



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ANA CLEIDE NASCIMENTO BEZERRA

**ASPECTOS DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE GRANDE ESCALA SOBRE
O NORTE E NORDESTE DO BRASIL RELACIONADOS COM A
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR**

CAMPINA GRANDE - PB

Fevereiro/2006

ANA CLEIDE NASCIMENTO BEZERRA

**ASPECTOS DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE GRANDE ESCALA SOBRE
O NORTE E NORDESTE DO BRASIL RELACIONADOS COM A
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR**

Dissertação apresentada ao curso de Pós
– Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina
Grande, como parte dos requisitos
necessários à obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-área: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

CAMPINA GRANDE - PB

Fevereiro/2006

ASPECTOS DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE GRANDE ESCALA SOBRE O NORTE E NORDESTE DO BRASIL RELACIONADOS COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
DIPLOMA DE AGRICULTURA

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B574a Bezerra, Ana Cleide Nascimento
2006 Aspectos da circulação atmosférica de grande escala sobre o norte e nordeste do Brasil relacionados com a temperatura da superfície do mar/ Ana Cleide Nascimento Bezerra. — Campina Grande, 2006.
90f. : il.

Inclui bibliografia.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Orientador: Enilson Palmeira Cavalcanti.

1— Energia estática 2— ENOS 3— Dipolo do Atlântico I— Título

CDU 551.581.24:551.526

ANA CLEIDE NASCIMENTO BEZERRA

ASPECTOS DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE GRANDE ESCALA SOBRE O NORTE
E NORDESTE DO BRASIL RELACIONADOS COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 21/02/2006

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. NELSON JESUS FERREIRA
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
Instituto de Pesquisas Espaciais

Com muito amor e carinho aos meus Pais Wilson de Souza e Maria de Fátima Nascimento, aos meus irmãos Wilson Bezerra e Samuel Bezerra e à minha sobrinha Larissa, DEDICO.

“Confia ao Senhor as tuas obras, e os teus desígnios serão estabelecidos.”

Provérbios 16: v.3

AGRADECIMENTOS

A Deus.

À UFCG, pela minha seleção ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio concedido através da bolsa.

Aos Professores do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA), durante o cumprimento das disciplinas do curso.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, pela sua atenção e dedicação durante a elaboração desta pesquisa.

Pela compreensão, o amor, carinho e confiança da minha Família.

Em especial ao Kleber Ataíde, pelo carinho e apoio durante o curso.

Aos meus amigos Paraenses: Leidiane, Wallace, Zilurdes, Rafael, Daniel e Ronaldo. Sempre me dando apoio familiar. As amizades construídas durante o curso.

Ao Prof. Dimitrie Nechet da Universidade Federal do Pará, contribuindo com sua amizade para início de minha carreira acadêmica.

E aos diversos que, de alguma maneira, contribuíram para o término desta dissertação.

SUMÁRIO

	Pag.
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xi
Lista de Quadros	xii
Lista de Símbolos	xiii
Lista de Abreviatura e Siglas	xiv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
2 CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA	4
2.1 Principais Componentes da Circulação Geral da Atmosfera.....	4
2.1.1 Célula de Hadley.....	4
2.1.2 Célula de Walker.....	5
2.2 O Papel do Oceano.....	5
2.2.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS).....	7
2.2.2 Efeitos do El Niño/La Niña no Brasil e no mundo.....	11
2.2.3 O Dipolo do Atlântico.....	15
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3.1 A Influência do Oceano Pacífico no Clima.....	21
3.2 A Influência do Oceano Atlântico no Clima.....	24
4 MATERIAS E MÉTODO	30
4.1 Dados.....	30

4.2	Metodologia.....	31
4.3	GrADS.....	33
4.4	Formulação Teórica.....	34
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	37
5.1	Análise das Anomalias Trimestrais de Precipitação.....	37
5.2	Anomalias das Energias Estática Seca e Latente e seus Fluxos.....	44
5.3	Perfis Verticais das Energias Estáticas Seca, Úmida e Saturada.....	57
5.4	Divergência dos Fluxos de Energias Estáticas Seca e Latente.....	62
5.5	Fluxo de Energia Estática.....	73
6	CONCLUSÃO.....	80
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	82

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 - Circulação zonal e meridional, conhecidas como (a) célula de Hadley e (b) célula de Walker, respectivamente.....	6
Figura 2 - Correlações (X 10) da média anual da pressão ao nível da superfície com a pressão em Darwin. Correlação excedendo 0,4 encontra-se nas regiões sombreadas e abaixo de -0,4 nas regiões com linhas tracejadas.....	8
Figura 3 - Flutuações da pressão ao nível da superfície no intervalo de 1937 a 1983 de Tahiti (linhas sólidas) e Darwin (linhas pontilhadas) em unidade de desvio padrão das respectivas estações.....	9
Figura 4 - Configuração da célula de Walker modificada em anos de El Nino.....	10
Figura 5 - Características da precipitação durante o verão e inverno de ambos os hemisférios na presença de (a) El Niño e (b) La Niña.....	12
Figura 6 - Teleconexões do ENSO e mapa de risco de malária. Áreas de risco de secas e chuva baseadas na teleconexão associada com El Niño 3.4, M mostra áreas onde buscam um risco de epidemia de malária depois de um evento de El Niño.....	12
Figura 7 - Configuração do Dipolo (a) Positivo e (b) Negativo, com águas mais quentes (frias) no Atlântico Norte e águas mais frias (quentes) no Atlântico Sul.....	16
Figura 8 - Coeficiente de correlação entre a TSM sobre o Atlântico e a precipitação média de Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q).....	25
Figura 9 - (a) Segundo autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM no Atlântico Tropical (Explica 31,8% da variância).....	27
Figura 10 - Área de localização do El Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) e 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W), Dipolo do Atlântico (Norte: 5°N-20°N, 30°E-60°W ; Sul: 0°-20°S, 30°W-60°W) e área de estudo.....	31
Figura 11 - Anomalias mensais de TSM dos Oceanos (a) Pacífico tropical na área do El Niño 3 e 3.4 e (b) Atlântico Norte (linha preta) e Sul (linha cinza).....	32
Figura 12 - Áreas 1: Norte e Área 2: Nordeste do Brasil.....	36
Figura 13 - Anomalias da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais e da Precipitação para o trimestre Fevereiro-Abril dos anos de El Niños (a)1983 e (b)1998. As anomalias são desvios com relação à média do período de 1958 a 1998.....	40
Figura 14 - Idem a Fig.13, porém para os anos de La Niña (a) 1974 e (b) 1989.....	41

Figura 15 - Idem a Fig.14, porém para os anos de dipolo positivo (a)1978 e (b)1981.....	42
Figura 16 - Idem a Fig.15, porém para os anos de dipolo negativo (a)1985 e (b)1994.....	43
Figura 17 - Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1983 (El Niño). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998.....	46
Figura 18 - Idem a Fig. 17, porém para o ano de 1998.....	47
Figura 19 - Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1974 (La Niña). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998.....	49
Figura 20 - Idem a Fig. 19, porém para o ano de 1989.....	50
Figura 21 - Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1978 (dipolo positivo). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998.....	52
Figura 22 - Idem a Fig. 21, porém para o ano de 1981.....	53
Figura 23 - Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1985 (dipolo negativo). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998.....	55
Figura 24 - Idem a Fig. 23, porém para o ano de 1994.....	56
Figura 25 - Perfis verticais climatológicos das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas 1 (círculos fechados) e 2 (círculos abertos).....	59
Figura 26 - Perfis verticais das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas a) 1 e b) 2 durante episódios de El Niño (linhas contínuas) e La Niña (linhas tracejadas).....	60
Figura 27 - Perfis verticais das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas a) 1 e b) 2 durante episódios de Dipolo positivo (linhas contínuas) e Dipolo negativo (linhas tracejadas).....	61

Figura 28 - Média trimestral divergência do Fluxo das Energias Estáticas Seca $[(c_p T + \Phi)$ a esquerda] e Latente $[(L_v q)$ a direita] (kJ/m ² s) média trimestral (fevereiro a abril) nas camadas 925–850; 850-700; 700–500; 500–300; 300–200 e 200–100 hPa para os anos de El Niño (a)1983 e (b)1998. As áreas sombreadas (claras) representam divergências (convergências).....	64
Figura 29 - Idem a Fig. 28, porém para os anos de 1981 para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989.....	66
Figura 30 - Idem a Fig. 29, porém para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989.....	69
Figura 31 - Idem a Fig. 30, porém para os anos de dipolo negativo (a) 1985 e (b) 1994.....	71

LISTA DE TABELAS

	Pag.
TABELA 1- Fluxo trimestral médio de fevereiro a abril (10^{11} kJ/s) na área 1 (Norte do Brasil): (a) fluxo de $(c_p T + \phi)$, (b) fluxo de $(L_v q)$ e (c) fluxo de $(c_p T + \phi + L_v q)$	76
TABELA 2 – Fluxo trimestral médio de fevereiro a abril (10^{11} kJ/s) na área 2 (Nordeste do Brasil): (a) fluxo de $(c_p T + \phi)$, (b) fluxo de $(L_v q)$ e (c) fluxo de $(c_p T + \phi + L_v q)$	79

LISTA DE QUADROS

	Pág.
QUADRO 1 - Anos de eventos de El Niño e La Niña.....	14
QUADRO 2 - Relação dos anos em que se observaram os eventos do Padrão de Dipolo de anomalias de TSM sobre a Bacia do Atlântico Tropical.....	16
QUADRO 3 - Episódios selecionados para este estudo.....	33

LISTA DE SÍMBOLOS

ϕ	- Altura Geopotencial
\vec{V}	- Velocidade horizontal do vento
\vec{n}	- Vento normal
c	- Taxa de condensação
c_p	- Calor específico à pressão constante
e	- Taxa de evaporação
g	- Aceleração da gravidade
h	- Hora
h	- Energia estática úmida
L_V	- Calor latente de vaporização
P_1	- Pressão atmosférica da base da camada
P_2	- Pressão no topo da camada
q	- Umidade específica
Q_1	- Fonte de Calor
Q_2	- Sumidouro de Umidade
Q_H	- Taxa de aquecimento ou resfriamento radiativo
Q_λ	- Fluxo zonal de energia estática latente
Q_ϕ	- Fluxo meridional de energia estática latente
S	- Energia estática seca
S_λ	- Fluxo zonal de energia estática seca
S_ϕ	- Fluxo meridional de energia estática seca
T	- Temperatura do ar
t	- tempo
u	- Componente zonal da velocidade do vento
U	- Energia estática latente
v	- Componente meridional da velocidade do vento
ω	- Componente vertical da velocidade em coordenada de pressão

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	-Área
CCM	-Complexos Convectivos de Mesoescala
CPTEC	-Centro de Previsão do Tempo e Clima
DJF	-Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	-El Niño-Oscilação Sul
EOF	-Função Ortogonal Empírica
ERBE	- Earth Radiation Budget Experiment
GMT	- Greenwich Mean Time
GrADS	- Análise de Dados em Pontos de Grade
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
INPE	- Instituto nacional de Pesquisas Espaciais
IOS	- Índice Oscilação Sul
JJA	- Junho-Julho-Agosto
LAM	- Leste da Amazônia
MAM	- Março-Abril-Maio
N	- Norte
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NE	- Nordeste
NEB	- Nordeste do Brasil
NSC	- Covariância dos Quadrados Normalizados
ODP	- Oscilação Decadal do Pacífico
PNM	- Pressão ao Nível Médio do Mar
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
S	- Sul
SE	- Sudeste
SON	- Setembro-Outubro-Novembro
SVD	- Decomposição de Valor Singular
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
W	- Oeste

- ZCA - Zona de Confluência dos Alíseos
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical
ZCPS - Zona de convergência Sul Pacífico

ASPECTOS DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE GRANDE ESCALA SOBRE O NORTE E NORDESTE DO BRASIL RELACIONADOS COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

