventos de leste no HS e um aumento dos mesmos no HN; encontrando-se também em altas latitudes uma diminuição (aumento) dos ventos predominantes de oeste no HN (HS).

A componente meridional do vento (média anual) mostra a convergência em baixos níveis, nos trópicos, dos ventos vindos do norte no HN e do sul no HS (Figura 4.3a). Esta característica foi usada para definir a intensidade da circulação monçônica neste experimento.

Para entender melhor a natureza das monções, é apresentado o ciclo sazonal das variáveis relacionadas, exatamente devido a sua importância para explicar o fenômeno.

Na Figura 4.3b observa-se, no campo de temperatura da superfície (ciclo sazonal), o efeito moderador do oceano no HS e a forte variação sazonal no HN continental. É ressaltado que o aquecimento diferencial oceano-continente é coerentemente reproduzido, tudo em concordância com o observado durante a monção de verão sobre o continente asiático. A atmosfera responde ao que acontece na superfície, o que pode ser comprovado na Figura 4.4a, que mostra a temperatura ao nível de 500 hPa. Observa-se, durante o verão boreal, um incremento da temperatura no HN, em resposta ao máximo aquecimento da superfície, sendo que no HS o ciclo sazonal é moderado como na superfície.

A variação sazonal de omega (Figura 4.4b), indica maiores valores do movimento ascendente no HS durante o verão austral, e a precipitação apresenta máximos maiores (Figura 4.5a). O período de forte precipitação no oceano é restrito aos meses do verão austral, no entanto, sobre continente este período é maior e abrange desde o início de abril até fins de novembro. Durante este período nos trópicos, em média, é observada maior precipitação sobre o oceano.

Uma outra característica dos sistemas monçônicos é o surgimento, durante o verão boreal, de um jato de leste no HN, sendo que este desaparece durante o inverno, tanto no HN como HS. Como pode ser verificado na Figura 4.5b, que mostra a variação sazonal do vento zonal ao nível de 250 hPa, este comportamento também é reproduzido pelo modelo. O jato de Oeste, nas latitudes médias, é mais intenso sobre continente que sobre o oceano ($36,5$ e $30,9$ m s^{-1} , respectivamente).

Na Figura 4.6a nota-se que a intensidade da componente meridional do vento, nos

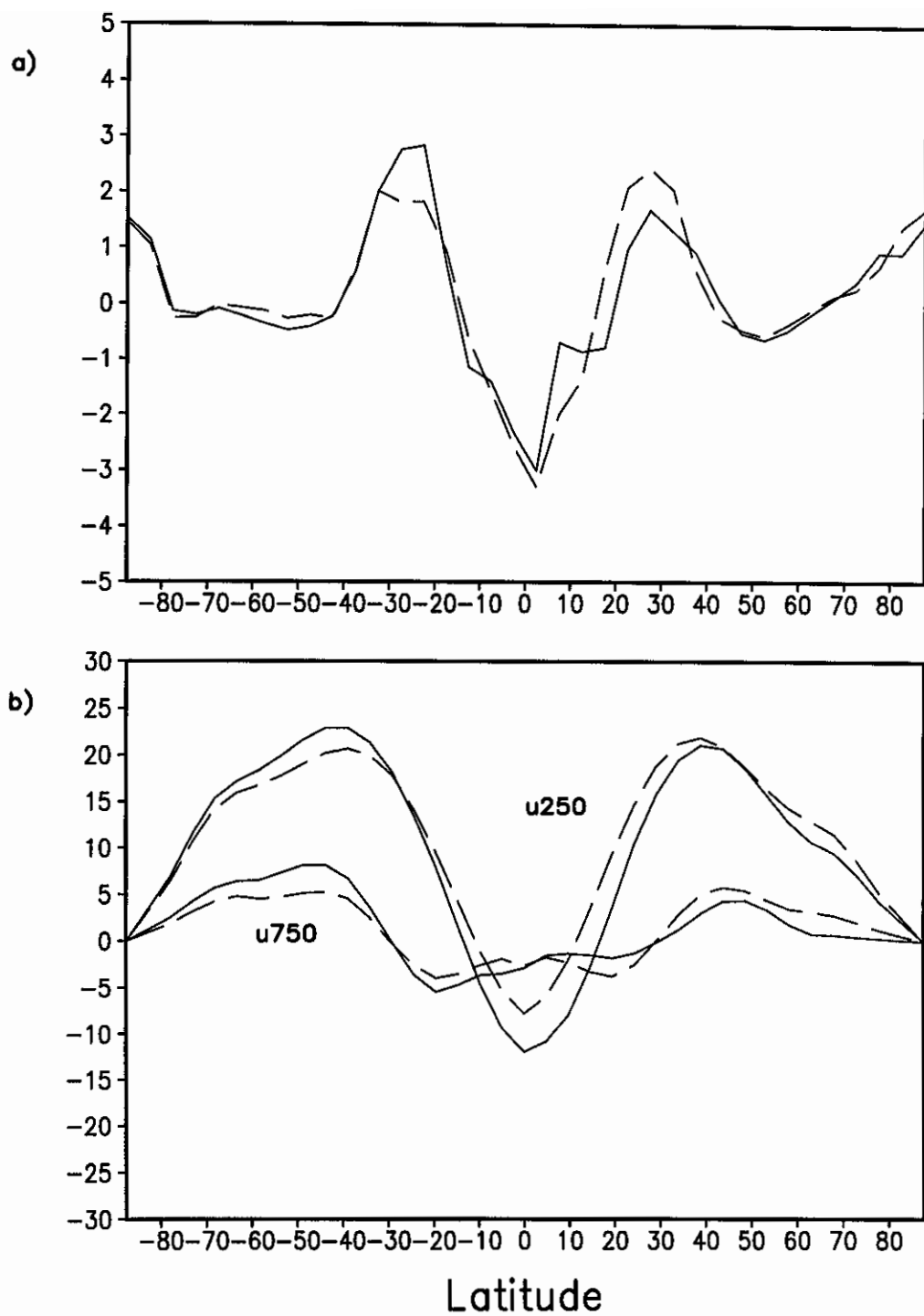


Fig. 4.2 – Variação latitudinal média anual no experimento B1 (—) e controle (---): a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) vento zonal em 250 e 750 hPa ($m s^{-1}$).

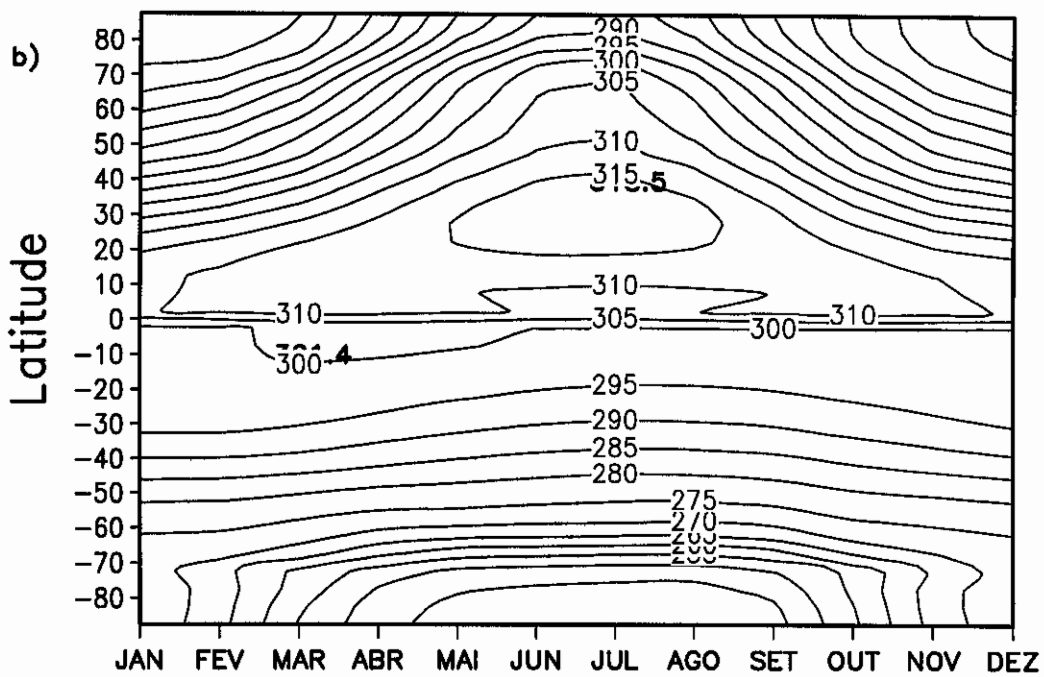
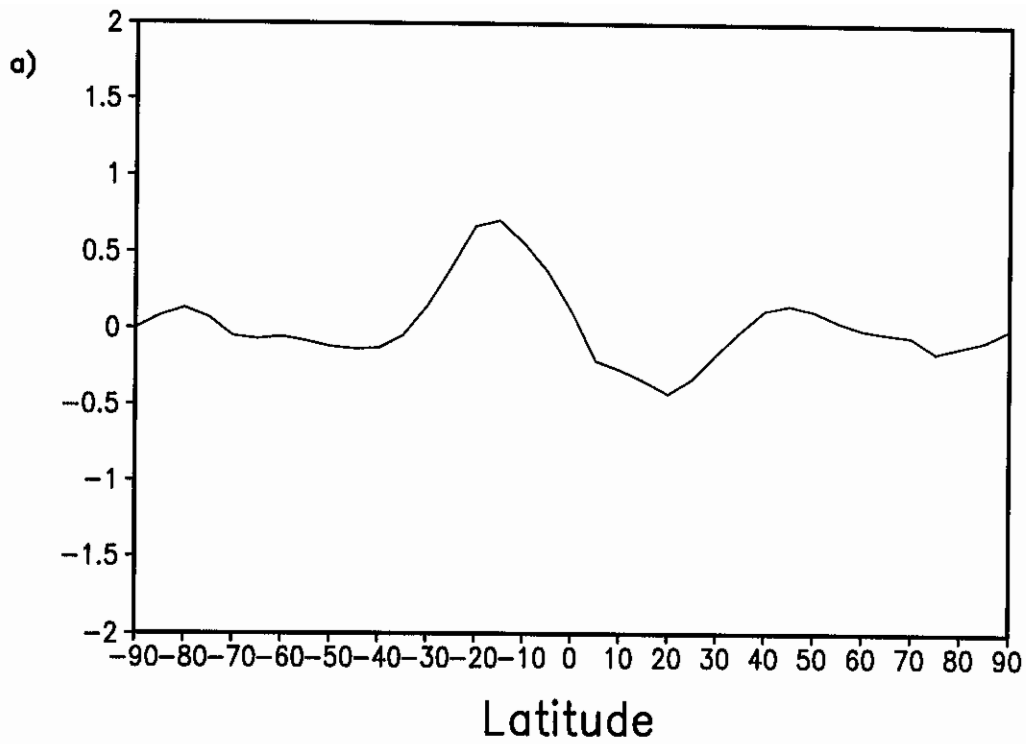


Fig. 4.3 – Variação latitudinal média zonal no experimento B1: a) média anual do vento meridional a 750 hPa (m s^{-1}); e b) ciclo sazonal da temperatura da superfície (K).