RESUMO

A partir da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade, foram investigadas as características da circulação atmosférica de grande escala, nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (NEB), relacionadas com a variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais. Foram utilizados dados mensais das variáveis temperatura, umidade específica, componente zonal e meridional do vento e altura geopotencial (gpm) gerados pelo *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). Os dados utilizados encontram-se espaçados numa grade de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ latitude e longitude, para os níveis padrão de 925 a 100 hPa. Além disso, também foram utilizados dados de TSM, numa grade de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ de latitude e longitude. Foram escolhidos quatro episódios de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e quatro de padrão de dipolo. O estudo refere-se ao do trimestre de fevereiro-abril do período chuvoso. No NEB e parte da Amazônia, em anos de El Niño foi observada, a mudança no padrão da célula de Walker implicando em inibição da convecção. Nos anos de La Niña, implicou em intensificação da convecção. Uma forte variabilidade da precipitação inter eventos foi observada. Durante os episódios de El Niño e Dipolo positivo, o comportamento das anomalias de energias estáticas, apresentou-se semelhante. Assim como, durante os episódios de La Niña e Dipolo negativo. Durante os episódios quentes (frios), El Niño e dipolo positivo (La Niña e Dipolo negativo), a atmosfera das áreas 1 e 2 apresentaram-se menos (mais) úmidas. As variações, observadas acima (abaixo) da média na energia estática seca, foram mais fortes durante os anos de El Niño (La Niña) do que durante os anos de Dipolo positivo (Dipolos negativos). Foram encontradas, menores (maiores) áreas de convergência de energia estática em baixos níveis e divergências em altos níveis durante os anos de El Niño (La Niña). Durante a fase positiva (negativa) dos Dipolos, a faixa de convergência de energia estática sobre o Oceano Atlântico, foi observada mais ao norte (ao sul). A região Amazônica, apesar da atuação dos episódios de El Niños, La Niña, Dipolos positivos e negativos, comportou-se como um sumidouro de vapor d'água. Já, região do NEB, como uma fonte aparente de vapor d'água durante os anos de El Niño e Dipolo positivo e sumidouro para os anos de La Niña e Fase negativa do Dipolo.

Palavras-chave: Energia estática, ENOS, Dipolo do Atlântico

ASPECTS OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION OF LARGE SCALE ON THE NORTH AND NORTHEAST OF BRAZIL RELATED WITH THE SEA SURFACE TEMPERATURE

ABSTRACT

Some aspects of the large scale atmospheric general circulation, in the North and Northeast Brazil, which are related to the Sea Surface Temperature (TSM) of the Tropical Atlantic and Pacific oceans were investigated from the apparent heat source and the apparent humidity sink. Were utilized the monthly data variables temperature, specific humidity, zonal and meridional wind components and geopotential height from *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). The used data are spaced in a grating of $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitude and longitude, for the standard levels from 925 to 100 hPa. Besides, the used are TSM data from a $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ latitude and longitude grid. Four episodes of ENSO and four of dipole pattern were selected. The study refers to the rainy quarter period of February to April. In the Northeast Brazil and part of Amazon, during the El Niño years, the change in the pattern of Walker cell which implies the inhibition of the convection was observed. During years of La Niña an intensification of the convection was observed. A strong precipitation variability between these events was observed. During the episodes of El Niño and positive dipole, a similar behavior of the static energy anomalies were observed. The same behavior was observed during the La Niña and negative dipole. During the warm (cold) episodes of El Niño and positive dipole (La Niña and negative dipole) the atmosphere over the areas 1 and 2 were less (more) humid. The observed above (below) mean variations in the dry static energy were more stronger during the El Niño (La Niña) years when compared to the years of positive dipole (negative dipole). Smaller (larger) areas of convergence of dry static energy in the lower levels and divergence in the upper levels during the years of El Niño (La Niña) were encountered. During the positive (negative) Dipole phases the convergence band of static energy over the Atlantic Ocean was observed more towards north (south). The Amazon region behaved as an apparent water vapor sink during the episodes of El Niño, La Niña and Dipoles positive and negative. The Northeast Brazil region behaved as an apparent water vapor source during the episodes of El Niño and positive Dipole years and as a sink during the episodes of La Niña and negative Dipole year.

Key-words: Static energy, ENSO, Dipolo of Atlantic Ocean

1 INTRODUÇÃO

A radiação solar como fonte primária de energia para superfície terrestre e seu retorno para a atmosfera na forma de calor sensível (aquecimento) e latente (evapotranspiração) é fator dominante para o clima.

A região Norte e Nordeste do Brasil estão confinadas na região tropical, área caracterizada por apresentar uma atmosfera úmida com grande e intensa atividade convectiva, devido à disponibilidade de energia solar durante todo ano. Localizadas ao norte da América do Sul, onde se encontra a maior floresta úmida do mundo e abrange nove países Sul Americanos. A parte brasileira da floresta Amazônica representa mais de 90%, e inclui a região norte e parte da região nordeste. Sua massa vegetal libera toneladas de água anualmente para a atmosfera, via evapotranspiração, e o restante é originário de águas trazidas do Oceano Atlântico através dos ventos, como parte do ciclo hidrológico da região.

A região Norte do Brasil corresponde a 45,27% do território brasileiro, limita-se a oeste com a Cordilheira do Andes e a nordeste com o Oceano Atlântico. A região da Amazônia é conhecida como sumidouro de umidade, sua precipitação é consequência de sua própria evapotranspiração (Marengo *et al.*, 2001) e fluxos de vapor d'água trazidos do Oceano Atlântico [Salati *et al.*, (1979) citado por Fisch e Nobre (1996)]. Diferentes técnicas têm sido utilizadas para determinação do balanço hídrico da região por diversos pesquisadores, tais como: Molion (1975), Villa Nova *et al.* (1976), Marques (1978), Salati *et al.* (1979), Marques *et al.* (1980), Rocha (1991) e Matsuyama (1992) citados por Fisch e Nobre (1996). Schaak *et al.* (1990) citado por Dias (199-),

usando análises meteorológicas em pontos de grade, localizaram no globo as principais fontes de calor associadas à liberação de calor latente de origem convectivo, e uma delas foi a região Amazônica.

No entanto, Rocha (1991), citado por Rocha (2001), também sugere, que durante o período de estiagem (julho a setembro), a atmosfera da região comporta-se como fonte de vapor d'água, a qual transporta para o hemisfério Norte por noroeste e para o sudeste da América do Sul por sudoeste e sul da região.

A região Nordeste do Brasil (NEB) representa 28,9% do total do país e limita-se a leste e ao norte com o Oceano Atlântico. Em função das diferentes características físicas que apresenta, seu clima é afetado por períodos de secas severas e enchentes, e dependendo do setor de atividade, pode trazer grandes prejuízos a região. É dividida em quatro sub-regiões: Zona da Mata, Agreste, Sertão e o Polígono das Secas. A faixa de transição entre o sertão semi-árido e a região Amazônica denomina-se Meio-Norte, apresentando um clima bem mais úmido que as diversas regiões.

Há décadas, vêm sendo estudados aspectos energéticos na circulação geral da atmosfera, com o intuito de se entenderem os processos dinâmicos causadores das secas e enchentes sobre as regiões Norte e NEB. Silva Marques *et al.* (1983) usando dados de ar superior sobre a área do NEB, encontraram importação no fluxo de vapor d'água no período chuvoso e exportação no período seco. E, durante o mês seco e normal, a atmosfera do NEB comporta-se como fonte de vapor d'água, e no mês chuvoso, como sumidouro (Cavalcanti, 1986).

Recentemente no trimestre março-abril-maio, modelos como "*Regional Atmospheric Modeling System*" – RAMS tem sido utilizados para estudar o teor e o transporte de vapor d'água atmosférico integrado na vertical sobre o NEB. Período em que se encontraram os ventos alísios transportando umidade do Oceano Atlântico Tropical para dentro da região e variando de acordo com a posição do Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul (Cavalcanti *et al.*, 2002).

A variabilidade das chuvas na região Nordeste na época chuvosa é diretamente influenciada pelas temperaturas das superfícies de ambos os oceanos tropicais, Atlântico e Pacífico, que modulam o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o principal sistema causador de precipitação do norte e nordeste. Na Amazônia, a ZCIT e suas interações com outros sistemas contribuem com aproximadamente 70% da precipitação (Rocha, 2001).

A ZCIT é caracterizada por uma região de interações atmosféricas e oceânicas, como Zona de Confluência dos Alíseos (ZCA), zona do cavado equatorial, zona de máxima temperatura da superfície do mar, zona de máxima convergência de massa e máxima cobertura de nuvens convectivas (Ferreira, 1996). Sobre o Atlântico, é caracterizada pelo deslocamento norte-sul ao longo do ano, migrando de sua posição mais ao norte, cerca de 8°N durante o verão do Hemisfério Norte (HN), para a posição mais ao sul, cerca de 1°S, durante o mês de abril (Hastenrath e Heller, 1977).

Várias análises observacionais demonstraram que a posição latitudinal da ZCIT é diretamente dependente das características climáticas associadas ao gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) apontando para o Atlântico equatorial norte/sul (Souza, 2003), controlando hidrosticamente os padrões de pressão e vento sobre o Atlântico tropical (Souza e Nobre, 1998).

Diversos pesquisadores discutem as condições de chuva abaixo da normal, diretamente relacionada ao efeito conjunto de El Niño no Pacífico que ocorre simultaneamente com um gradiente meridional apontando para o norte no Atlântico intertropical. Nessa configuração, os dois oceanos observados mostram situações climáticas que causam a falta de ocorrência de precipitação no Leste da Amazônia (LAM) e NEB durante o período de outono. Ao contrário, o fenômeno La Niña, presente sobre o oceano Pacífico e com um gradiente meridional apontando para o sul no Atlântico intertropical, é observada chuva nas regiões do LAM e NEB.

Outros estudos científicos realizados por inúmeros pesquisadores, como Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981), Nobre e Shukla (1996), Brabo *et al.* (1993), Souza e Nobre (1993) e Uvo (1998), mostram resultados de que os Oceanos Pacífico e Atlântico têm influência no regime chuvoso do outono no leste da Amazônia e Nordeste Brasileiro.

Neste estudo, serão investigados aspectos da circulação atmosférica de grande escala a partir da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade nas regiões Norte e Nordeste do Brasil e suas relações com a variabilidade da temperatura da superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais.

2 CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

A circulação geral da atmosfera, na região dos trópicos, é caracterizada pelo cinturão persistente de ventos de leste e, em latitudes temperadas, predominantemente de ventos de oeste. Os sistemas que formam a Circulação Geral da Atmosfera são distinguidos com valores climatológicos. Isto é, pode ser considerada como uma circulação média de longo prazo da atmosfera, conhecendo o clima do Globo e suas principais particularidades.

2.1 PRINCIPAIS COMPONENTES DA CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

2.1.1 Célula de Hadley

Em 1735, G. Hadley descobriu a existência de duas grandes células de circulação meridional em ambos os hemisférios, explicando os ventos alísios, observados á superfície na zona dos trópicos. Em 1856, o Professor William Ferrel descobriu e completou a teoria de Hadley, evidenciando a existência de três células em cada hemisfério, o que justifica a presença dos ventos zonais de latitudes médias e circumpolares (Varejão, 2001).

A célula de Hadley (Figura 1a) é composta por movimentos ascendente até a tropopausa na convergência intertropical, conhecida como ZCIT, e descendente em 30° em paralelo com o ramo descendente da célula de Ferrel.

2.1.2 Célula de Walker

São as células zonal, encontradas na região equatorial. Sua associação está ao aquecimento diferencial entre continentes e oceano, sua estrutura está na ascensão sobre os continentes e subsidências sobre os oceanos (Figura 1b) nas regiões leste do Pacífico e Atlântico (Oliveira *et al.*, 2001).