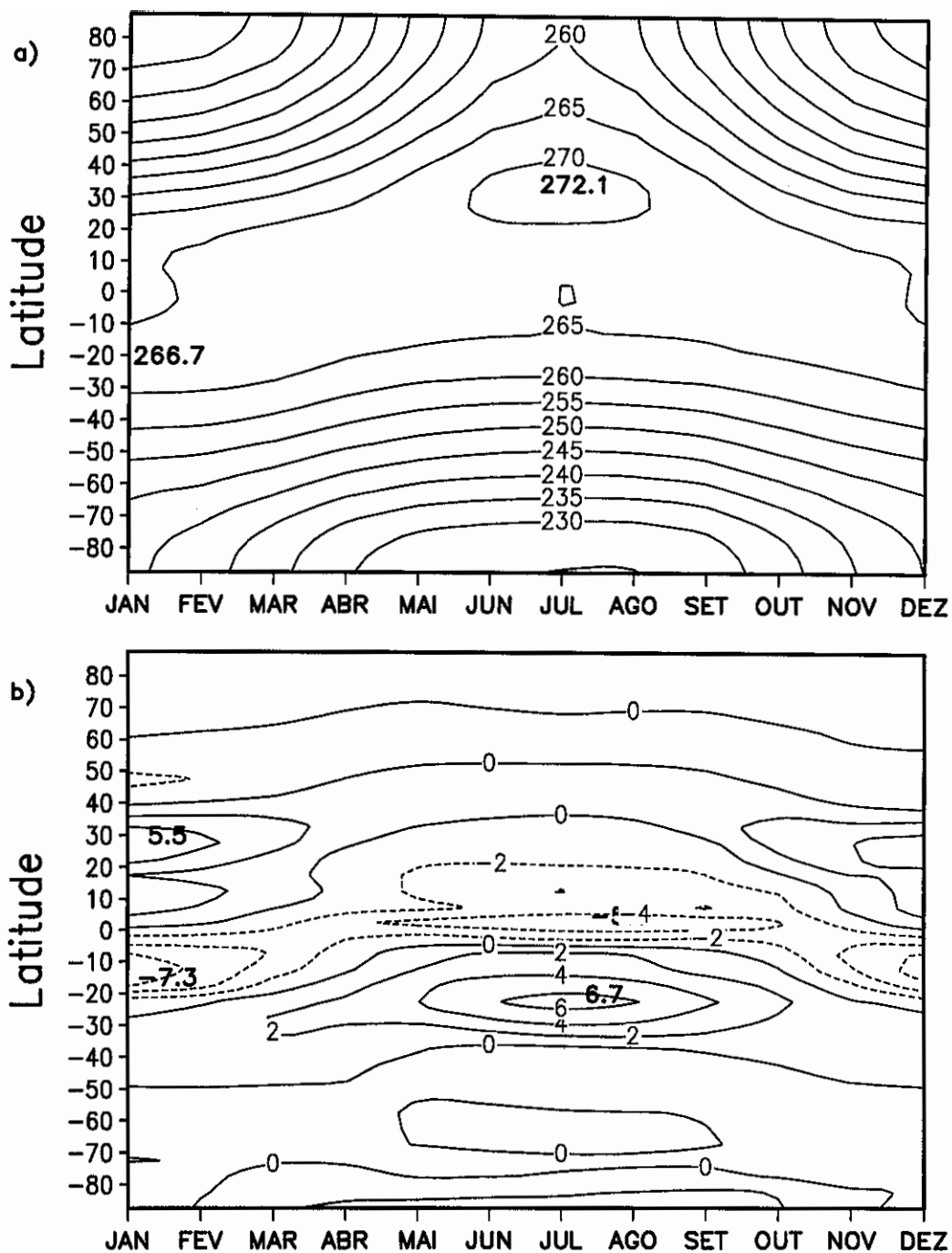


Fig. 4.4 – Variação sazonal no experimento B1: a) temperatura ao nível de 500 hPa (K); e b) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$).

trópicos, é maior durante o verão boreal. O vento vai do HS ao HN, movimento este gerado principalmente pelo aquecimento diferencial oceano-continente, como explicado anteriormente. Pode-se entender melhor este fato observando o campo de vento ao nível de 750 hPa (Figura 4.6b), onde é constatada a forte inversão do vento do HS para o HN no verão, sendo ligeiramente menor do HN ao HS durante o inverno.

As Figuras 4.7 a 4.9 mostram os comportamentos da temperatura (da superfície e ao nível de 750 hPa), da precipitação, de omega, do vento zonal ao nível de 250 hPa e o vento meridional em 750 hPa, especificamente relativas aos períodos de verão e inverno. Com elas as afirmações descritas são corroboradas.

Com estes resultados pode-se concluir que o aquecimento diferencial oceano-continente, provocado pelas diferentes propriedades físicas destas superfícies, é o principal mecanismo que gera a monção. Um mecanismo não considerado explicitamente no modelo é a relação não linear entre a temperatura da superfície e a umidade. Também, o efeito das montanhas (topografia), que não foi incluído no modelo, pode ter um papel importante no desenvolvimento da monção na Ásia. Experimentos que os considerem podem ser incluídos em futuros trabalhos. Assim, apesar de que neste experimento não foi considerado os papéis da umidade e da topografia, o modelo consegue reproduzir as principais características monçônicas, tais como, a forte inversão dos ventos em baixos níveis e o jato de leste na região equatorial em altos níveis.

Os resultados obtidos neste experimento são semelhantes aos encontrados por Alapati e Raman (1989), Webster e Lau (1977), Webster (1983) e Webster e Chou (1980a). No entanto, não foi verificada a presença de algum tipo de oscilações como as obtidas por eles. A ausência de umidade explícita e da parametrização da precipitação convectiva nos trópicos, que interagem com a dinâmica do modelo, pode ser a principal causa da ausência daquelas oscilações, já que os modelos usados por Alapati e Raman (1989) e Webster (1983) consideram tais efeitos.

4.2 Sistema Monçônico Simples no Holoceno (Experimento B2)

Com as características da superfície similares ao do experimento anterior, é efetuada a simulação de um sistema monçônico simples no Holoceno. Para isso, foram consideradas alterações nos seguintes parâmetros astronômicos da Terra: obliquidade

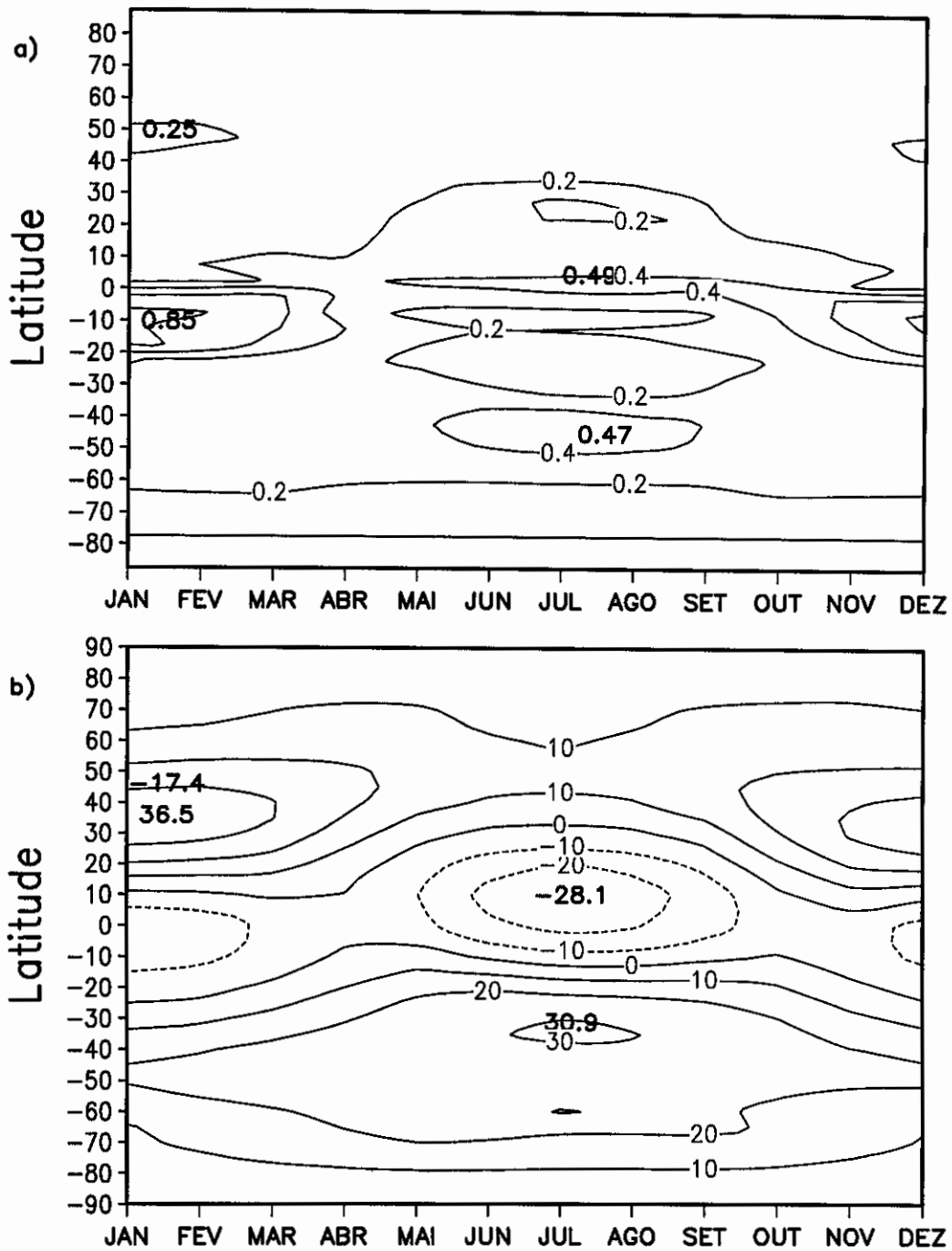


Fig. 4.5 – Variação sazonal no experimento B1: a) precipitação (cm dia⁻¹); e b) vento zonal a 250 hPa (m s⁻¹).

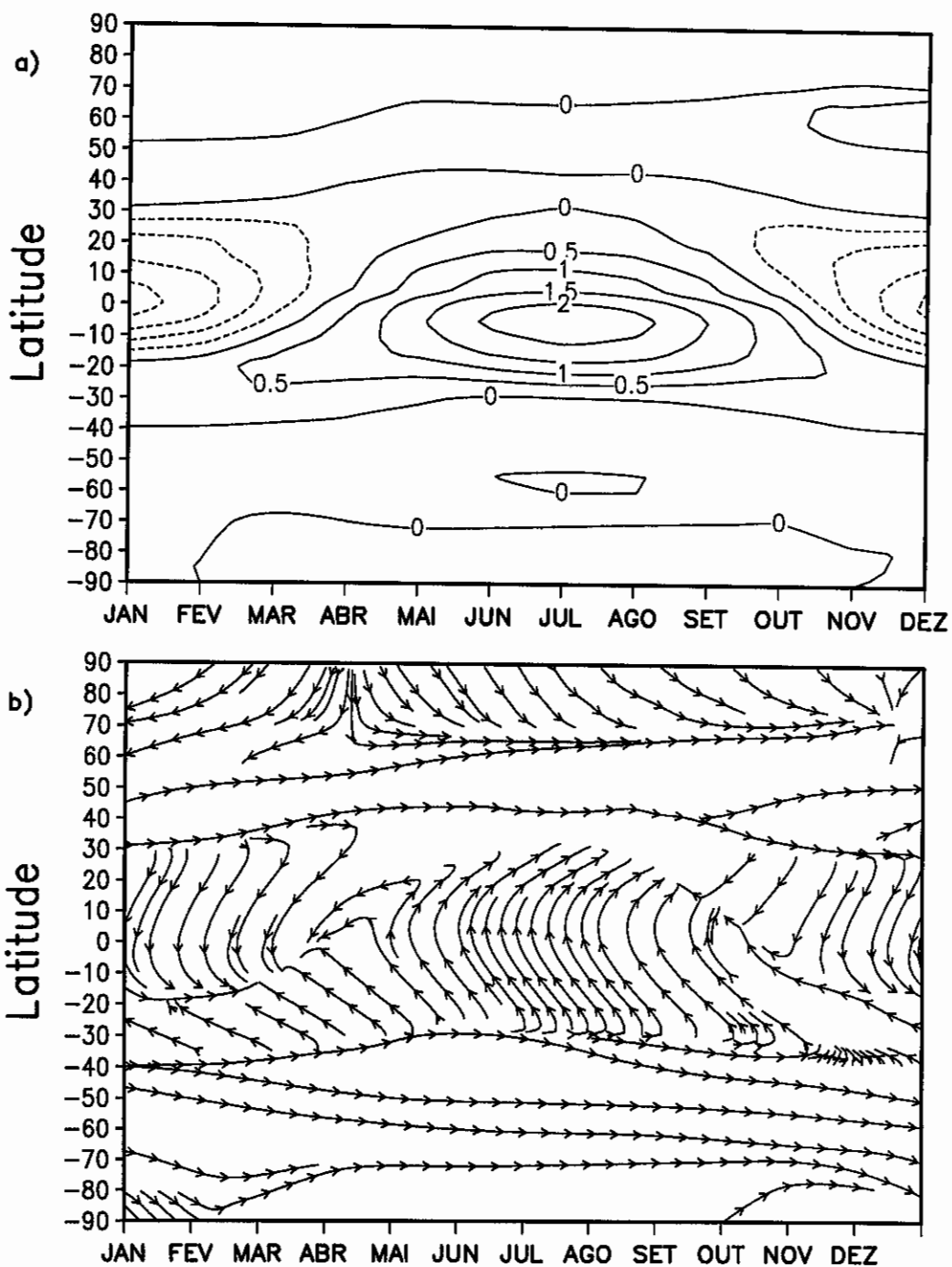


Fig. 4.6 – Variação sazonal no experimento B1: a) vento meridional a 750 hPa (m s^{-1}); e b) campo de vento a 750 hPa.