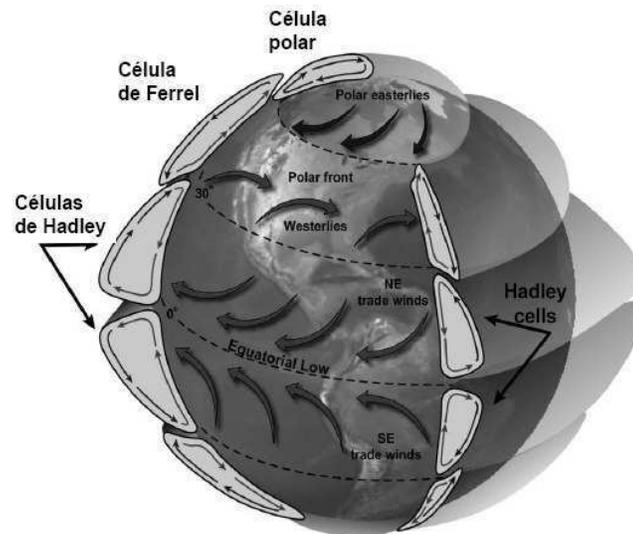
As circulações de Hadley e Walker são utilizadas para explicar os fenômenos extremos, principalmente o El Niño e La Niña, que estão ligados a mudanças no posicionamento do principal sistema causador de precipitação, a ZCIT. Os principais fenômenos de grande escala estão ligados às variabilidades do sistema climático do oceano com atmosfera.

2.2 O PAPEL DO OCEANO

Segundo Hartmann (1996), os oceanos têm um papel crítico no sistema físico climático da Terra. Este papel está relacionado pelas características, pois é úmido, tem baixo albedo, tem grande capacidade de armazenar calor, e é fluido. Os oceanos fornecem uma superfície perfeitamente úmida, a qual, quando não resfriada, tem um baixo albedo e é, então, um excelente absorvedor de radiação solar. Quase metade da energia transportada equador-pólo, que trabalha para aquecer os pólos e esfria os trópicos, é

proveniente dos oceanos. O oceano mundial é o reservatório de água que provê vapor d'água atmosférico para chuva sobre o continente.

(a)



(b)

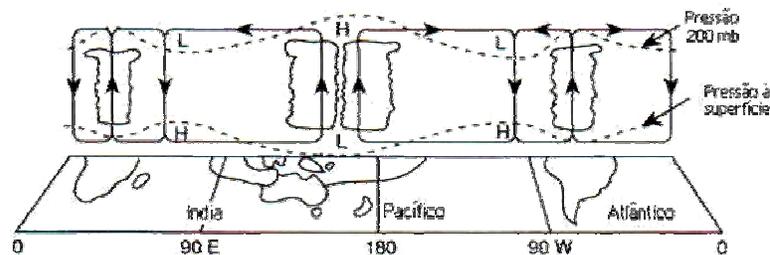


Figura 1 – Circulações zonal e meridional, conhecidas como (a) célula de Hadley e (b) célula de Walker, respectivamente

Fonte: (a) Miranda, 2004, p. 30; (b) Holton, 1992, p. 381

A grande capacidade dos oceanos de armazenar calor reduz a magnitude do ciclo sazonal na temperatura da superfície pelo armazenamento de calor no verão e liberado no inverno. Devido à água do mar ser um fluido, as correntes nos oceanos podem transportar água por uma grande distância e transporta calor de uma área geográfica para outra.

A energia do sol é a fonte primária para os oceanos, a qual entra no oceano pela superfície do topo, e grande parte desse fluxo de energia solar é absorvida nos 100 m do topo. Desde que o aquecimento solar é depositado sobre uma profundidade de várias dezenas de metros na camada do topo do oceano, o resfriamento por evaporação e transferência de calor sensível para atmosfera ocorre na superfície. Nesta região, deve haver um fluxo para cima de energia na camada superior do oceano para manter um balanço de energia entre os termos de perda da superfície e o aquecimento da camada sub-superficial. A troca de calor, momento e umidade entre a atmosfera e o oceano são acompanhadas através do contato da camada limite atmosférica com a camada de mistura do oceano.

A capacidade térmica da camada de mistura é a capacidade de calor efetiva do oceano em escala de tempo de anos a décadas, e é em torno de 30 vezes a capacidade de calor da atmosfera.

Assim, os oceanos e a atmosfera constituem um grande regulador térmico, devido à radiação solar que permite a interação, entre si, de enormes quantidades de energia.

A variação da temperatura da superfície do mar influencia consideravelmente uma região. Espera-se que uma variação de meso e grande escalas ocasione condições climáticas significativas, nas quais são destacados a seguir os principais fenômenos associados à variação de TSM em meso e grande escalas.

2.2.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

Seu nome é referente ao “menino” Jesus. Devido à presença de águas superficiais aquecidas, na maioria das vezes, chega às costas do Peru na época do Natal.

Durante a década de 1920, enquanto cientistas na América do Sul estavam documentando os efeitos locais do "El Niño", o cientista britânico Sir Gilbert Walker estava na Índia tentando encontrar uma maneira de prever as monções (O termo monção é um sistema de circulação com reversão sazonal). À medida que manuseava registros

mundiais de tempo, ele descobriu uma notável conexão entre leituras barométricas de estações nos lados leste (Tahiti) e oeste (Darwin) do oceano Pacífico. Na Figura 2, é apresentado o mapa de flutuações de pressão, dois centros de ação, um no Pacífico tropical oeste e Oceano Índico leste e o outro no Pacífico tropical do sudeste, e esses dois centros separados milhares de quilômetros são notavelmente coerente e está fora de fase. Isto é evidente na Figura 3, a qual também mostra que as flutuações de variabilidade interanual são de escala de tempo muito irregular (Philander, 1989). Ele observou que, quando a pressão cresce no leste, ela geralmente cai no oeste e vice-versa. Walker criou o termo Oscilação Sul para representar esse sobe-desce dos barômetros no Pacífico equatorial.

As condições EI Niño e La Niña abrangem uma grande variabilidade. Na Figura 3, é possível visualizar as amplitudes de diferentes episódios de Niño vastamente variando. Quinn *et al.* (1978), citados por Philander (1989), introduziram quatro categorias de EI Niño: forte, moderado, fraco, e muito fraco. No entanto, há diferenças consideráveis dentro de cada categoria.

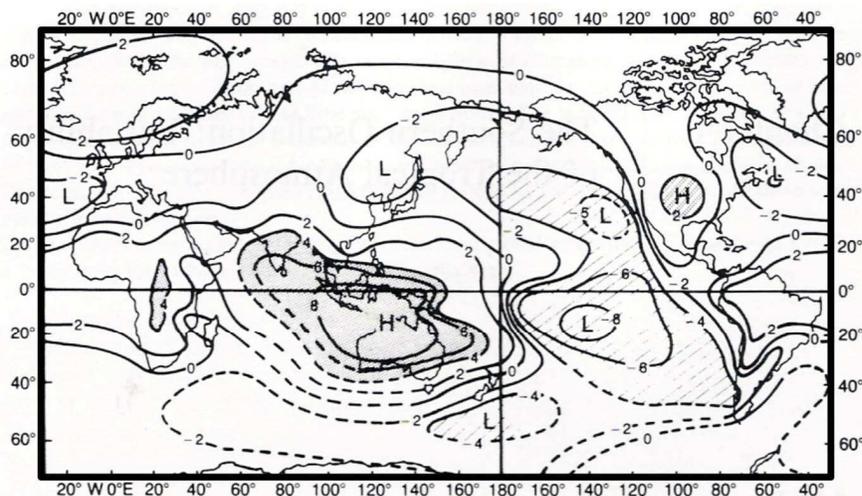


Figura 2 – Correlações (X 10) da média anual da pressão ao nível da superfície com a pressão em Darwin. Correlação excedendo 0,4 encontra-se nas regiões sombreadas e abaixo de -0,4 nas regiões com linhas tracejadas

Fonte: Philander, 1989, p. 10

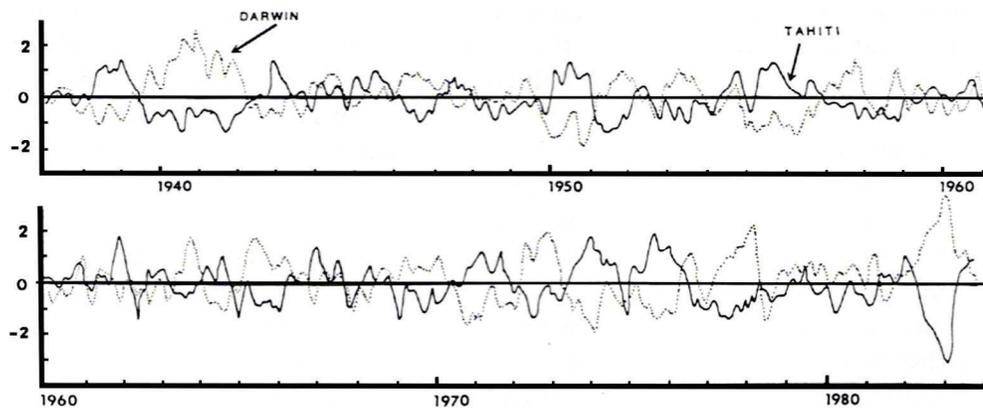


Figura 3 – Flutuações da pressão ao nível da superfície no intervalo de 1937 a 1983 de Tahiti (linhas contínuas) e Darwin (linhas pontilhadas) em unidade de desvio padrão das respectivas estações

Fonte: Philander, 1989, p. 10

No final da década de 1960, o Professor Jacob Bjerknes, da Universidade da Califórnia, foi a primeira pessoa a observar que existia uma conexão entre temperaturas quentes, poucos comuns, na superfície do mar, os fracos ventos de leste e as condições de alta precipitação. Posteriormente, a descoberta de Bjerknes levou ao reconhecimento de que as águas quentes do "El Niño" e as variações de pressão na Oscilação Sul de Walker eram partes do mesmo fenômeno, conhecido pelo nome de ENOS ("El Niño" - Oscilação Sul), o qual representa a diferença entre a pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Tahiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália): $IOS = \Delta p_{TAHITI} - \Delta p_{DARWIN}$. Em que: Δp_{TAHITI} é o desvio em relação à média da pressão ao nível médio do mar em Tahiti (17°S, 150°W) e Δp_{DARWIN} é o desvio em relação à média da pressão ao nível médio do mar em Darwin (12°S, 130°E).

Valores negativos e positivos de IOS são indicadores da ocorrência do El Niño e La Niña, respectivamente. Desde a descoberta do El Niño até início deste século, diversos estudos já foram divulgados sobre o "El Niño", o qual é um fenômeno que provoca modificações nos padrões climáticos em diversas partes do globo e se manifesta em ciclos de 3 a 7 anos.

Trenberth (1997) identificou as áreas do Niño 3 e Niño 3.4 como sendo as áreas que fornecem com mais certeza a intensidade dos episódios ENOS sobre o Oceano Pacífico Tropical, e sua fase de maturação ocorre durante os meses de novembro a janeiro.

As condições atmosféricas e oceânicas sobre o Oceano Pacífico que se observam quando o El Niño ou La Niña não são detectados, indicam águas superficiais relativamente mais aquecidas no Pacífico Equatorial oeste, próximo à costa australiana e região da Indonésia, e relativamente mais frias junto à costa oeste da América do Sul. Nestas circunstâncias, o ar sobe devido às águas quentes (áreas de baixa pressão), ocorrendo fortes chuvas sobre essa região, descendo sobre o oceano (área de altas pressões), nas proximidades da costa sul-americana, onde as chuvas são escassas. Esse movimento do ar das áreas de alta pressão para as de baixa pressão atmosférica sobre o Pacífico Equatorial é denominado “Célula de Walker” (Figura 1b).

Os ventos alísios sopram de NE e SE conhecidos como célula de Hadley (Figura 1a). Um fluxo é formado de leste para oeste na área do Pacífico equatorial, varrendo as águas superficiais, dando lugar às águas profundas para aflorarem a superfície. Este mecanismo é chamado de ressurgência, próximo à costa oeste da América do sul. Na presença do El Niño, a intensidade dos ventos alísios diminui chegando a, certo momento, mudar de sentido, ou seja, de oeste para leste. Sem a força dos alísios, o acúmulo de água aquecida no lado oeste do Pacífico espalha-se pelo Oceano Pacífico Equatorial central, chegando até o litoral Peruano tornando a termoclina da região mais profunda.

Na Austrália, as áreas onde havia bastante chuva passam a ser observadas secas, enquanto que as chuvas que deveriam estar precipitando são verificadas sobre o oceano, nas proximidades da Polinésia. Ao mesmo tempo, as chuvas que eram observadas próximo ao litoral sul-americano adentram o continente e passam a cair no interior do Peru. O ar que sobe provocando as precipitações no Peru vai descer seco exatamente na região litorânea do Nordeste Brasileiro, diminuindo as chuvas nessa região. Essas características podem ser visualizadas na Figura 4.

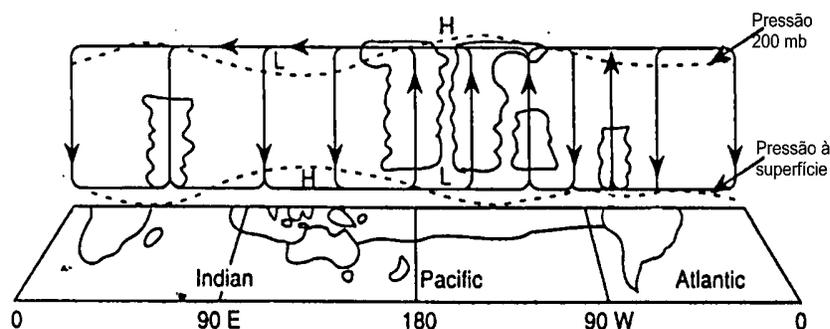


Figura 4 – Configuração da célula de Walker modificada em anos de El Niño

Há também o fenômeno chamado La Niña ou episódio frio do Oceano Pacífico. De uma maneira geral, pode-se dizer que La Niña é o oposto do El Niño, pois as temperaturas habituais da água do mar à superfície nesta região, durante o episódio, diminuem para cerca 2° a 3°C da média climatológica. Os ventos alísios são mais intensos que a média climatológica. O IOS apresenta valores positivos, os quais indicam a intensificação da pressão na área do Pacífico Central e Oriental, em relação à pressão no Pacífico Ocidental. Em geral, o episódio começa a se desenvolver em meados de um ano, atinge sua máxima intensidade no final do mesmo ano e dissipa-se em meados do ano seguinte.

2.2.2 Efeitos do El Niño/La Niña no Brasil e no Mundo

Os efeitos do El Niño/La Niña são observados em diversas partes do mundo, Na Figura 5, podem ser observadas as áreas afetadas com os impactos de períodos secos e chuvosos (frios ou quentes) no Globo durante o verão e inverno de ambos os hemisférios.

A teleconexão do El Niño com áreas do mundo pode ser visualizada na Figura 6. Os países vizinhos ao Brasil, como Bolívia e Equador, sofreram com epidemia de malária devido a excesso de chuva provocada pelo fenômeno no ano de 1993 (Oliveira, 1999). Outros países também sofrem epidemia de cólera provocada pelo aumento da temperatura do ar. Nas áreas pesqueiras prejuízos são detectados. No litoral oeste da América do Sul, o Peru, é um dos países mais afetados neste setor pelo fenômeno e, portanto, vigiam, de forma permanente as temperaturas no Pacífico. Outros países também mantêm essa vigilância.

Alguns prejuízos são descritos pra mostrar as conseqüências que este fenômeno pode trazer, os quais são preocupantes.

No Brasil, os efeitos do fenômeno El Niño podem causar prejuízos e benefícios. Porém os prejuízos causados são muito maiores que os benefícios. Então, para o Brasil, o El Niño é preocupante, principalmente, para agricultores.

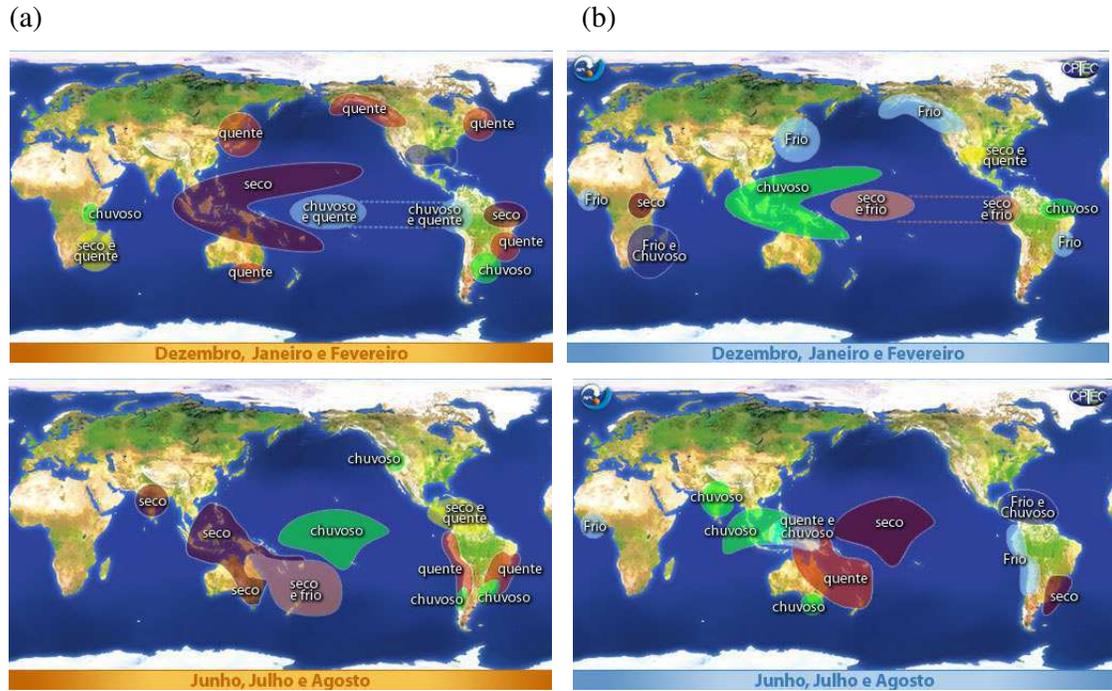


Figura 5 – Características da precipitação durante o verão e inverno de ambos os hemisférios na presença de (a) El Niño e (b) La Niña

Fonte: INPE/CPTEC

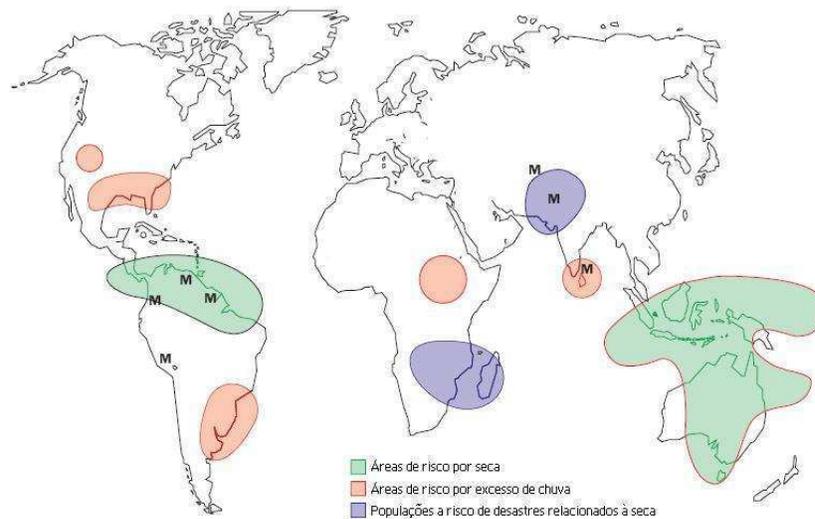


Figure 6 - Teleconexões do ENSO e mapa de risco de malária. Área de risco de secas e chuva baseada na teleconexão associada com El Niño 3.4, M mostra áreas onde buscam um risco de epidemia de malária depois de um evento de El Niño.

Fonte: Kovats *et al.* (2003)

Em cada episódio, é observado na região sul, um grande aumento de chuvas, principalmente nos meses de primavera, fim do outono e começo de inverno. E toda essa água pode, nos meses da safra, atrapalhar a colheita, havendo graves prejuízos à área agrícola, principalmente no que diz respeito a grãos. As temperaturas também mudam nas regiões sul e sudeste, sendo observados invernos mais amenos na região sul, trazendo benefícios para os agricultores. Na região sudeste, as temperaturas ficam mais altas em relação ao seu valor normal. No estado de São Paulo, por exemplo, são observados benefícios devido ao fato de não haver registros de geadas com intensidade suficiente para matar as plantações.

No leste da Amazônia e no Nordeste, ocorre uma diminuição das chuvas. Algumas áreas do sertão nordestino podem ficar sem nenhum registro de chuva nos meses de estiagem e nos meses em que poderia ser observada chuva não há chuva. Sendo assim, as secas duram até dois anos em períodos de El Niño. Mas os períodos de estiagem não se limitam apenas ao sertão. Até mesmo, no litoral, é observada uma grande deficiência de chuva. Os agricultores do nordeste são prejudicados pela falta de chuva e sofrem graves perdas na área agrícola.

Outra característica encontrada em anos de El Niño é o bloqueio das frentes frias no sul do continente sul-americano pelas “correntes-de-jato”.

As “correntes-de-jato” passam a funcionar como barreiras de ar, que impedem que as frentes frias, que provocam chuva, sigam seu trajeto em direção ao norte. As chuvas que deveriam ser distribuídas ao longo do litoral leste da América do Sul acabam caindo todas numa só área (Henrique, 1993).

Assim como o El Niño, La Niña também pode variar em intensidade. Como foi o episódio de La Niña de 1988/89. Comparando-o com outros eventos, foi o mais intenso. Outros eventos de El Niño e La Niña estão no Quadro 1.

Os principais efeitos de episódios do La Niña observados sobre o Brasil são: passagens rápidas de frentes frias sobre a Região Sul, com tendência de diminuição da precipitação nos meses de setembro a fevereiro, principalmente no Rio Grande do Sul, além do centro-nordeste da Argentina e Uruguai; temperaturas próximas da média climatológica ou ligeiramente abaixo da média sobre a Região Sudeste, durante o inverno; chegada das frentes frias até a Região Nordeste, principalmente no litoral da Bahia, Sergipe e Alagoas; em geral, chuvas abundantes no norte e leste da Amazônia e podendo ocorrer chuvas acima da média na região semi-árida do Nordeste do Brasil.

QUADRO 1 – Anos de eventos de El Niño e La Niña (Fonte: INPE/CPTEC)

El Niño	La Niña
1877 - 1878***	1886 ***
1888 - 1889**	1903 - 1904***
1896 - 1897***	1906 - 1908***
1899***	1909 - 1910***
1902 - 1903***	1916 - 1918***
1905 - 1906***	1924 - 1925**
1911 - 1912***	1928 - 1929*
1913 - 1914**	1938 - 1939***
1918 - 1919***	1949 - 1951***
1923**	1954 - 1956***
1925 - 1926***	1964 - 1965**
1932**	1970 - 1971**
1939 – 1941 ***	1973 - 1976***
1946 – 1947**	1983 - 1984*
1951*	1984 - 1985*
1953*	1988 - 1989***
1957 - 1959***	1995 – 1996*
1963*	1998 - 2001 **
1965 – 1966**	-
1968 – 1970**	-
1972 - 1973***	-
1976 - 1977*	-
1977 - 1978*	-
1979 – 1980*	-
1982 - 1983***	-
1986 - 1988**	-
1990 - 1993***	-
1994 - 1995**	-
1997 – 1998***	-
Forte*** Moderada** Fraco*	

Com relação à Amazônia, as vazões dos Rios mostram valores maiores que a média durante os episódios de La Niña, comparados com valores mais baixos nos anos de El Niño. Nos anos de 1997/98 e 1982/83, Oliveira, 1999 em seu livro “El Niño, O fenômeno Climático do Século”, descreve detalhadamente os impactos que essas oscilações climáticas causam no Brasil e no mundo. Uma situação importante destacada pelo autor ocorreu no ano de 1982/83 quando o El Niño não foi previsto pelos cientistas, somente interpretado posteriormente. Os fenômenos El Niño e La Niña são oscilações normais, previsíveis das temperaturas da superfície do mar, nas quais o homem não pode impedir. São fenômenos naturais, variações normais do sistema climático, que sempre estiveram presentes milhares de anos e continuarão existindo.