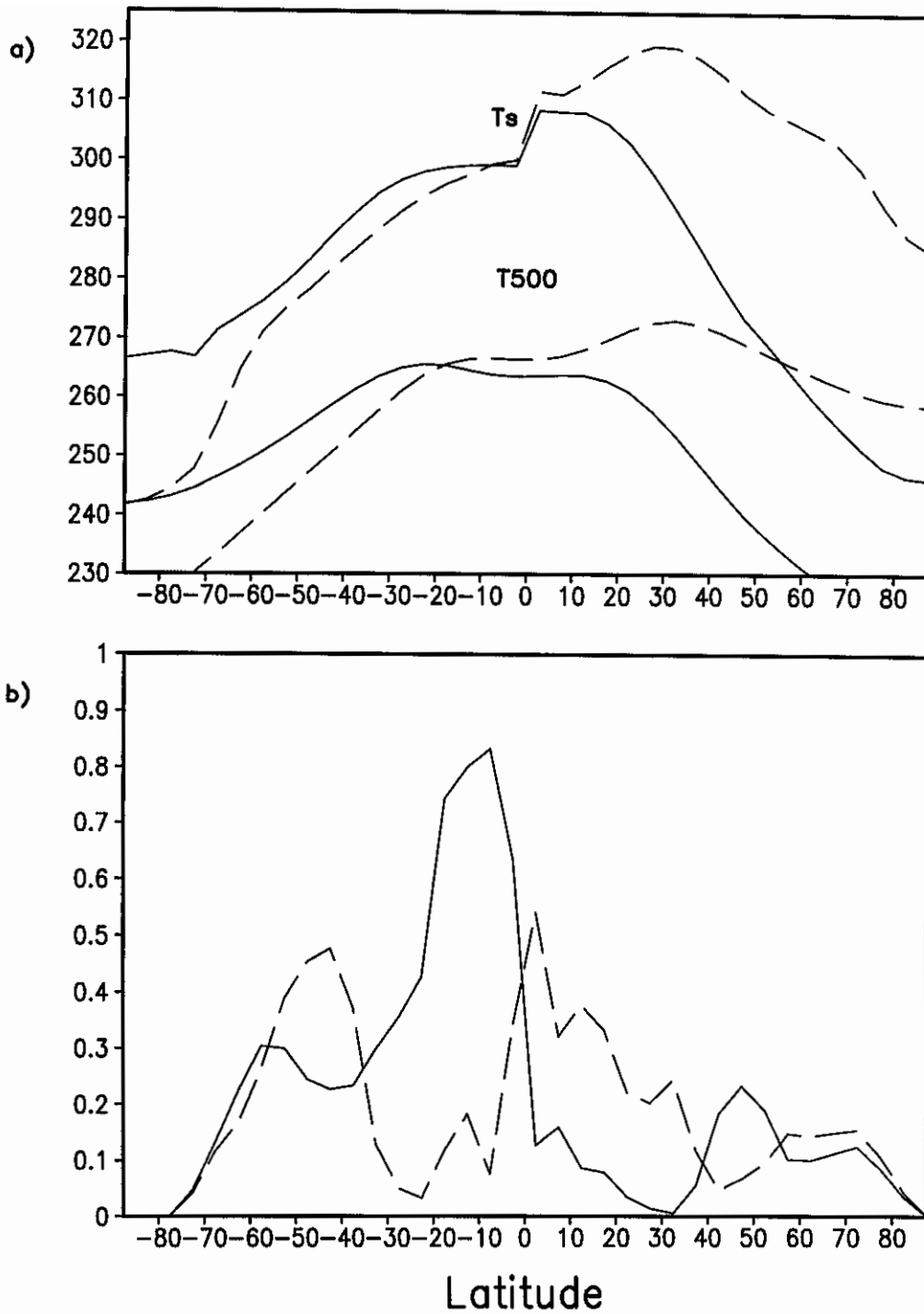


Fig. 4.7 – Variação latitudinal média no experimento B1: a) temperatura da superfície e ao nível de 500 hPa (K); e b) precipitação (cm dia^{-1}). Durante DJF (-) e JJA (___).

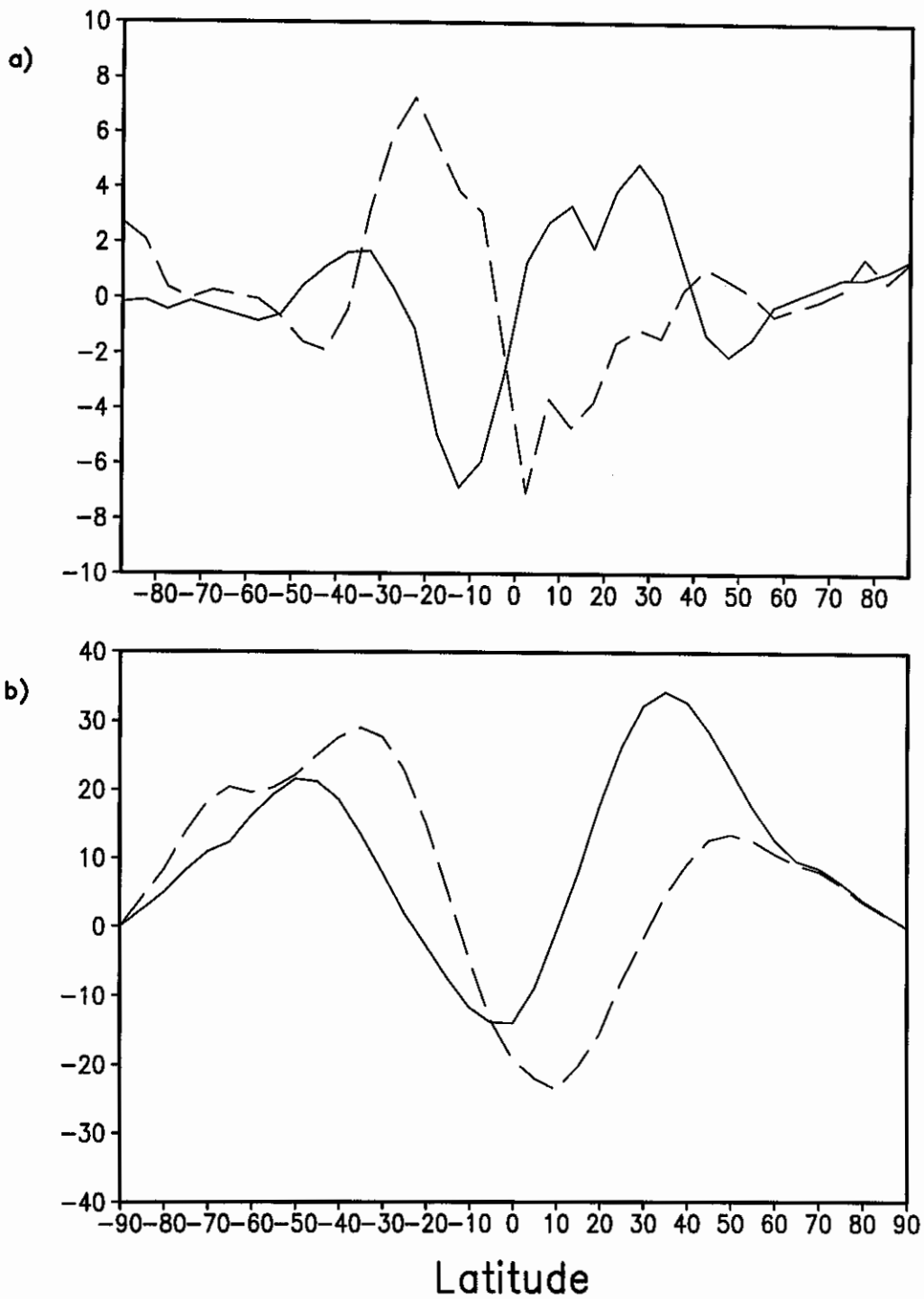


Fig. 4.8 - Variação latitudinal média no experimento B1: a) omega em 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); e b) vento zonal em 250 hPa ($m s^{-1}$). Durante DJF (-) e JJA (—).

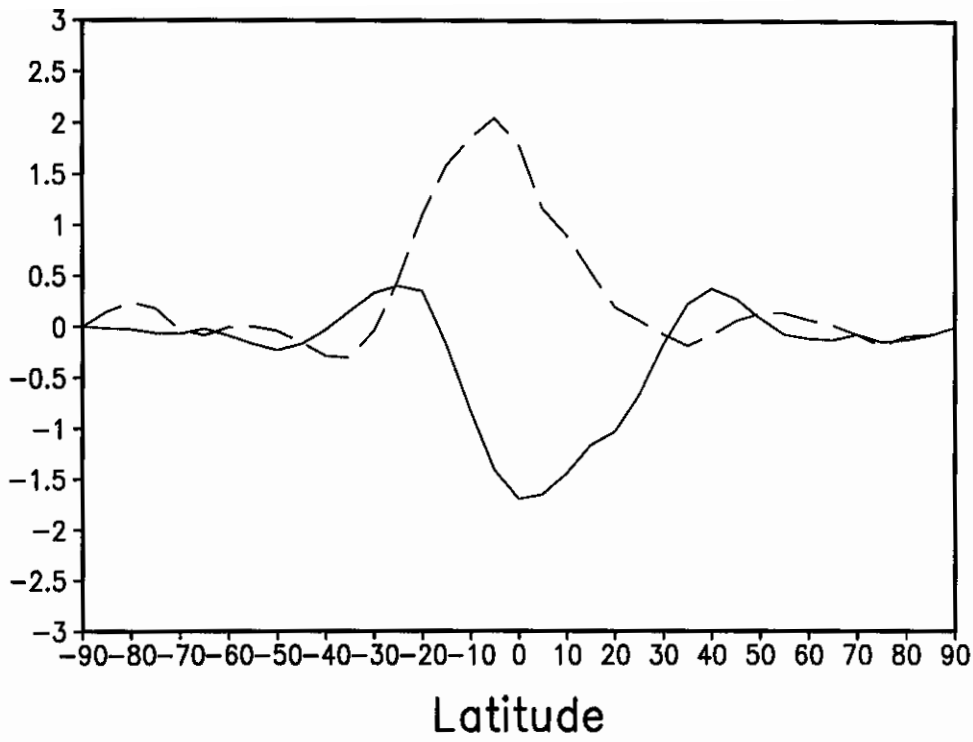


Fig. 4.9 – Variação latitudinal média no experimento B1 do vento meridional em 750 hPa (m s^{-1}). Durante DJF (-) e JJA (—).

da eclíptica (que afeta a declinação do Sol), excentricidade da órbita e precessão dos equinócios. Na Tabela 4.1 são apresentados alguns dos valores da radiação no topo da atmosfera atuais e os usados neste experimento como forçante (que representam as condições de 9000 anos atrás, período Holoceno), para o hemisfério Norte.

TABELA 4.1 – RADIAÇÃO SOLAR MÉDIA ZONAL NO TOPO DA ATMOSFERA ($W m^{-2}$) PARA O HEMISFÉRIO NORTE DURANTE O VERÃO

Latitude	Época atual	Holoceno	%
82.5	478,1	530,0	10,8
72.5	458,4	508,8	10,9
62.5	446,8	491,5	10,0
52.5	459,9	501,2	8,9
42.5	469,9	510,9	8,7
32.5	468,6	506,6	8,1
22.5	459,5	495,3	7,8
12.5	436,5	468,3	7,3
2.5	398,5	426,4	7,0

Durante o Holoceno, o periélio ocorria em julho e a declinação máxima era $24,23^\circ$. Observa-se que o incremento máximo da radiação se dava em altas latitudes do HN (Figura 4.10a). Na zona tropical o aumento é maior no HN que no HS. No HS o aumento progressivo da declinação em janeiro, em conjunto com o periélio, modera o ciclo sazonal, acarretando reduções mais acentuadas na radiação nos trópicos que em altas latitudes. Na média anual (Figura 4.10b), o aumento da radiação no HN é compensado com a diminuição no HS. O aumento médio anual global é aproximadamente zero. A parametrização da radiação do modelo reproduz coerentemente os valores do Holoceno, comparado com cálculos feitos baseados em formulações mais sofisticadas (Berger, 1978), que são empregadas nos MCG (Kutzbach, 1981; Kutzbach e Otto-Bliesner, 1982).