Vários centros monitoram a evolução desses fenômenos e disseminam previsões de seus impactos climáticos sobre o Brasil através de Boletins mensais. Tendo conhecimento de seus aspectos, podem, futuramente, evitar alguns prejuízos já conhecidos, causados pelos fenômenos naturais.

2.2.3 O Dipolo do Atlântico

A bibliografia "Padrão de Dipolo" representa anomalias de TSM com sinais opostos ao norte e ao sul do equador sobre o Oceano Atlântico Tropical. Esse padrão de anomalias de TSM propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, os quais impactam fortemente na posição latitudinal da ZCIT (Figura 7) Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996, modulando assim a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial durante o período de Março-Abril-Maio, sobre o norte do Nordeste do Brasil, até a parte central da Amazônia. A fase positiva (negativa) do Padrão de Dipolo ocorre quando Anomalias positivas (negativas) de TSM são encontradas na Bacia Norte (entre 5°N e 20°N) e negativas (positivas) na Bacia Sul do Atlântico (entre a linha do equador e 15°S). No Quadro 2, podem ser observados diversos anos característicos de Dipolos identificados por Souza e Nobre (1998).

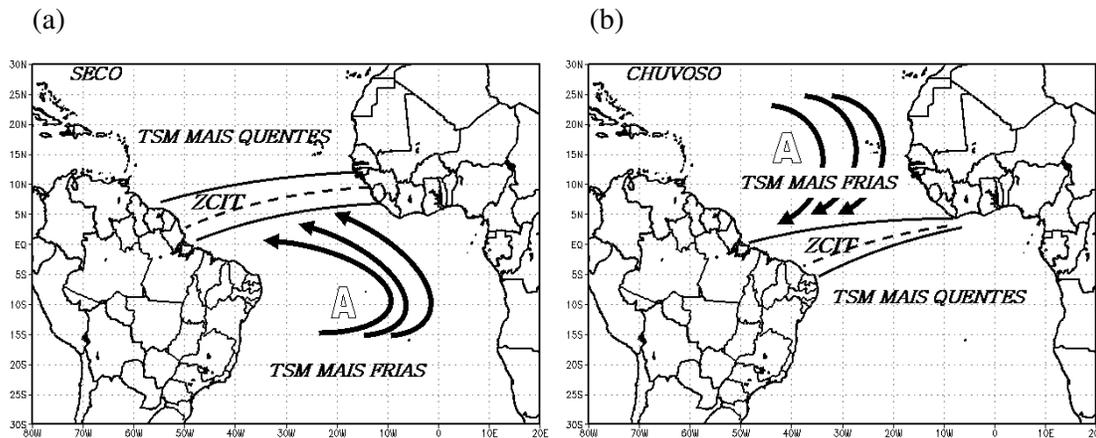


Figura 7 – Configuração do Dipolo (a) Positivo e (b) Negativo, com águas mais quentes (frias) no Atlântico Norte e águas mais frias (quentes) no Atlântico Sul

Fonte: Uvo, 1998, p.16

QUADRO 2 - Relação dos anos em que se observaram os eventos do Padrão de Dipolo de anomalias de TSM sobre a Bacia do Atlântico Tropical (Fonte: Souza e Nobre, 1998)

Fase Positiva do Dipolo	Fase Negativa do Dipolo
(anomalias de TSM positivas na Bacia Norte e negativas na Bacia Sul do Atlântico):	(anomalias de TSM negativas na Bacia Norte e positivas na Bacia Sul do Atlântico):
1951, 1953, 1956, 1958, 1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981 e 1992	1949, 1964, 1965, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986 e 1989

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em quatro décadas, surgiram diversas informações extremamente importantes sobre as influências dos oceanos no clima, seja por ferramentas estatísticas, empíricas ou dinâmicas, sobre fenômenos catastróficos que a natureza, em resposta à ação humana, vem reagindo. Sua interação com o meio atmosférico pode causar sérios prejuízos ao clima, causando secas ou enchentes, elevadas e baixas temperaturas em diversas regiões, entre outras variações. Os danos ao setor social e econômico são os que mais preocupam as instituições, e, com isso, investem nas pesquisas tendo em vista uma possível prevenção a esses fenômenos, ou, até mesmo, soluções.

As fontes de calor e sumidouro de umidade são de extrema importância para o clima de uma região. Diversos autores abordam este assunto em várias áreas do globo, em diferentes escala de tempo e espaço, como Rao e Rajamani (1972), Call (1961), Call e Winninghoff (1963), Rao (1965), Yanai *et al.* (1973), Silva Marques *et al.* (1983), Mureau e Opsteegh (1987), Yanai e Tomita (1998), Sun (2000).

Clapp e Winninghoff (1963) estimaram o aquecimento atmosférico na troposfera em Washington para cada 12 h consecutivas no período de junho-julho de 1961, no intuito de estudar a relação entre aquecimento local e as características da circulação, determinar a produção local de energia potencial disponível, e ajudar a interpretar nuvem e dados de radiação de satélites meteorológicos. Entre os resultados encontrados, obtiveram uma significativa correlação negativa entre aquecimento e advecção de temperatura em profundas camadas atmosféricas.

Rao e Rajamani (1972) calcularam o campo da velocidade vertical total para a situação sinótica das 12:00 GMT do dia 25 de julho de 1966 sobre a Índia, para avaliarem o campo de aquecimento e resfriamento, assim como os termos da geração e conversão de energia potencial disponível, encontrando uma geração líquida de $13,77 \times 10^{-4} \text{ kJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ sobre a região estudada.

Já Marques *et al.* (1982) investigaram em escala de tempo mais ampla a variação interanual e sazonal de energia sobre o NEB durante a estação seca e chuvosa, e também anos secos e chuvosos, calcularam o fluxo de vapor d'água e identificaram que, durante o período chuvoso, há uma convergência de vapor d'água, e, durante período seco, uma divergência. Durante o ano 1976, ano classificado como seco, a divergência de calor latente equivaliu a $11,24 \times 10^{13} \text{ J.s}^{-1}$, considerando um cilindro de área $11,31 \times 10^{15} \text{ cm}^2$, isso corresponde a um excesso de evaporação sobre a precipitação 4 mm.dia^{-1} , dado que a precipitação nessa região ocorre principalmente nos meses de Março, Abril e Maio. E, segundo o autor, a perda de vapor d'água nesta ordem deveria ser considerada séria. Durante o ano chuvoso, 1974, a convergência de vapor d'água era somente $6,0 \times 10^{13} \text{ J.s}^{-1}$, o qual corresponde a um excesso de precipitação sobre a evaporação de cerca de $2,1 \text{ mm.dia}^{-1}$. Isto mostrou novamente a perda, até mesmo durante um ano de chuva, a taxa de evaporação foi alta tal que a disponibilidade de água no solo durante o resto do ano foi pequena.

Na tentativa de investigar alguns aspectos da energia atmosférica e seus fluxos sobre a região NEB para alguns meses do ano de 1980, considerado seco, Cavalcanti (1986) observou que a energia estática seca não apresentou uma significativa variabilidade espacial e mensal entre estações do litoral e interior; entretanto, na vertical, encontrou um gradiente fraco nos níveis abaixo de 750 mb sobre o litoral relacionado ao interior da região. Nas energias estáticas úmida e saturada, visualizou as diferenças entre ambas, apresentando um valor um pouco insignificante para justificar diferença na precipitação. E encontrou os principais responsáveis para estimular ou inibir a precipitação na região são os efeitos dinâmicos, ocorrendo convergência (divergência) em baixos níveis associada a movimentos verticais ascendentes (descendentes) favorecendo (inibindo) a precipitação. A atmosfera no NEB comportou-se como fonte de energia latente no mês seco e normal e sumidouro no mês chuvoso.

Molinari (1985) descreve um procedimento simplificado, no qual requer poucos cálculos e contém somente um único parâmetro livre para dado Q_1 (fonte de calor)

e Q_2 (sumidouro de umidade), e testou, na previsão de complexo, convectivos de mesoescala (CCM) e sugere que a aproximação teve benefícios significantes de simplicidade e habilidade para reproduzir qualquer perfil desejado. E, também, que sua simplicidade e flexibilidade podem fazer isto satisfatório para modelos operacionais para os quais poderiam ser construídos perfis verticais médios como uma função de estação de e/ou de latitude. Em um vigamento de pesquisa, o método provê uns meios diretos para testar o papel dos perfis verticais de aquecimento e umedecimento para várias perturbações.

Mureau e Opsteegh (1987) utilizaram um modelo linear de quinze camadas, para simular anomalias na circulação atmosférica dos trópicos e extratropicos de 35 estações do ano (no período de 1974-84), para descrever fontes anômalas de aquecimento diabáticos nos trópicos. Os resultados indicaram que eles poderiam explicar, em geral, uma pequena, porém significativa, parte da variância (menos que 5%) no inverno e outono no hemisfério norte. No verão e primavera, a variância explicada não foi significativamente diferente de zero. A variância média explicada foi dominada por estações, que apresentam grande aquecimento diabático, apresentando valores de 20-40% para toda região entre 48°N e 48°S, e maiores que os valores médios. A semelhança com observações não foi somente ampla nas regiões de fortes fontes de calor (como no Pacífico tropical central), mas também em médias latitudes. Por exemplo, o evento de ENSO de 1982/83 e durante o inverno de 1983-84, quando as distribuições do aquecimento foram quase completamente invertidas.

Yanai e Tomita (1998) utilizaram dados do *Reanalysis* (NCEP/NCAR) para determinar distribuições de fonte de calor (Q_1) e sumidouro de umidade (Q_2) entre 50°N e 50°S num período de 15 anos (1980 a 1994). No período do inverno HN (dezembro-fevereiro), as fontes de calor principais encontradas foram sobre Oceano Índico tropical, Indonésia, e a Zona de convergência do Pacífico Sul (ZCPS); o Congo e a Bacia Amazônica e fora da costa leste da Ásia e América do Norte. No verão do HN, Junho-Julho-Agosto (JJA), as fontes de calor principais foram: a costa da Baía de Bengala; o oeste do Pacífico tropical e América Central.

Durante o ano, as áreas como o Sul do Oceano Índico, leste dos nortes e sul dos Oceanos Pacífico e Atlântico permanecem como sumidouro de calor. Já as regiões de deserto como o Saara são caracterizadas por alto aquecimento próximo à superfície e intenso resfriamento radiativo acima. Sobre os oceanos tropicais, o calor liberado pela

condensação com convecção de cúmulos profundos provê a principal fonte de calor. O resfriamento radiativo e umedecimento devido à evaporação são características dominantes sobre os oceanos subtropicais onde a subsidência prevalece.

Sobre o Planalto Tibetano, os perfis de Q_1 e Q_2 mostram a importância do aquecimento sensível na primavera e contribuições da liberação do calor latente de condensação no verão. Longe da costa leste do Japão, intensos fluxos de calor sensível e latente aquecem e umedecem a baixa troposfera durante o inverno.

Os perfis verticais de Q_1 e Q_2 encontrados sobre o Brasil foram diferentes das superfícies de terra seca. No inverno do HN, primavera e outono, os valores Q_1 e Q_2 foram amplamente positivos com separação de picos em Q_1 (400-600 hPa) e Q_2 (700-850 hPa), indicando a presença da convecção de cúmulo no transporte vertical. O aquecimento é mais forte no inverno do HN. Durante verão do HN (estação seca no Brasil), a troposfera superior torna-se um fraco sumidouro de calor e o aquecimento é limitado nas camadas mais baixas.

Yanai e Tomita (1998) ainda examinaram a variabilidade interanual de fontes de calor e sumidouro de umidade sobre os Oceanos equatoriais, analisaram três eventos de El Niño (1982/83, 1986/88 e 1991-92), que estavam dentro do período da pesquisa, calcularam a divergência horizontal em 850 e 200hPa sobre cinco setores (leste, centro e oeste do Oceano Pacífico e Oceano Índico) no cinturão Equatorial (entre 58°N e 58°S), encontrando resultados que sugeriram que a liberação de calor latente de condensação seja a principal fonte de calor sobre o Oceano Equatorial. Gandu e Dias (1998), citados por Rocha (2001), realizaram pesquisas sobre a América do Sul, e descobriram que as fontes de calor tropicais ligadas à liberação de calor latente possuem um importante papel sobre a divergência do vento em altos níveis.

Sun (2000), durante o *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE), no período de 1985/89, na tentativa de melhorar o entendimento das fontes de calor e sumidouro de umidade do evento El Niño de 1986-87, estudou o sistema acoplado oceano-atmosfera, no qual os resultados sugerem que o sistema ENOS se comporte como uma bomba de calor: o oceano equatorial absorve calor durante a fase fria e transfere o calor ao oceano subtropical durante a fase quente. Este quadro para El Niño sugere que o fluxo de calor da superfície no oceano equatorial pode ser uma força motriz de El Niño. Assim, El Niño representa um processo básico, pelo qual o Oceano Pacífico transporta calor da região equatorial para latitudes mais altas.

Outro resultado que o autor aborda é sobre a ausência de El Niño no Oceano Atlântico tropical, que a largura zonal da bacia limita a quantidade de calor que pode ser acumulado no oceano.

Na Amazônia, Rocha (2001), estudando o Balanço de umidade, verificou que o fluxo de umidade é predominante de leste, com máximos localizados no litoral nordeste da Amazônia, com valores superiores a 300 kg/m.s.

Cavalcanti *et al.* (2002) utilizaram o modelo regional de meso-escala “*Regional Atmospheric Modeling System*”- RAMS para o estudo do transporte e balanço de vapor d’água atmosférico sobre o NEB para o trimestre março-abril-maio durante dois anos extremos (seco e chuvoso). Encontraram os ventos alísios como principal meio de transporte de vapor d’água para o NEB, os quais variam com o posicionamento do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul.

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando, desta forma, a distribuição da pluviometria, causando a estação chuvosa mais ou menos intensa sobre o norte da América do Sul.

3.1 A INFLUÊNCIA DO OCEANO PACÍFICO NO CLIMA

Na década de 60, J. Bjerknes entendeu que o oceano constitui o segundo fator chave do motor térmico que define o clima global, e as variações do IOS respondia, na realidade, a toda uma série de flutuações, tanto atmosféricas como oceânicas, entre as quais estavam o deslocamento da ZCIT.

Hastenrath (1975), analisando eventos climáticos extremos, percebeu que a qualidade da estação chuvosa no Caribe tem uma forte correlação negativa com precipitação anual nas Grandes Planícies Centrais dos Estados Unidos, e com chuva e temperatura da superfície do mar ao longo do litoral Peruano Equatorial. Além disso, há fracas correlações negativas com chuva do nordeste do Brasil e com descarga e nível de

água no afluente do norte da Amazônia e, uma forte correlação positiva com eventos hidrometeorológicos no Sub-Saara na África. Chuva do nordeste do Brasil é fortemente correlacionada negativamente com TSM ao longo da costa do Equador/Peru.

Kiladis e Diaz (1989), estudando temperatura composta e anomalias de precipitação durante várias fases de um evento na Oscilação Sul (OS), calcularam 1045 estações do globo, contendo uma boa cobertura de longo período da temperatura e precipitação, encontrando grandes Regiões coerentes, e mostraram sinais significantes existentes para ambos os eventos extremos da oscilação, os eventos quentes e frios com sinais geralmente opostos.

Para as Américas, anomalias compostas de precipitação começam mais significantes sobre as Américas durante o período de JJA 0. Umhas poucas estações no oeste da América do Norte também com sinais de anomalias de precipitação contrárias comparadas a JJA-1, porém com sinais fracos e inseguros. O dipolo seco/chuvoso sobre o norte/sul da América do Sul continua em SON 0 e DJF+1, com sinais bem definidos em San Clair, Trinidad, Bogotá e Colômbia.

No setor norte do NEB utilizando 66 estações, Alves e Repelli (1992) analisaram 17 episódios de ENOS e encontraram no ano +1, grande variabilidade quanto à distribuição das chuvas sobre a região.

Marengo *et al.* (1993) observaram que, durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico equatorial central (fenômeno do El Niño), a ZCIT encontra-se anormalmente mais ao norte de sua posição normal sobre o oceano Atlântico tropical; assim, os ventos alísios de NE são mais fracos, reduzindo a umidade que penetra para o interior da região Amazônica.

Brabo *et al.* (1993), estudando anos de ENOS, observaram que o setor norte do nordeste apresentou certa tendência a um clima seco na sua pré-estação chuvosa (novembro a janeiro), considerando o período de estudo de 78 anos.

No caso da região Amazônica, Fisch (1996) observou que o episódio de El Niño de 1982/83 provocou um período extremamente seco (janeiro/fevereiro) durante a estação chuvosa. A anomalia de precipitação, neste período apresentou valores bem abaixo da normal climatológica, sendo mais observado na Amazônia central e com um valor menor no litoral do Oceano Atlântico (mais precisamente em Belém).

Estudos mostraram a existência de um padrão dominante de variabilidade climática sobre o Oceano Pacífico, chamado por Mantua *et al.* (1997), citado por Silva (2006) de

Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), as anomalias de TSM apresentam-se semelhantes ao fenômeno ENOS, no entanto com maiores amplitudes em latitudes médias do que em latitudes baixas e uma maior extensão de anomalias equatoriais para altas latitudes no lado leste do Pacífico e variações temporais mais longas.

Mantua *et al.* (1997), citado por Silva (2006) sugere um índice para medir a fase e a intensidade da ODP, baseando-se na componente principal do primeiro modo da análise de Funções Ortogonais Empíricas das anomalias de TSM ao norte de 20°N no Pacífico. Quando o índice é positivo, ou regime quente, prevalecem águas superficiais anomalias positivas no Pacífico tropical e leste, e anomalias negativas no Pacífico norte; para índice negativo, o padrão de TSM apresenta configuração inversa.

Uvo (1998), usando Decomposição de Valor Singular (SVD), observou que há uma relação negativa significativa entre anomalias de TSM do Oceano Pacífico equatorial com a precipitação sobre a maioria do Nordeste, confirmando o estudo de Kousky *et al.* (1984). A precipitação mensal de dezembro a maio foi relacionada com a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico. Descobriu que, no mês de dezembro, a TSM do Pacífico equatorial tem correlação negativa com uma pequena área no norte da bacia do Rio Negro positiva com uma área no sul do Peru. Em janeiro, as áreas de correlação significativa de aumento de precipitação incluem a parte norte da bacia Amazônica e bacia do Rio Orinoco. Nesta área, há correlações negativas com o Pacífico equatorial. Um padrão muito similar ocorre no mês de fevereiro. No período da estação seca na região norte da bacia Amazônica, pequenas somas de precipitação são detectadas quando há uma variabilidade da TSM do Pacífico equatorial chegando à conclusão de que as precipitações de janeiro e fevereiro são mais sensíveis para a variação da TSM sobre o Pacífico. A precipitação média de dezembro-fevereiro sobre a bacia do rio Negro e Orinoco, na parte norte da região Amazônica, mostrou influências significativas pela TSM do Pacífico equatorial.

Três extensas áreas de influência sobre as chuvas de monção na América do Sul foram encontradas por Veiga *et al.* (2002) sobre o Oceano Pacífico, devido à propagação de ondas de Rossby que afetam a ZCAS. Esses autores explicam que a variabilidade das chuvas de monção da América do Sul apresenta associações com eventos El Niño e La Niña da mesma maneira da monção Asiática, quando, em anos de El Niño (La Niña), as chuvas de monção iniciam-se mais tarde (cedo) sobre a região.

Barros *et al.* (2002) usaram duas séries de dados de TSM (NCEP/NCAR e redes sinóticas) mensal para o período de 1963-1990, e os resultados encontrados sugerem que há correlações positivas entre precipitação e temperatura com exceção da Argentina central no verão, e para o Sul do Brasil em certos meses. Em fases de ENOS, há um impacto considerável na precipitação e algumas influências na circulação regional, seus sinais na temperatura da superfície são relativamente modestos.

Trabalhos, como os de Rasmusson e Carpenter (1981), Nicholls (1987), Ropelewski e Halpert (1987), Aragão (199-), Buchmann (1998), Mechoso *et al.* (1990), entre outros, também discutem sobre o ENOS e/ ou sobre sua influência sobre o Norte e/ou NEB.

3.2 A INFLUÊNCIA DO OCEANO ATLÂNTICO NO CLIMA

As escala de frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o Oceano Atlântico englobam a variabilidade interdecadal, interanual e intrasazonal.

O modo equatorial é mais pronunciado na escala interanual (Zebiak, 1993), citado por Silva (2006), enquanto o modo inter-hemisférico é mais visível na escala decadal (Servain, 1991, citado por Silva, 2006).

Carton *et al.* (1996), citado por Silva (2006) mostram que o principal mecanismo responsável por mudanças na TSM do Atlântico é a evaporação, sugerem que o padrão decadal é controlado principalmente por mudanças na evaporação devido alterações na velocidade dos ventos em superfície. Na ausência do ENOS, a precipitação no NEB se correlaciona mais fortemente com a do Sul (Saravanan e Chang, 2000, citado por Silva, 2006).

Rao *et al.* (1999), analisando um período longo (1950–1994), também visualizaram que o Atlântico tropical Norte e Sul apresentam uma configuração de dipolo para ambas as escalas de tempo, anual e decadal. Outro resultado importante na avaliação do Balanço de Umidade foi uma alta evaporação encontrada sobre o Atlântico Norte e baixa no Atlântico Sul durante o período de alta precipitação no NEB, e que altas evaporações levam a baixa TSM. Este parece ser o mecanismo que gera o dipolo na escala decadal sobre o Atlântico tropical.

Resultados de modelos de circulação geral da atmosfera demonstraram que as condições oceânicas e atmosféricas na Bacia do Atlântico Tropical (chamado Padrão de Dipolo) influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Hastenrath e Heller, 1977).

Na escala interanual, há estudos que discutem que os fenômenos atmosféricos e oceânicos sobre a bacia do Atlântico Tropical são mais significativos no clima do Nordeste do Brasil do que os do Pacífico (Hastenrath *et al.*, 1987). No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996).

O modo de variabilidade mais importante da variação climática interanual sobre o Atlântico Tropical durante o outono, analisado apenas com TSM, sugerido por Nobre (1993), citado por Souza (1997), é o Padrão de Dipolo visualizado na Figura 8.