São apresentadas a seguir as médias zonais das variáveis climáticas: temperatura, omega, vento zonal e precipitação, resultantes do efeito combinado de mudanças na data do periélio, da excentricidade e da declinação. Para tal fim, são analisadas as diferenças entre este experimento e o anterior (desvios).

No verão boreal, a temperatura da superfície no HN é $1-4^\circ$ maior entre $87,5^\circ$ e $2,5^\circ$ N, sendo observados os maiores incrementos entre $60-70^\circ$ N (Figura 4.11a).

Entretanto, em janeiro no HN a T_S diminui ($-2,1^\circ$), sendo que nos trópicos ocorre a maior diminuição ($-2,6^\circ$). No HS a diminuição é menor e nas proximidades do pólo observa-se os menores valores durante o verão austral ($-1,6^\circ$).

A Figura 4.11b mostra que, durante o verão boreal, observa-se um aumento em todo o globo no campo de temperatura ao nível de 500 hPa, sendo mais forte em latitudes altas do HN. Entretanto, no inverno observou-se uma diminuição, com os valores mínimos observados nos trópicos.

A Figura 4.12a mostra a variação sazonal da velocidade vertical. No verão boreal observa-se um incremento da intensidade do movimento vertical ascendente, na zona tropical do HN, e uma diminuição no inverno no HS. No campo da precipitação verificou-se na área tropical concordância com omega, mostrando uma diminuição da precipitação durante o inverno nos trópicos do HN (Figura 4.12b). As mudanças de omega e da precipitação nos trópicos são maiores, durante o transcurso do ano, em ambos os Hemisférios.

No verão do hemisfério, nos trópicos, ao nível de 250 hPa a intensidade do jato de leste é maior ($2,5$ e $6,1 \text{ m s}^{-1}$, no período DJF e JJA, respectivamente), como se nota na Figura 4.13a. Observou-se no nível de 750 hPa (não mostrado), também, um incremento da ordem de 2 m s^{-1} com respeito ao experimento B1. Entretanto, a componente meridional do vento a 750 hPa mostra um incremento de $0,87 \text{ m s}^{-1}$ durante o verão e diminuição em $0,34$ no inverno, ambos nos trópicos (Figura 4.13b).

Estes resultados indicam o incremento da intensidade da monção, quando considerados os parâmetros orbitais referentes aos do Holoceno, produto do aumento do gradiente térmico continente-oceano. Encontrou-se, então, um verão mais úmido e quente, e um inverno mais seco e frio, com respeito ao experimento B1.

4.3 Sistema Atmosfera-Oceano-Continente no Holoceno (Experimento B3)

Alterando os parâmetros orbitais do experimento controle (A1), efetuou-se um experimento considerando um sistema atmosfera-oceano-continente no Holoceno. Neste experimento foram observadas as mudanças ocorridas por alterações na forçante radiativa.

No experimento controle (A1) observou-se, que durante o verão boreal há indícios

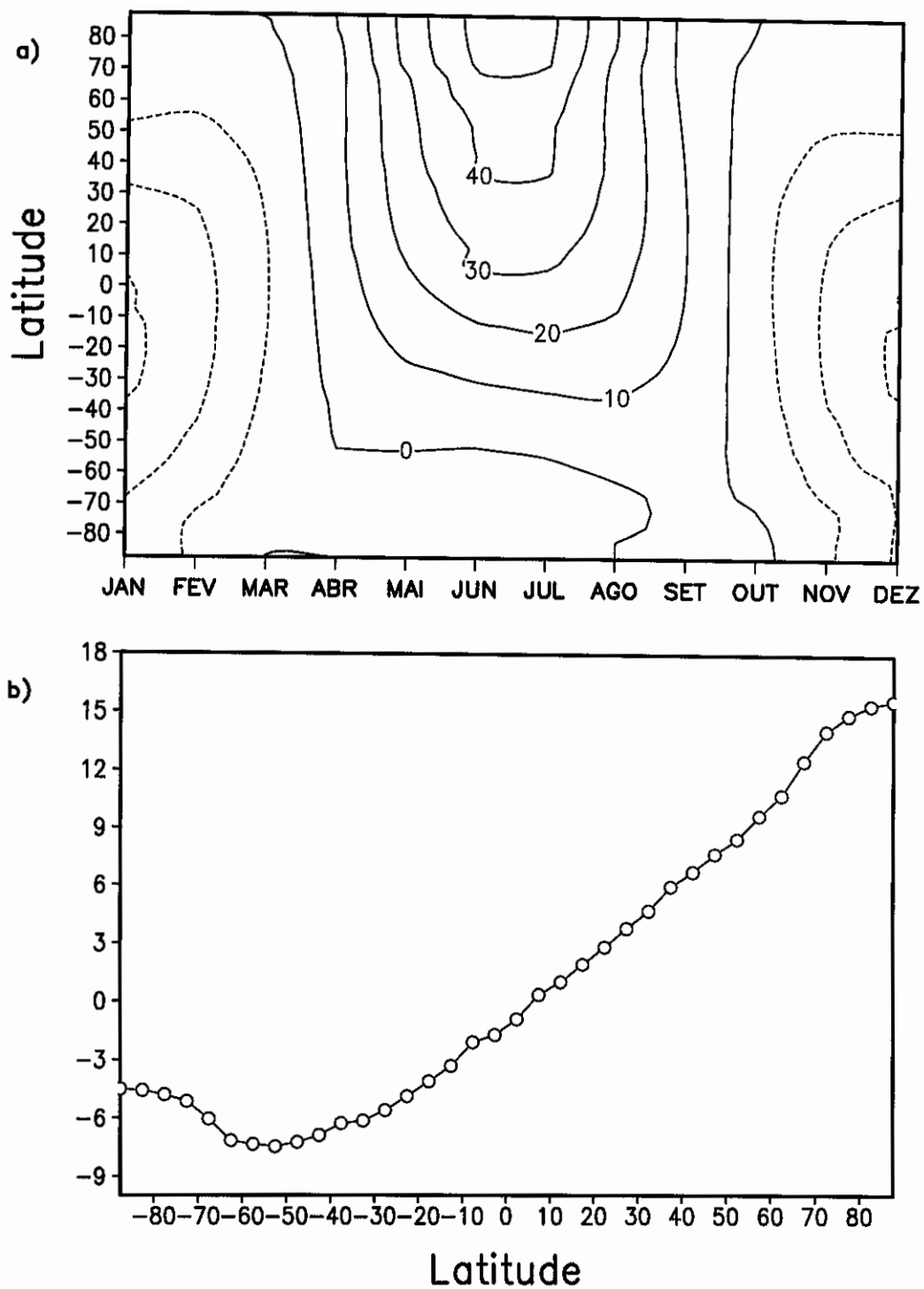


Fig. 4.10 – Devios de B2 respeito a B1 da radiação solar no topo da atmosfera: a) ciclo anual; e b) média anual (W m^{-2}).

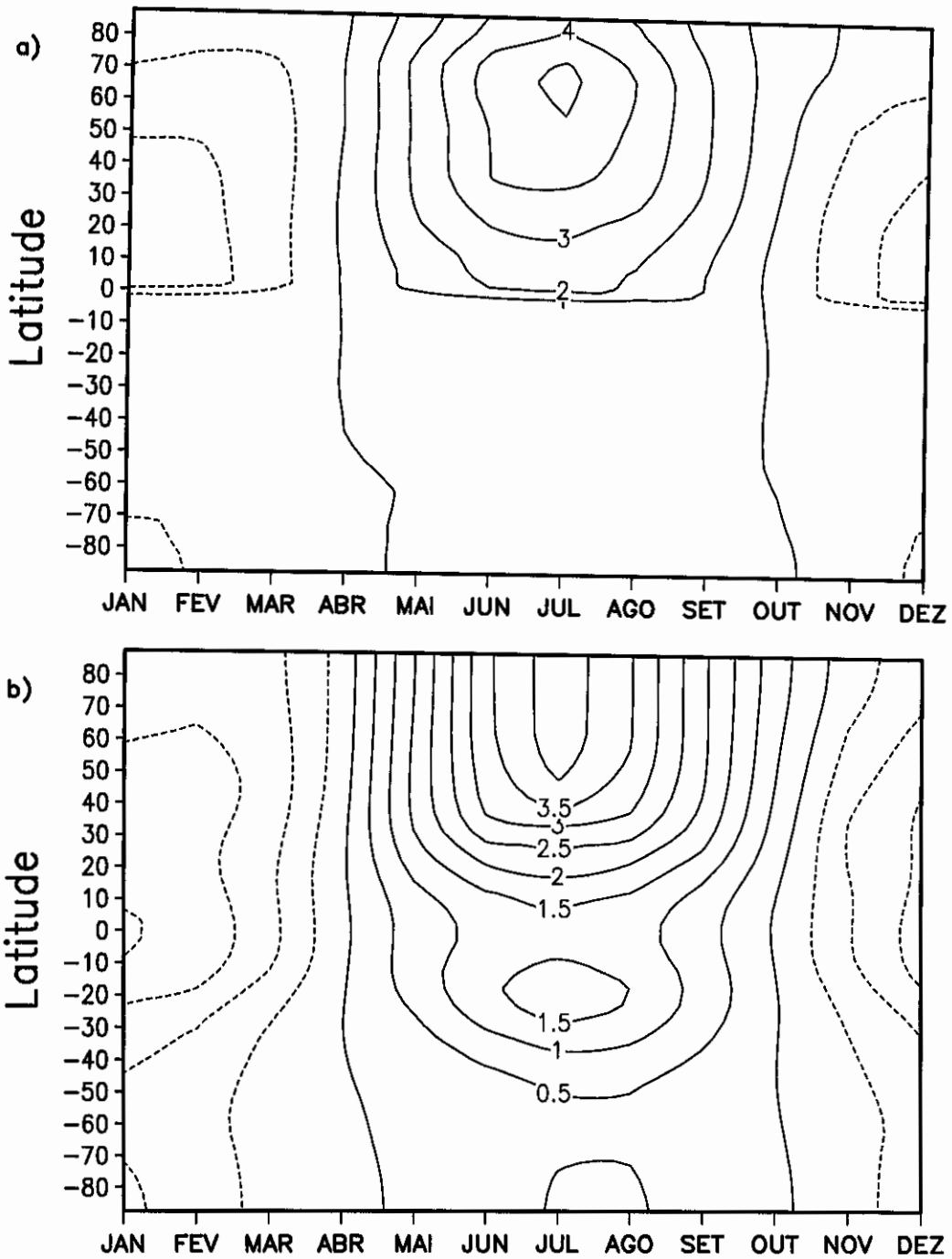


Fig. 4.11 – Desvios de B2 respeito a B1: a) temperatura da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).

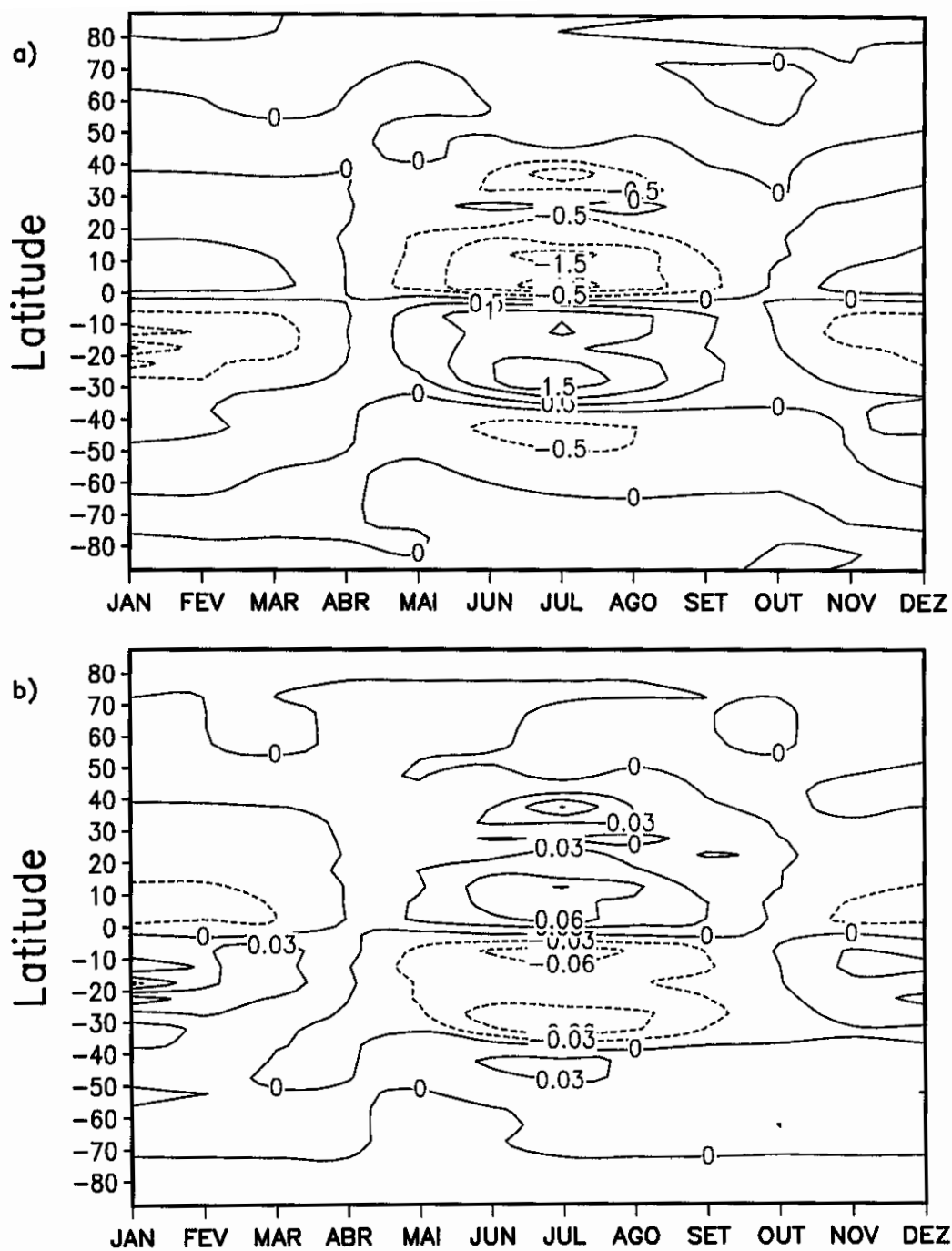


Fig. 4.12 – Desvios de B2 respeito a B1: a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) precipitação (cm dia^{-1}).

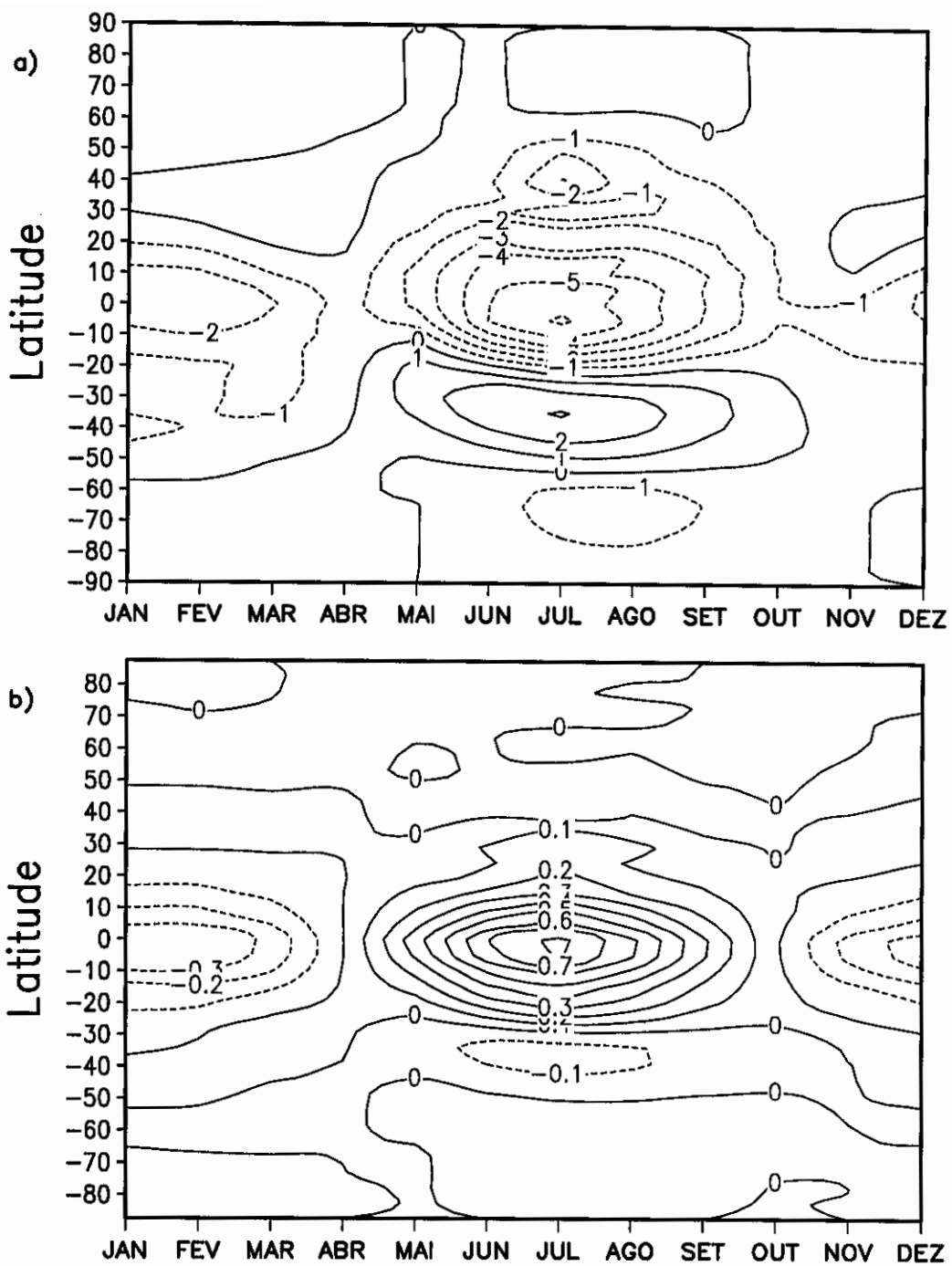


Fig. 4.13 – Desvios de B2 respeito a B1: a) vento zonal a 250 hPa (m s^{-1}); e b) vento meridional a 750 hPa (m s^{-1}).

de atividade monçônica: maior intensidade do vento meridional em 750 hPa e da precipitação nos trópicos do HN que no HS no inverno, assim como também a dos ventos de leste em 250 hPa. Este resultado é produto da maior concentração de continente no HN. O modelo média zonal amortece o sinal da monção, mas não a elimina; desta maneira, com uma alteração na forçante radiativa no experimento controle, é esperado algum tipo de resposta.

Os resultados deste experimento mostram que a intensidade do vento meridional em 750 hPa é maior durante o verão boreal, assim como também, é observado um incremento (diminuição) da precipitação no HN (HS) (Figuras 4.14 a 4.16). Além disso, há um aumento nos ventos de leste (250 hPa), resultado do aumento do gradiente térmico gerado pela maior radiação recebida no HN; isso também provoca um aumento da velocidade vertical ascendente nos trópicos do HN, gerando um aumento da precipitação anteriormente citado.

Em comparação aos resultados do experimento B2, notou-se que as anomalias observadas são menores, resultado de ser o produto de uma atmosfera média zonal (continente, oceano, neve e gelo).

Estes resultados, finalmente, mostram concordância com a evidência paleoclimatológica (Crowley, 1983), que indica uma maior intensidade da monção durante o Holoceno.

Apesar das limitações do presente modelo, os resultados destes experimentos conseguem dar uma estimativa dos regimes climáticos passados. Em futuros estudos, para conseguir melhores resultados e aplicações, sugere-se introduzir no modelo: umidade explícita e aumentar o número de camadas na vertical, para ter uma melhor representação da interação atmosfera-superfície (camada limite), hidrologia de superfície, etc.

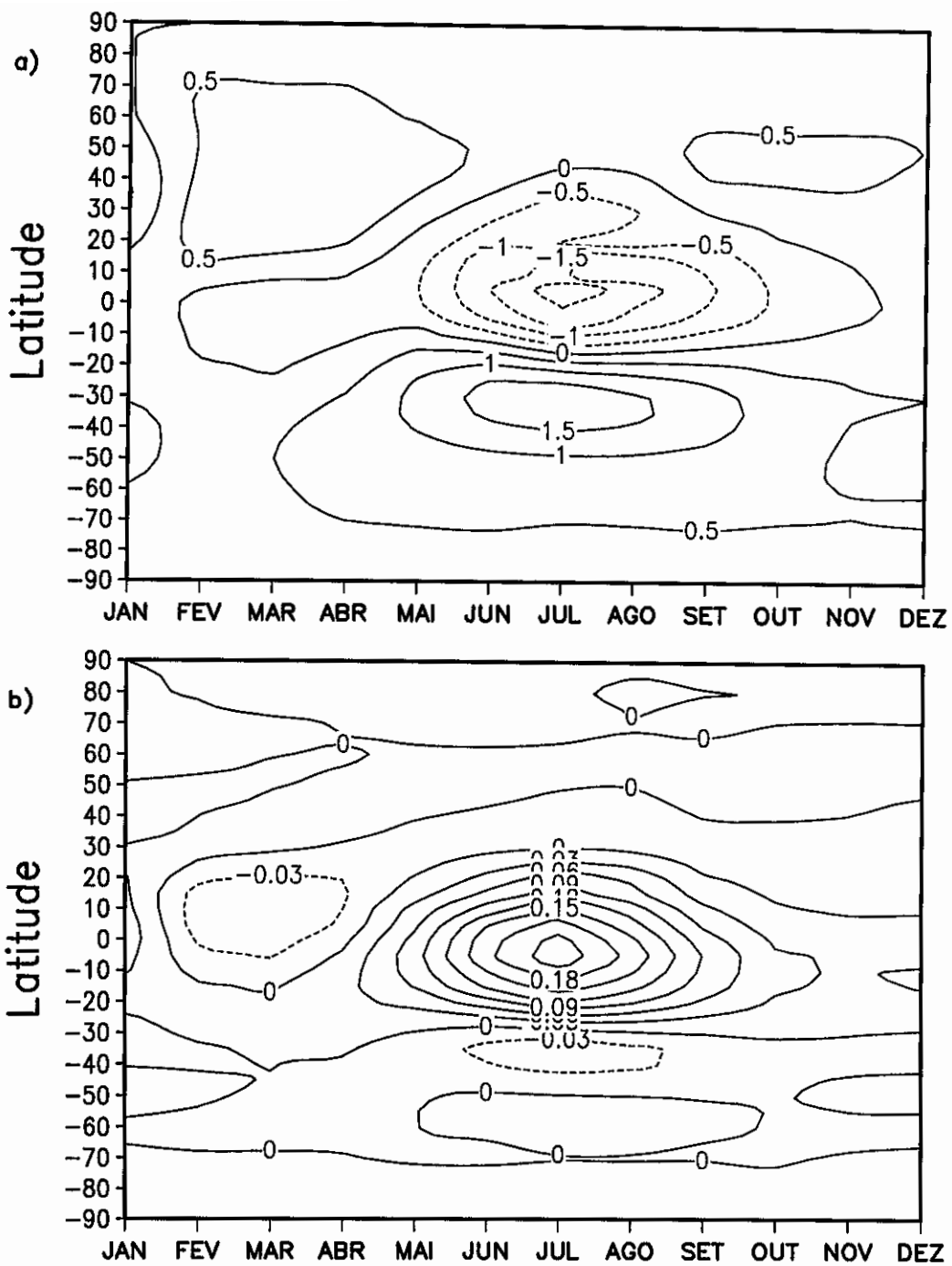


Fig. 4.14 -- Desvios de B3 respeito a A1: a) vento zonal a 250 hPa (m s^{-1}); e b) vento meridional a 750 hPa (m s^{-1}).