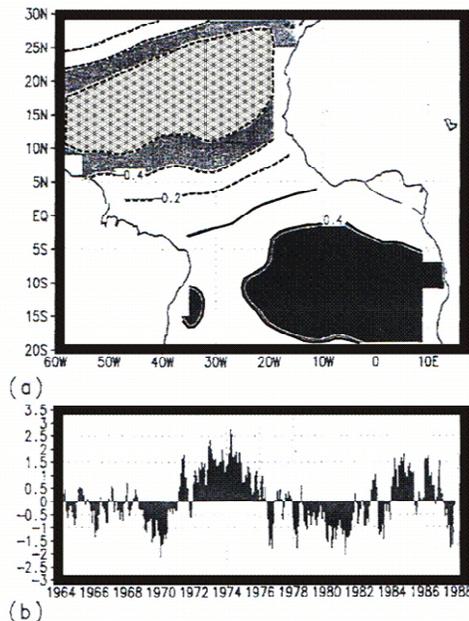


Figura 8 – (a) Segundo autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM no Atlântico Tropical (Explica 31,8% da variância)

Fonte: Nobre (1993), Citado por Souza (1997), p. 20

Zebiak (1993) e Wagner e Silva (1994), citados por Silva (2006) mostraram que parte da variabilidade interanual do Atlântico é atribuída ao modo equatorial, caracterizado por anomalia de TSM extremas localizadas quase zonalmente na parte leste do Atlântico equatorial, que se relacionam com alísios no Atlântico equatorial oeste mais fracos/fortes que o normal durante os episódios quente/frios. Zebiak (1993), descreve o modo equatorial, no qual pode iniciar-se de forma rápida, em escalas de poucas semanas a meses, por causa da excitação e propagação de ondas de Kelvin e Rossby equatorial forçadas pelo vento.

As regiões mais afetadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Oceano Atlântico Tropical são: O leste da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996); o NEB (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre (1993) citado por Souza (1997); Rao et al., 1993; Nobre e Shukla, 1996) e o sul do Brasil e Uruguai (Diaz e Studzinski (1994) citado por Nobre (1996)).

Moura e Shukla (1981) utilizaram 25 anos de dados de TSM (1948-72), sobre o norte e sul do Atlântico, e calcularam a correlação entre anomalias de TSM de março-abril-maio de Fortaleza e Quixeramobim (Figura 9). Encontraram a ocorrência simultânea de anomalias de TSM quente ao norte e anomalias de TSM fria ao sul do Atlântico equatorial relacionadas à secas sobre o NEB. A correlação positiva encontrada sobre o sul do Atlântico é explicada de maneira que a presença de anomalias de TSM com sinais contrários, positiva ao norte e negativa ao sul, geram a estrutura simultânea de uma fonte de calor sobre o Atlântico norte e um sumidouro de calor anômalo sobre o Atlântico Sul. Assim, a banda de nebulosidade convectiva associada à ZCIT na área equatorial intensifica-se ao norte causando um movimento descendente sobre a região do NEB e junto ao sul do Oceano Atlântico anomalias de TSM abaixo da média, reduz evaporação e o fluxo convergente de umidade, assim diminuindo a precipitação sobre na região.

Souza *et al.* (1998) investigando sob o ponto de vista observacional no setor leste e norte do NEB, verificaram a manifestação dos eventos do padrão de dipolo, na bacia do Atlântico tropical, indicaram que os períodos da pré-estação e estação chuvosa dos anos de ocorrência da fase positiva (Anomalias positivas de TSM na Bacia Norte e negativas na Bacia Sul do Atlântico) estão associados à ocorrência de precipitação abaixo do normal sobre os Estados que compõem os setores norte e leste (exceto a Zona da Mata de Sergipe, Alagoas e Bahia) do NEB. E a fase negativa (anomalias negativas de TSM na Bacia Norte e positivas na Bacia Sul do Atlântico), chuvas acima do normal em todos os Estados do norte e leste da região.

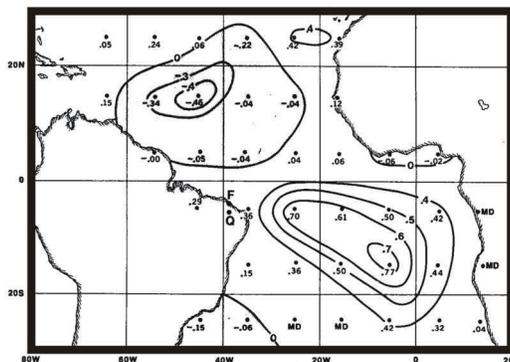


Figura 9 - Coeficiente de correlação entre a TSM sobre o Atlântico e a precipitação média de Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q)

Fonte: Moura e Shukla, 1981, p. 2657

Servain *et al.* (1982), citados por Souza (1997), discutem o importante papel das anomalias dos ventos zonais como forçante das anomalias de TSM no oeste da Bacia do Atlântico Equatorial.

Nobre e Shukla (1996) e Nobre (1993), citados por Souza (1997), utilizaram Função Ortogonal Empírica (EOF) para identificar o modo dominante da Tensão de vento e a variabilidade da TSM sobre o Oceano Atlântico. As análises de EOF revelaram que os padrões de anomalias de TSM e tensão do vento são denominados por um padrão assimétrico relacionado ao equador. Também sugeriram que anomalias de TSM e circulação atmosférica originam-se na costa Africana e se expandem posteriormente para oeste. As maiores anomalias de TSM no interior da bacia ocorrem durante março-abril. Concluíram que o resfriamento (aquecimento) próximo à costa está relacionado com ressurgência (afundamento), as anomalias de TSM são explicadas pelo efeito combinado de ressurgência e evaporação. Anomalias negativas de precipitação ao sul do Equador durante março-abril-maio sobre o NEB e leste Amazônia são relacionadas com a retirada mais cedo da ZCIT para o Atlântico norte que se encontra com anomalias de TSM mais quentes. Ventos alísios mais fracos são associados com TSM anormalmente positiva e ventos alísios mais fortes com TSM anormalmente negativa.

Uvo (1998) utilizou Decomposição do Valor Singular (SVD) para investigar a influência da TSM do Pacífico e Atlântico tropical na precipitação sazonal e mensal da Amazônia. Revelando, nas análises de mapas de correlação heterogênea, que somente o modo de SVD da TSM sobre a estação chuvosa de dezembro a fevereiro foi significativo para o caso estudado.

Para o Atlântico Uvo (1998) encontrou uma forte relação, sendo evidente entre o gradiente Norte/Sul de TSM e precipitação sobre maior parte do Nordeste. Os valores de Covariância dos Quadrados Normalizados (NSC) são altos, sugerindo que a precipitação é mais ligada ao Atlântico do que ao Pacífico. E ainda observou uma significativa relação intrasazonal entre ambas TSMs, Pacífico e Atlântico, e a precipitação do Nordeste. Para o Pacífico, alta correlação é encontrada durante os meses março-maio, e para o Atlântico, este é visto em fevereiro e especialmente abril-maio. O padrão de TSM Atlântica exibe uma alta covariância quadrada normalizada que os encontrados no Pacífico de abril a maio e para toda a estação chuvosa.

Os mapas de TSM do Atlântico indicaram que a anomalia do gradiente meridional (chamado dipolo do Atlântico) influencia a precipitação média de dezembro–fevereiro em três grandes áreas da Amazônia: na bacia do rio Negro, parte central e sudoeste. Contudo, a parte estatisticamente significativa desse padrão ocorre no Atlântico norte durante setembro–novembro e dezembro–fevereiro. Para essas duas estações, anomalias positivas de TSM são associadas com baixa precipitação na bacia superior do Rio Negro, na Amazônia central e mais anomalias positivas de precipitação no sudoeste da Amazônia. Durante março-maio e junho-agosto, as correlações encontradas são pequenas, quando comparadas à estação anteriormente discutida, mas são significantes, principalmente, na parte central e sul do Atlântico.

Na precipitação mensal, Uvo (1998) encontrou no mês de dezembro, que o oeste central do Atlântico possui significativa correlação positiva com a precipitação no oeste da Amazônia. Durante janeiro, o padrão de precipitação é correlacionado com uma área no norte do Atlântico tropical só que alta TSM é relacionada para o norte da Amazônia com baixa precipitação, e alta para sudeste. Em fevereiro, o padrão de precipitação desenvolve-se numa grande porção do oeste central da Amazônia e uma correlação negativa com a TSM do norte do Atlântico. No mês de março, mostra várias áreas significantes de precipitação para o norte, agora abrangendo a região da Guiana, norte do estado do Pará e parte da Venezuela. Estas regiões são correlacionadas negativamente significativas para o norte do Atlântico, Leste do Caribe e também na área central e sudeste do Atlântico. Em abril, o padrão do dipolo apresentou-se no primeiro modo com correlação positiva no norte do Atlântico e negativo no sul do atlântico. Este padrão foi positivamente correlacionado com a precipitação no Estado do Amapá, Guianas e Venezuela e negativa para a parte oeste da Amazônia.

Estudos sobre a relação entre o ENOS e os modos de variabilidade de TSM no Atlântico tropical descrevem que o modo gradiente de anomalias de TSM pode ser forçado remotamente pelo ENOS (Saravanan e Chang, 2000, Sutton *et al*, 2000, citados por Silva, 2006). Enfield e Mayer (1997), citados por Silva (2006) analisaram as estruturas espacial e temporal da variabilidade de TSM no Atlântico tropical relacionando-as com a variabilidade de TSM no Pacífico equatorial, concluindo que a variabilidade de TSM no Pacífico equatorial está mais fortemente correlacionada com a variabilidade da TSM do Atlântico tropical na escala interanual, ao longo da região de 10°N-20°N. O aquecimento nesta região ocorre em torno de 4-5 meses após a fase madura do evento quente no Pacífico em resposta à redução da velocidade dos ventos alísios de nordeste em superfície. Isto leva a reduzir o fluxo de calor latente e sensível sobre a região em questão (Enfield e Mayer, 1997, citado por Silva, 2006).

A influência do ENOS no Atlântico tropical é observada durante a primavera boreal (março-maio) (Enfield e Mayer, 1997, Saravanan e Chang, 2000, citados por Silva, 2006) e está associada com anomalias na circulação de Walker. O ENOS contribui de forma significativa para a correlação entre a estrutura de dipolo do Atlântico e a precipitação do norte do NEB (Saravanan e Chang, 2000).

Um fator de grande importância para a variabilidade de TSM no AT é o fluxo de calor em superfície (Carton *et al*, 1996; Chang *et al.*, 1997, citados por Silva, 2006). As anomalias de fluxo de calor em superfície associadas com o ENOS, sobre o Atlântico tropical, são causadas por mudanças na velocidade dos ventos e na diferença de temperatura entre atmosfera-oceano (Saravanan e Chang, 2000).

Inúmeras pesquisas vêm sendo realizadas com um único objetivo: conhecer a dinâmica dos fenômenos que afetam o clima, e, quanto mais características possa ser adquirido, as previsões tornam-se mais confiáveis. Na literatura, a dinâmica dos oceanos vem se tornando cada vez mais rica em informações sobre os componentes anômalos que afetam o clima das regiões adjacentes. Um dos principais objetivos desse trabalho é enriquecer a nossa literatura, sobre as consequências desses fenômenos que possuem grande influência sobre as regiões do Norte e Nordeste do Brasil, como discutidas neste capítulo.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 DADOS

Neste estudo, são utilizados, dados mensais, do período de 1958 a 1998, obtidos no *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), espaçados em uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ latitude e longitude, que consiste em um sistema de assimilação dos dados do Projeto *reanalysis* (que incluem módulos de controle de qualidade, análise objetiva e interpolação), descritos com mais detalhes em Kalnay *et al.* (1996) e Kistler *et al.* (2001). As observações assimiladas são um conjunto de observações de satélites geostacionários; observações de avião; observações de superfície e oceânicas. As variáveis utilizadas são: temperatura (K); umidade específica (kg/kg); componente zonal (u) e meridional(v) (m/s) do vento e altura geopotencial (gpm), para os níveis padrão de 925 a 100hPa; e a precipitação diária.

Vale salientar, que os dados de precipitação são do tipo C, isto é, produzido totalmente pelo modelo (Kalnai *et al.*, 1996). Kilter *et al.* (2001) comparou o desvio padrão de anomalias de chuva média mensais de três *reanalyses* e de Xie e Arkin (1996, 1998) sobre a superfície terrestre e oceano para 1988–92. Os resultados sugerem que os dados do NCEP subestimam variabilidade sobre os oceanos tropicais.