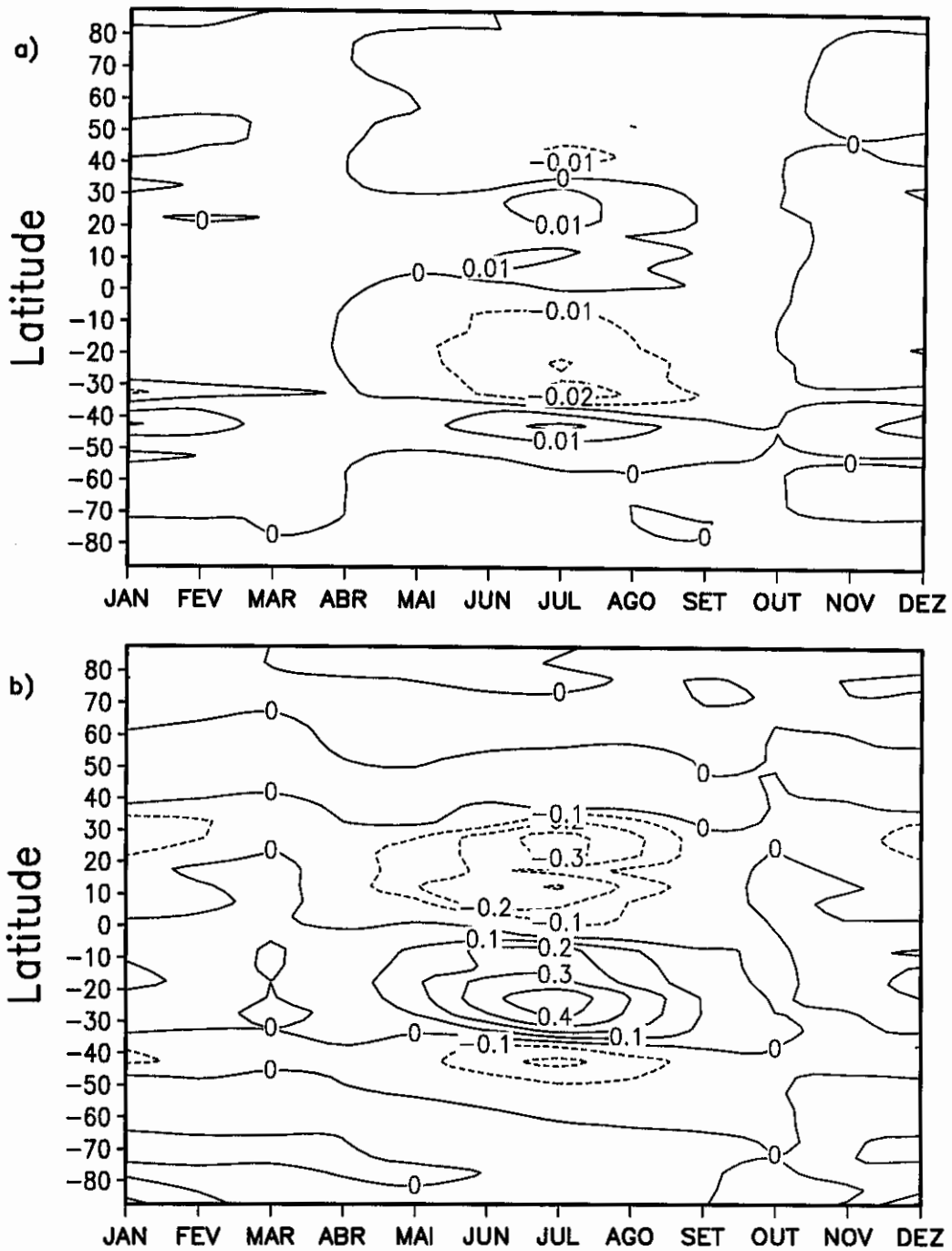


Fig. 4.15 – Desvios de B3 respeito a A1: a) omega em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$); e b) precipitação (cm dia^{-1}).

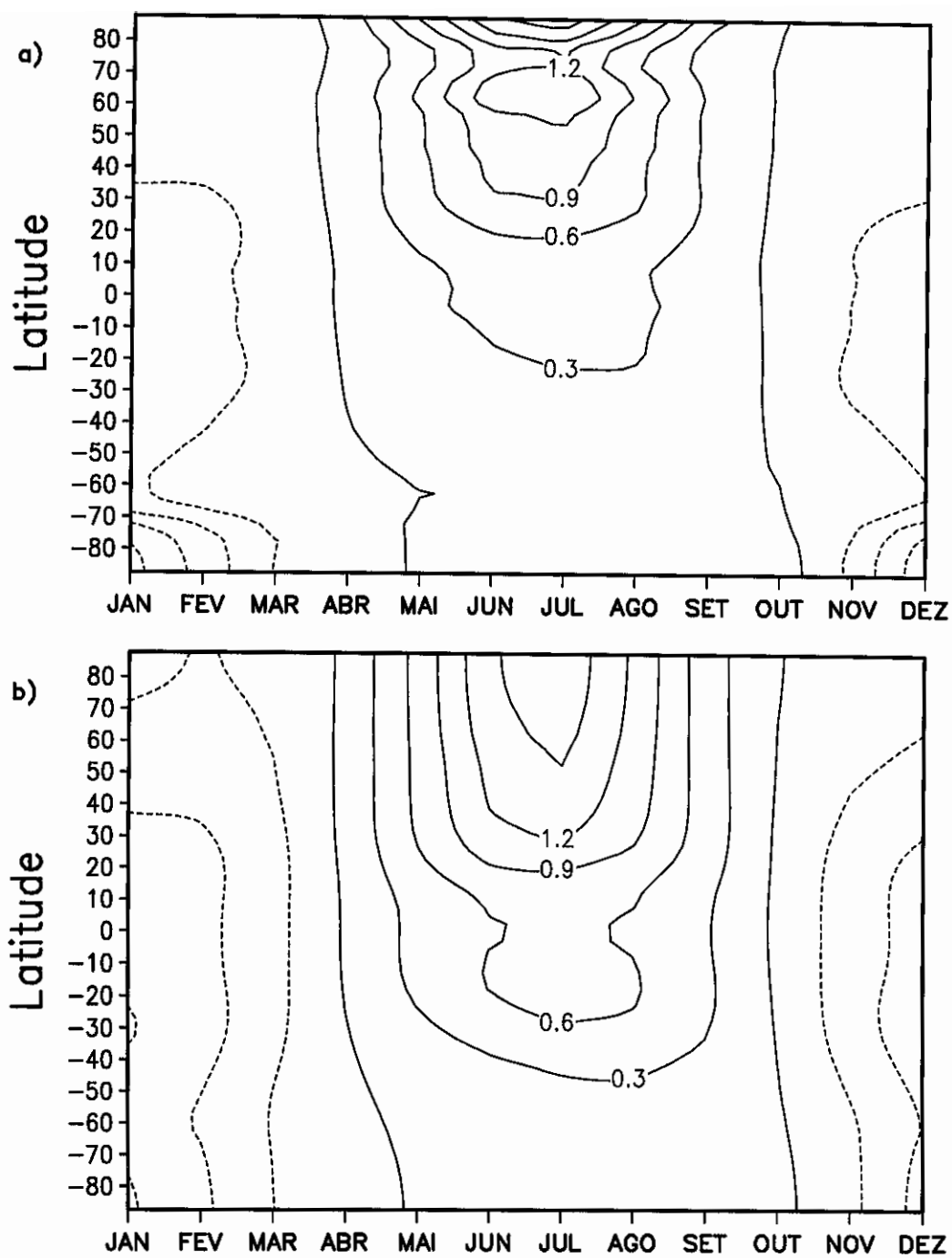


Fig. 4.16 – Desvios de B3 respeito a A1: a) temperatura da superfície (K); e b) temperatura ao nível de 500 hPa (K).

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho procurou-se estudar a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as características básicas das monções, considerando uma atmosfera média zonal. Efetuaram-se, também, experimentos de sensibilidade relacionados às variações dos parâmetros orbitais (obliquidade, excentricidade e precessão) para simular o comportamento das monções no Holoceno.

Utilizou-se um modelo estatístico dinâmico, média zonal global, de equações primitivas, desenvolvido por Franchito e Rao (1992). Esse modelo foi aperfeiçoado com a incorporação do ciclo diurno da radiação solar e, complementarmente, sua grade espacial foi tornada variável (incrementos de 10° , 5° ou $2,5^\circ$ de latitude).

O modelo foi rodado com diferentes resoluções espaciais, considerando, em cada caso, as características reais da superfície terrestre. Os resultados do modelo, obtidos com intervalos de grade de 10° , 5° e $2,5^\circ$ de latitude, mostram boa concordância com as observações (Sellers, 1965; Oort, 1983; Peixoto e Oort, 1992). As maiores discrepâncias foram observadas com a resolução correspondente a 10° . Escolheu-se como controle os experimentos realizados com o modelo de 5° de intervalo de grade, por sua eficiência em reproduzir as características médias zonais globais e menor custo computacional em relação ao de $2,5^\circ$.

Simulou-se a migração sazonal da ZCIT sobre diferentes tipos de superfície: controle, oceano, e continente, com o intuito de verificar sua dependência com relação à temperatura da superfície. Além disso, foi simulado um sistema monçônico simples, gerado pelo aquecimento diferencial oceano-continente, a fim de reproduzir suas características básicas: mudança sazonal do vento e regime de precipitação. O experimento de sensibilidade foi realizado, mudando a obliquidade, excentricidade e precessão da órbita terrestre (valores correspondentes ao período Holoceno - 9000 anos atrás).

No caso da ZCIT foram idealizados dois experimentos: um planeta totalmente aquático e outro totalmente continental. No caso do experimento onde considera-se o planeta coberto totalmente por oceano, a temperatura da superfície do mar (TSM) regula a variação sazonal e anual do clima. Neste experimento, observa-se o desenvolvimento de jatos de oeste de igual intensidade em ambos os hemisférios.

A diferença ao experimento de controle, que considera oceanos e continentes nos percentuais reais, onde é observada a presença de uma assimetria entre os jatos de oeste em ambos os hemisférios.

No “planeta continental”, onde se considera o ciclo hidrológico, encontrou-se marcada variação sazonal da temperatura da superfície, com máximos superiores aos encontrados na superfície do oceano. Notou-se, também, o surgimento de jatos de leste na zona tropical, durante o verão do hemisfério, de intensidade similar aos encontrados em latitudes médias. Os resultados simulados são semelhantes aos descritos por Kurihara (1973).

Com relação ao deslocamento da ZCIT, os resultados dos experimentos mostraram que:

- no “planeta aquático”, a variação sazonal da ZCIT foi de 15° , resultado semelhante ao encontrado quando consideradas as características reais da superfície da Terra (controle);
- no “planeta continental” o deslocamento foi maior cerca de 25° de latitude, em média.

Nestes experimentos observou-se: inversão sazonal do vento, moderada (forte) no caso do experimento com a superfície coberta por oceano (continente), do hemisfério de inverno para o de verão. Encontrou-se que o vento zonal aumenta (diminui) em baixos níveis no caso do planeta oceanico (continental) pelo menor (maior) atrito, no entanto nos altos níveis depende do comportamento da temperatura da superfície.

Na simulação das monções, foi considerado um planeta onde o hemisfério sul é totalmente coberto de oceano e o hemisfério norte por continente. Nestes experimentos, encontrou-se forte inversão do vento (na intensidade da componente meridional) de inverno para verão no HN e, ainda, regime intenso de precipitação durante o verão do hemisfério. No entanto, sobre continente, o máximo de precipitação foi inferior ao máximo sobre o oceano. A ausência de uma equação que levasse em conta a umidade e seu transporte, é a possível causa da precipitação ter sido menor no “hemisfério continental”.

Não foram observadas oscilações neste experimento, como aquelas encontradas por Webster (1983) e por Alapati e Raman (1989). Uma importante razão pelo não

surgimento de tais fenômenos é que os processos convectivos não são considerados explicitamente no modelo usado.

Em altos níveis (250 hPa) um jato de leste se desenvolveu na região da monção, durante o verão, sobre o continente mas não sobre oceano. Em baixos níveis (750 hPa), o campo de vento apresentou a mudança sazonal do vento desde o sudoeste no verão a nordeste no inverno, importante característica do sistema monçônico asiático.

Alterando os parâmetros orbitais, com valores similares aos existentes há 9000 anos atrás, verificou-se uma intensificação da circulação monçônica durante o período de verão no HN, como resultado do incremento da radiação neste hemisfério e sua diminuição no HS, durante o verão boreal. Isso causa um aumento da temperatura da superfície no HN, o que, por sua vez, aumenta o gradiente de temperatura na direção Norte-Sul. A modificação foi realizada tanto no experimento do sistema monçônico simples, como no de controle. As respostas foram mais fortes no primeiro caso; no segundo foram amortecidas por serem o resultado de uma distribuição média zonal. Estes resultados, concordam com os encontrados utilizando modelos mais complexos (Kutzbach e Guetter, 1986; Kutzbach e Gallimore, 1988; Noblet et al., 1996) e também com a evidência paleoclimatológica (Crowley, 1983).

Nas simulações realizadas, pode ser ressaltado o papel moderador do oceano no ciclo sazonal da circulação atmosférica. Através dos experimentos descritos, verificou-se que, principalmente, a variação da forçante térmica (radiação solar) e o tipo de superfície, estabeleceram a conduta anual e sazonal do clima no modelo.

Destaca-se a habilidade do modelo para simular condições climáticas passadas, o que dá uma indicação de seu potencial para estimar também o clima no futuro. Os resultados do modelo dependem do tipo de parametrizações, resolução da grade etc., pelo qual devem ser tomados com precaução.

Para futuros trabalhos, sugere-se:

- incorporar uma melhor parametrização da radiação, incluindo os processos de espalhamento e a absorção por CO₂, H₂O e O₃;
- aumentar o número de camadas na vertical;
- incorporar a equação da umidade, considerando a parametrização do

transporte turbulento de vapor d'água e um esquema de parametrização cumulus;

- incorporar o efeito da vegetação;
- melhorar a parametrização dos fluxos de calor sensível e latente;
- incluir os efeitos feedback nebulosidade-radiação e gelo;
- incorporar um modelo oceânico, a fim de considerar o transporte de calor pelas correntes oceânicas;
- utilizar as análises dos MCGs (dados homogêneos) para recalibrar o modelo, possibilitando efetuar experimentos de outra natureza (paleoclimatológicos, poluição, etc.).

Na Tabela 5.1 são apresentados um resumo dos principais resultados dos experimentos realizados.

TABELA 5.1 – RESUMO DOS PRINCIPAIS RESULTADOS

EXPERIMENTO	RESULTADOS
A1	a ZCIT tem variação sazonal de 15°, no entanto no verão do HN há indícios de atividade monçônica observados no campo de vento.
A2	a ZCIT desloca-se 15° na direção NS. A temperatura da superfície do mar mostra variação sazonal moderada. A ZCIT segue os máximos de TSM, concentrados na área tropical.
A3	a ZCIT desloca-se 25° na direção NS. A temperatura de superfície apresenta máximos superiores a TSM, sendo que T_S no HS é maior (devido à excentricidade). Há forte variação sazonal da T_S . São detectados jatos de leste no Hemisfério de verão nos trópicos.
B1	o aquecimento diferencial continente-oceano, gera circulações monçônicas (mudanças de vento de inverno para verão), e a presença de jato de leste no verão boreal.
B2	aumento médio da radiação solar no topo da atmosfera no Holoceno; as temperaturas superficiais são maiores com relação a B1 no continente. Há um aumento das taxas de precipitação no HN. O jato de leste fica mais intenso. Conseqüentemente, a circulação monçônica é mais forte.
B3	características semelhantes a B2, mas com menor intensidade. Os resultados de B2 e B3 concordam com evidência paleoclimática.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alapati, K.; Raman, S. A study of the seasonal migration of itcz and the quasi-periodic oscillations in a simple monsoon system using an energy balance model. *Meteorol.Atmos.Phys.*, v. 41, n. 4, p. 191-211, Jan. 1989.
- Asselim, R. A. Frequency filter for time integrations. *Mon.Wea.Rev.*, v. 100, n. 6, p. 487-490, June 1972.
- Berger, A. L. Longe-term variations of daily insolation and quaternary climate changes. *J.Atmos.Sci.*, v. 35, n. 12, p. 2362-2367, Dec. 1978.
- Brown, J. A.; Campana, K. A. An economical time-differencing system for numerical weather prediction. *Mon.Wea.Rev.*, v. 106, n. 8, p. 1125-1136, Aug. 1978.
- Crowley, T. J. The geologic record of climate change. *Rev.Geophys.Spac.Physics*, v. 21, n. 4, p. 828-877, May 1983.
- Estoque, M. A.; Douglas, M. Structure of intertropical convergence zone over gate area. *Tellus*, v. 30, n. 1, p. 55-61, 1978.
- Fein, J. S.; Stephens, P. L. *Monsoons*. Washington, DC: John Wiley & Sons, 1987. 632 p.
- Franchito, S. H. **Experimentos numéricos com modelos climáticos média zonal**. São José dos Campos. 170 p. (INPE-5083-TDL/417). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989.
- Franchito, S. H.; Rao, V. B. Climatic change due to land surface alterations. *Clim.Change*, v. 22, n. 1, p. 1-34, Sep. 1992.
- On the simulations of the sea surface with a zonally averaged model. *The global Atmosphere and Ocean System*, v. 3, p. 35-53, 1995.
- Gates, W.; Batten, E. S.; Kalhe, A. B.; Nelson, A. B. **A documentation of the mintz-arakawa two-level a atmospheric general circulation model**. Santa Monica, CA: Rand Corporation, 1971. (Rept. R-877-ARPA).

- Gates, W. L. An overview of amip and preliminary results. In: First International Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) Scientific Conference. Monterrey, CA, 1995. **Proceedings**. Geneva, 1995 p. 1-8. (WMO/TD-No 732).
- Goswami, B. N.; Shukla, J. Quasi-periodic oscillations in a symmetric general circulation model. **J.Atmos.Sci.**, v. 41, n. 1, p. 20-37, Jan. 1984.
- Goswami, B. N.; Shukla, J.; Schneider, E. K.; Sud, Y. C. Study of the dynamics of the intertropical convergence zone with a symmetric version of the glass climate model. **J.Atmos.Sci.**, v. 41, n. 1, p. 5-19, Jan. 1984.
- Gutman, G.; Ohring, G.; Joseph, J. G. Interaction between the geobotanic state and climate: A suggested approach and a test with a zonal model. **J.Atmos.Sci.**, v. 41, n. 18, p. 2663-2678, Sep. 1984.
- Hartmann, D. L. **Global physical climatology**. San Diego, CA, USA: Academic Press, 1994.
- Herdies, D. L. **Efeitos inter-hemisféricos de intensas fontes tropicais de calor**. São José dos Campos. 152 p. (INPE-5272-TDL/447). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1991.
- Kurihara, Y. Experiments on the seasonal variation of the general circulation in a statistical-dynamical model. **J.Atmos.Sci.**, v. 30, n. 1, p. 25-49, Jan. 1973.
- Kutzbach, J. E. Monsoon climate of the early holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. **Science**, v. 214, n. 45116, p. 59-61, Oct. 1981.
- Kutzbach, J. E.; Gallimore, R. G. Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 years b.p. **J.Geophys.Res.**, v. D1, n. 93, p. 803-821, Jan. 1988.
- Kutzbach, J. E.; Guetter, P. J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years. **J.Atmos.Sci.**, v. 43, n. 16, p. 1726-1759, Aug. 1986.
- Kutzbach, J. E.; Otto-Bliesner, B. L. The sensitivity of the african-asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years b.p. in a low-resolution general circulation model. **J.Atmos.Sci.**, v. 39, n. 6, p. 1177-1188, June 1982.

- Legates, D. R.; Willmott, C. J. Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. **Theor.Appl.Climatol.**, v. 41, n. 1-2, p. 11-21, 1990a.
- Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. **Int.J.Climatol.**, v. 10, n. 2, p. 111-127, Mar. 1990b.
- Lobo, P. R. V. **Um estudo climatológico da zona de convergência intertropical (zcit) e sua influência sobre o nordeste do brasil.** São José dos Campos. 93 p. (INPE-2534-TDL/101). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1982.
- MacCracken, M. C.; Ghan, S. J. Design and use of zonally-averaged climate models. In: Schlesinger, M. E. ed. **Physically-based modeling and simulation of climate and climatic change.** Reidel Publ. Co., 1987. NATO ASI C-series, p. 755-812.
- Machado, L. A. T. Sistemas convectivos tropicais observados por satélites meteorológicos. In: **Curso de interpretação de imagens e análise meteorológica.** 4. São José dos Campos, SP: UNIVAP, out. 1995.
- Molion, L. C. B. Um século e meio de aquecimento global. **Ciência Hoje**, v. 18, n. 107, p. 20-29, 1995.
- Noblet, N.; Bracannot, P.; Jousanne, S.; Masson, V. Sensitivity of simulated asian and african summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kbp. **Clim.Dyn.**, v. 12, n. 9, p. 589-603, 1996.
- Numaguti, A. Dynamics and energy balance of the hadley circulations and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation. **J.Atm.Sci.**, v. 50, n. 13, p. 1874-1887, July 1993.
- Numaguti, A.; Hayashi, Y. Behavior of cumulus activity and the structures of circulations in an “aquaplanet” model. part ii: Eastward moving planetary scale structure and the intertropical convergence zone. **J.Meteor.Soc.Japan**, v. 69, n. 5, p. 563-579, Oct. 1991.
- Ohring, G.; Adler, S. Some experiments with a zonally averaged model. **J.Atmos.Sci.**, v. 35, n. 2, p. 186-205, Feb. 1978.
- Oort, A. H. **Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973.** Rockville, MD: NOAA, 1983. (Prof. Pap. 14).

- Peixoto, P. J.; Oort, A. H. **Physics of climate**. New York, USA: American Institute of Physics, 1992. 520 p.
- Rao, V. B.; Franchito, S. H. The response of a simple climate model to the sea surface temperatures anomalies. **Ann.Geophysicae**, v. 11, n. 9, p. 846–856, Sep. 1993.
- Rasmusson, E. M.; Wallace, J. M. Meteorological aspect of the el niño/southern oscillation. **Science**, v. 222, n. 4629, p. 1195–1202, 1983.
- Riehl, H. **Meteorologia tropical**. MacGraw Hill, 1977. 426 p.
- Rind, D.; Rossow, W. B. The effects of physical processes on the hadley circulation. **J.Atmos.Sci.**, v. 41, n. 4, p. 479–507, Feb. 1984.
- Saha, K. R. Mean cloud distributions over tropical oceans. **Tellus**, v. 23, n. 2, p. 183–195, 1971.
- Saltzman, B. A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. In: Saltzman, B. ed. **Advances in geophysics**. New York: Academic Press, 1978. v. 20, p. 183–304.
- Saltzman, B.; Vernaker, A. D. A parameterization of the large-scale transient eddy flux of relative angular momentum. **Mon.Wea.Rev.**, v. 96, n. 12, p. 854–857, Dec. 1968.
- An equilibrium solution for the axially symmetric component of the earth's macroclimate. **J.Geophys.Res.**, v. 76, n. 6, p. 1498–1524, Feb. 1971.
- Global equilibrium solutions for the zonally averaged macroclimate. **J.Geophys.Res.**, v. 77, n. 21, p. 3936–3945, July 1972.
- Schneider, S. H.; Dickinson, R. E. Climate modeling. **Rev.Geophys.Spac.Physics**, v. 12, n. 3, p. 447–493, Aug. 1974.
- Sellers, W. D. **Physical climatology**. Chicago, MA, USA: University Chicago Press, 1965. 272 p.
- A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. **J.Appl.Met.**, v. 8, n. 3, p. 392–400, June 1969.
- A new global climate model. **J.Appl.Met.**, v. 12, n. 2, p. 241–254, Mar. 1973.

- Souza, L. K. **Estudo observacional e de modelagem da variação da precipitação na floresta amazônica.** São José dos Campos. 99 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1995.
- Taylor, K. E. The roles of mean meridional motions and large-scale eddies in zonally averaged circulations. **J.Atmos.Sci.**, v. 37, n. 1, p. 1–19, Jan. 1980.
- Uvo, C. R. **A zona de convergência intertropical (zcit) e sua relação com a precipitação da região norte do nordeste brasileiro.** São José dos Campos. 82 p. (INPE-4887-TDL/370). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989.
- Wallace, J. M.; Hobbs, P. V. **Atmospheric science: An introduction survey.** New York, USA: Academic Press, 1977. 467 p.
- Washington, W. M.; Parkinson, C. L. **An introduction to three-dimensional climate modeling.** Mill Valley, CA, USA: University Science, 1986. 422 p.
- Webster, P. J. A model of the seasonally-varying planetary-scale monsoon. In: Pearce, R. P.; Highhill, J. ed. **Monsoon Dynamics.** Cambridge: University Press, 1981. p. 165–192.
- Mechanisms of monsoon low-frequency variability: Surface hydrological effects. **J.Atmos.Sci.**, v. 40, n. 9, p. 2110–2124, Sep. 1983.
- Webster, P. J.; Chou, L. C. Low-frequency transitions of a simple monsoon system. **J.Atmos.Sci.**, v. 37, n. 2, p. 368–382, Feb. 1980a.
- Seasonal structure of a simple monsoon system. **J.Atmos.Sci.**, v. 37, n. 2, p. 354–367, Feb. 1980b.
- Webster, P. J.; Lau, K. M. A simple ocean-atmosphere climate model: Basic model and a simple experiment. **J.Atmos.Sci.**, v. 34, n. 7, p. 1063–1084, July 1977.
- Williams, G. P.; Holloway, J. L. The range and unity of planetary circulations. **Nature**, v. 297, n. 5864, p. 295–299, May 1982.

APÊNDICE A

MODELO MÉDIA ZONAL

Modelo Estatístico-Dinâmico Média Zonal: Franchito e Rao (1992).

A.1 Dinâmica do Modelo

Equações de movimento

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(p^*\bar{u})}{\partial t} &+ \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{uv}\cos\phi)}{\partial\phi} \pm 2P^*\overline{\sigma_2 u_2} - p^*f\bar{v} \\
 -p^*\bar{uv} \frac{\tan\phi}{a} &= p^*\bar{F}_\lambda - \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{u}'v')}{\partial\phi} \\
 \mp 2P^*\overline{\sigma_2' u_2'} &+ p^*\bar{u}'v' \frac{\tan\phi}{a}
 \end{aligned} \tag{A.1}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(p^*\bar{v})}{\partial t} &+ \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{v}^2\cos\phi)}{\partial\phi} \pm 2P^*\overline{\sigma_2 v_2} + p^*f\bar{u} \\
 -p^*\bar{u}^2 \frac{\tan\phi}{a} &= -p^* \frac{1}{a} \frac{\partial\Phi}{\partial\phi} - \sigma p^*\bar{\alpha} \frac{1}{a} \frac{\partial p}{\partial\phi} + p^*\bar{F}_\lambda \\
 -\frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{v}')}{\partial\phi} &\mp 2P^*\overline{\sigma_2' v_2'} + p^*\bar{u}'^2 \frac{\tan\phi}{a}
 \end{aligned} \tag{A.2}$$

Equação da termodinâmica

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(P^*T)}{\partial t} &= \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{v}T)}{\partial\phi} \pm 2P^*\overline{\sigma_2 T_2} - P^* + \frac{p^*\bar{T}}{C_p} \\
 -\frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(p^*\bar{v}'T')}{\partial\phi} &\pm 2P^*\overline{\sigma_2' T_2'}
 \end{aligned} \tag{A.3}$$

Equação da continuidade

$$p^* \overline{\sigma_2} = \frac{1}{4a \cos \phi} \frac{\partial p^* \cos \phi (\overline{v_3} - \overline{v_1})}{\partial \phi} \quad (\text{A.4})$$

Equação hidrostática

$$\begin{aligned} \overline{\Phi} &= \overline{\Phi_s} + \frac{1}{2} p^* (\sigma_1 \alpha_1 + \sigma_3 \alpha_3) \\ &\quad \pm \frac{1}{2} C_p \overline{\theta_2} P_R^{-R/C_p} (P_3^{-R/C_p} - P_1^{-R/C_p}) \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

Equação da tendência de pressão na superfície

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial p^* \cos \phi (\overline{v_1} + \overline{v_3})/2}{\partial \phi} = 0 \quad (\text{A.6})$$

A.2 Parametrizações

Atrito (Taylor, 1980):

$$P^* \overline{F_{\lambda 1}} = 4g^2 \rho_2 \mu_2 (\overline{v_3} - \overline{v_1}) / P_R \quad (\text{A.7})$$

$$P^* \overline{F_{\lambda 3}} = -P^* \overline{F_{\lambda 1}} - 2g \rho_s C_d (\|\overline{V_s}\| + R_s) \overline{V_s} \quad (\text{A.8})$$

onde:

μ_2 coeficiente de viscosidade turbulenta

ρ_s densidade do ar à superfície

ρ_2 densidade do ar no nível de 500 hPa.

R_a parâmetro de rajada na superfície igual $\|\overline{V_s}\| = \overline{u_3}$

C_D coeficiente de arrasto

Aquecimento Diabático (Franchito, 1989)

A taxa de aquecimento diabático no modelo é apresentada na Tabela A.1.:

TABELA A.1 – FORMAS FUNCIONAIS DA TRANSFERÊNCIA DE CALOR A SUPERFÍCIE [$\overline{H_s} = \sum \overline{H_s}(i)$] E DO SALDO DE AQUECIMENTO NA ATMOSFERA [$\overline{H_a} = G/P_o \sum \overline{H_a}(i)$]

i	$H_s(i)$	Parametrizações
1	Radiação Solar	$(1-\chi)(1-r_s)(1-r_a) R_o$
2	Radiação de onda longa	$\sigma_B(\nu_1 \overline{T_2^4} - \overline{T_s^4})$
3	Convecção de pequena escala	$-b [(\overline{T_s} - \overline{T_3}) + c]$
4	Evaporação e Condensação	$w [e \overline{H_s}(3) + f]$
5	Condução para sub-superfície	$-k (\overline{T_s} - \overline{T_D})$
i	$H_a(i)$	
1	Radiação Solar	$\chi(1 - r_a) R_o$
2	Radiação de onda longa	$\sigma_B[\gamma \overline{T_s^4} - (\nu_1 + \nu_2) \overline{T_2^4}]$
3	Convecção de pequena escala	$-\overline{H_s}(3)$
4	Liberação de calor latente	$-\overline{H_s}(4) + L (a_4 w + a_{44})$

Turbilhões de grande escala (Saltzman e Vernekar, 1971):

No nível 1, as variâncias são:

$$\overline{u'^2} = \overline{v'^2} = \frac{c_1^{1/2}}{-\frac{\partial \overline{\theta}^2}{\partial p}} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \quad (\text{A.9})$$

onde:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} = \frac{2(\bar{\theta}_3 - \bar{\theta}_1)}{p^*} \quad (\text{A.10})$$

$$C_1 = 8,4 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ k}^{-1/2} \text{ Pa}$$

No nível 3 as variâncias do vento são tomadas proporcionais as variâncias no nível 1, com a constante de proporcionalidade sendo igual a 0,35.

O fluxo horizontal de momentum devido aos turbilhões de grande escala $\overline{u'v'}$ é parametrizada segundo Saltzman e Verneker(1968):

$$\overline{u'v'} = T_I v'^2 \cos \phi \frac{\partial \mu}{\partial \phi} \quad (\text{A.11})$$

onde: μ é a velocidade angular de fase, e T_I ($2 \times 10^4 \text{ s}$) o tempo de inclinação da onda.

O fluxo horizontal de calor é considerado proporcional ao gradiente de temperatura:

$$\overline{v'T'} = -\frac{k}{a^2} \left\| \frac{\partial \bar{T}}{\partial \phi} \right\| \frac{\partial \bar{T}}{\partial \phi} \quad (\text{A.12})$$

onde o valor de $k = 4,5 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ k}^{-1}$

O fluxo vertical de calor é parametrizado da seguinte forma:

$$\overline{\omega'_2 \theta'_2} = \frac{\bar{\theta}_2}{\bar{T}_2} \frac{\frac{\partial \bar{\theta}_2}{\partial \phi}}{\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}\right)^2} \frac{1}{2} (\overline{v'_1 T'_1} + \overline{v'_3 T'_3}) \quad (\text{A.13})$$

onde $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ é obtido da equação (A.10)

Variáveis dependentes dos percentuais de continente, oceano, gelo e neve:

Capacidade condutiva da superfície Média Zonal:

$$k = j_1 k_1 + j_2 k_2 + j_3 k_3 + j_4 k_4 + j_5 k_5 \quad (\text{A.14})$$

onde j_i , $i=1, \dots, 5$ são as frações de oceano, gelo no oceano, terra, gelo e neve transientes e permanentes, respectivamente no cinturão de latitude.

Disponibilidade de água Média Zonal:

$$W = j_1 W_1 + j_2 W_2 + j_3 W_3 + j_4 W_4 + j_5 W_5 \quad (\text{A.15})$$

Na tabela A.2 são mostrados os valores de W e K , de acordo ao tipo de superfície (Saltzman e Vernekar, 1971).

TABELA A.2 – VALORES IDEALIZADOS DE K E W PARA DIFERENTES SUPERFÍCIES

j	superfície	k ($\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$)	W
1	oceano	$k^* - G(\theta_s - T_{DH})$	1.00
2	mar gelo	2.42	0.00
3	continente	0.48	0.80
4	neve e gelo	0.48	0.00

Albedo da Superfície Média Zonal: como prescrito por Saltzman e Vernekar (1971):

$$r_s = j_1 r_1 + j_2 r_2 + j_3 r_3 + j_4 r_4 + j_5 r_5 \quad (\text{A.16})$$

onde r_i são os valores do albedo dependendo do tipo de superfície.

Temperatura sub-superficial Média Zonal: é calculada como em Franchito e

Rao (1992):

$$T_D = j_1 T_{DH} + (j_2 + j_3 + j_4 + j_5) T_{DL} \quad (\text{A.17})$$

Os valores de T_{DL} usados no modelo são obtidos de Oort (1983), e os de T_{DH} são obtidos de Saltzman e Vernekar (1972).

A variação sazonal de j_i , que representam os percentuais dos diferentes componentes do sistema climático: oceano, continente, gelo, glaciais e neve, pode ser encontrada em Saltzman e Verneker (1972).

APÊNDICE B

TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

Balço de energia à superfície:

$$H_s^1 + H_s^2 + H_s^3 + H_s^4 + H_s^5 = 0 \quad (\text{B.1})$$

onde:

$$H_s^1 = (1 - \lambda)(1 - r_s)(1 - r_a)R_o \quad (\text{B.2})$$

$$H_s^2 = \sigma_B (\nu_1 \overline{T_2^4} - \overline{T_s^4}) \quad (\text{B.3})$$

$$H_s^3 = -b [(\overline{T_s} - \overline{T_3}) + c] \quad (\text{B.4})$$

$$H_s^4 = \overline{w} [e H_s^3 + f] \quad (\text{B.5})$$

$$H_s^5 = -k(\overline{T_s} - \overline{T_D}) \quad (\text{B.6})$$

O cálculo de T_s é obtido usando a relação B.1. Para isso, é empregado o método de Newton-Raphson, onde definimos:

$$f(T_s) = -[H_s^1 + \sigma_B (\nu_1 \overline{T}_2^4 - \overline{T}_s^4) - b [(\overline{T}_s - \overline{T}_3) + c] - \overline{w} [e H_s^3 + f] - k(\overline{T}_s - \overline{T}_D) \quad (\text{B.7})$$

e sua derivada, respeito a T_s :

$$f'(T_s) = -(4\sigma_B T_s^3 + b + w e b + k) \quad (\text{B.8})$$

finalmente:

$$T_s = T_{s0} - \frac{f(T_{s0})}{f'(T_{s0})} \quad (\text{B.9})$$

onde:

T_{s0} temperatura da superfície antes da iteração, no passo de tempo n.

T_s nova temperatura da superfície depois das iterações, também no passo de tempo n.