Além das variáveis atmosféricas descritas acima, foram utilizados dados de TSM, do período de 1950 a 1999, gerados por Reynolds e Marsizo (1992), com a finalidade de escolher os anos a serem estudados e de que, nos padrões observados sobre a

superfície oceânica do Pacífico e Atlântico tropical, sejam verificadas anomalias significativas. Estes dados foram obtidos do *National Meteorological Center* (NMC), atual NCEP, e encontram-se espaçados numa grade de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ de latitude e longitude (Detalhes em Reynolds, 1988; Reynolds e Marsico, 1992). A série de dados foi completada por dados obtidos pelo *Climate Prediction Center*, até Julho de 2003.

4.2 METODOLOGIA

Para seleção dos eventos, foram calculadas médias mensais de TSM sobre áreas de ocorrências dos El Niño 3 e 3.4 (áreas que fornecem com mais certeza a intensidade dos eventos) e Dipolo do Atlântico (Figura 10). Em seguida, foram calculadas suas anomalias, visualizadas na Figuras 11, facilitando a seleção dos eventos.

A seleção dos episódios adotou os seguintes critérios: (a) Anomalias de $TSM \geq 1,0^{\circ}\text{C}$ ($\leq -1,0^{\circ}\text{C}$) para caracterização de um evento de El Niño (La Niña) durante a fase de maturação sobre as áreas do Niño 3 e 3.4; (b) Anomalias de TSM, que, simultaneamente, apresentaram anomalias opostas sobre a Bacia norte e Bacia sul de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$, principalmente, durante a estação de fevereiro a abril.

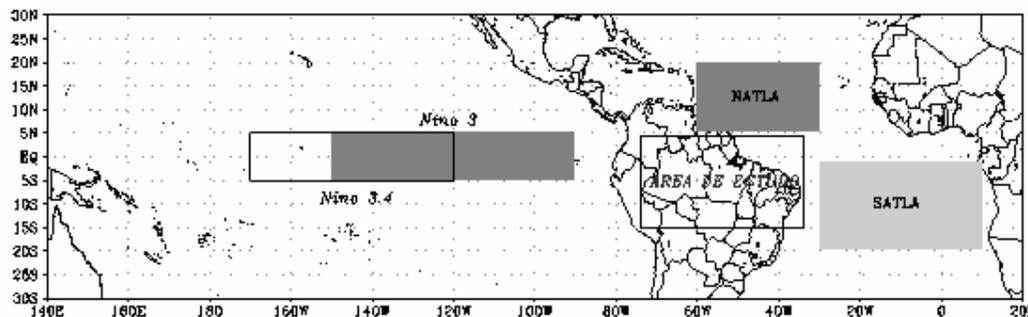


Figura 10 – Área de localização do El Niño 3 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$, $150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$) e 3.4 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{W}-170^{\circ}\text{W}$), Dipolo do Atlântico (Norte: $5^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{W}$; Sul: $0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$, $30^{\circ}\text{W}-60^{\circ}\text{W}$) e área de estudo

Seguindo os critérios de seleção, foi possível escolher quatro episódios de ENOS e quatro de Padrão de Dipolo. Na Figura 11, são visualizados os anos escolhidos para este estudo. As áreas preenchidas com cinza escuro (cinza claro) representam os anos de El Niños (La Niñas) e Dipolos positivos (Dipolos negativos).

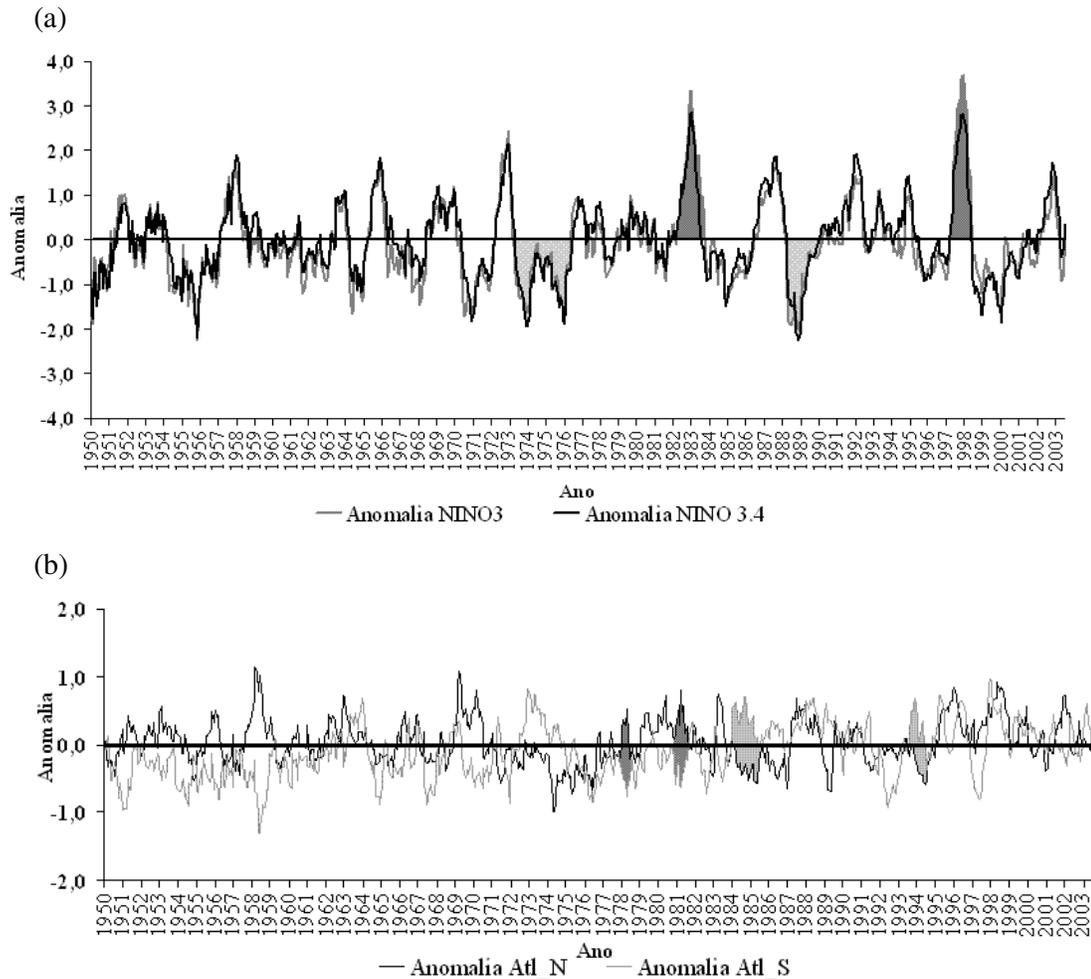


Figura 11 - Anomalias mensais de TSM dos Oceanos (a) Pacífico tropical na área do El Niño 3 e 3.4 e (b) Atlântico Norte (linha preta) e Sul (linha cinza)

Os episódios El Niño e La Niña selecionados (Quadro 3) estão de acordo com eventos discutidos por Delecluse *et al.*, 1994; Trenberth, 1997; Souza *et al.*, 2005 e 2003. Semelhantemente, as Fases do Dipolo positivo e negativo, sobre a bacia do Atlântico tropical, identificadas acima, são também examinadas por Nobre e Shukla, 1996; Souza 1997; Moura e Sukla, 1981 e Souza e Nobre, 1998.

O episódio de 1973/76 foi um evento longo, mas somente o ano de 1974 foi apresentado nos resultados. Se for necessário, serão citadas características presentes nos outros anos.

QUADRO 3 – Episódios selecionados para este estudo

Oceano Pacífico		Oceano Atlântico	
<i>El Niño</i>	<i>La Niña</i>	Dipolo positivo	Dipolo negativo
1982/83	1973/76	1978	1985
1997/98	1988/89	1981	1994

4.3 GrADS

Foi utilizado um sistema de Visualização e Análise de Dados em Pontos de Grade (GrADS). É um software interativo utilizado nas tarefas de acesso, manipulação e visualização de dados geofísicos em geral. O GrADS trabalha com matrizes de dados nos formatos BINÁRIO, GR1B, NetCDF ou HDF-SDS, nas quais as variáveis podem possuir até 4 dimensões (longitude, latitude, níveis verticais e tempo) especificadas por um arquivo descritor.ctl. Atualmente, o GrADS é o software mais utilizado nos centros operacionais e de pesquisa meteorológica. Foi desenvolvido pelo pesquisador Brian Doty (doty@cola.iges.org) no COLA (grads.iges.org/cola.html) dentro da Universidade de Maryland no final da década de 80. Sua distribuição é totalmente livre e gratuita através de sua página oficial: <http://grads.iges.org/grads/index.html>. As matrizes de dados podem conter uma ou mais variáveis dispostas numa grade regular, ou não linear, ou gaussiana, ou em pontos de estações ou de resolução variável. As variáveis podem ser plotadas e combinadas usando vários tipos de gráficos, os quais podem ser gravados em formato PostScript ou diversos formatos de imagem gráfica (PNG, GIF, JPEG, etc). O GrADS possui uma interface programável (scripting language) com a qual é possível se desenvolver sofisticadas análises, cálculos de variáveis derivadas e aplicações de visualização automática. Dentro dos scripts é possível se desenvolver a interatividade com funções, expressões ou rotinas externas

escritas com outras linguagens de programação (FORTRAN, C, C++, UNIX Shell, etc) e também com linhas de comando do sistema operacional (MS-DOS, Windows, LINUX, UNIX). As versões atuais trazem uma grande variedade de funções intrínsecas (funções do próprio GrADS), mas o usuário também pode adicionar sua própria função usando rotinas externas desenvolvidas em FORTRAN ou outra linguagem. O GrADS pode ser executado em modo batch e, portanto os scripts podem ser usados para realizar tarefas automáticas sem a necessidade da presença direta do usuário (Souza, 2004).

A documentação online e todos os manuais encontram-se disponíveis na página <http://grads.iges.org/grads/gadoc> (Souza, 2004).

4.4 FORMULAÇÃO TEÓRICA

As energias estáticas seca, latente e úmida, expressas em $kJ.kg^{-1}$, são dadas, respectivamente, por:

$$S \equiv c_p T + \phi \quad (1)$$

$$U \equiv L_v q \quad (2)$$

$$h \equiv c_p T + \phi + L_v q \quad (3)$$

Em que: c_p é o calor específico à pressão constante ($c_p = 1004 J.kg^{-1} K^{-1}$), T a temperatura, ϕ , o geopotencial, L_v , o calor latente de vaporização ($L_v = 2,462 \times 10^6 J.kg^{-1}$) e q , a umidade específica.

A equação para a energia estática seca e latente é expressa por Yanai *et al.* (1973) como:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot S\vec{V} + \frac{\partial S\omega}{\partial P} = Q_H + L_v(c - e) \quad (4)$$

$$\frac{\partial L_v q}{\partial t} + \nabla \cdot L_v q \vec{V} + \frac{\partial L_v q \omega}{\partial P} = L_v (e - c) \quad (5)$$

Em que:

$\frac{\partial S}{\partial t}$ é a taxa de variação local de S ;

$\nabla \cdot S \vec{V}$ é a divergência do transporte horizontal de S ;

$\frac{\partial S \omega}{\partial P}$ é taxa de variação vertical do transporte vertical de S ;

Q_H é a taxa de aquecimento ou resfriamento radiativo;

$\frac{\partial L_v q}{\partial t}$ é a taxa de variação local de $L_v q$;

$\nabla \cdot L_v q \vec{V}$ é a divergência do transporte horizontal de $L_v q$;

$\frac{\partial L_v q \omega}{\partial P}$ é a taxa de variação vertical do transporte vertical de $L_v q$;

c é a taxa de condensação;

e a taxa de evaporação.

Uma vez que o estudo refere-se ao trimestre de fevereiro-abril do período chuvoso, será analisado apenas o efeito da divergência, desprezando-se a taxa de variação local e a taxa convectiva.

Os respectivos fluxos, zonal e meridional serão avaliados para cada camada, P_1 e P_2 , pelas equações:

$$S_\lambda = \frac{1}{g} \int_{P_2}^{P_1} S u \, dp; \quad S_\phi = \frac{1}{g} \int_{P_2}^{P_1} S v \, dp \quad \Rightarrow \quad \vec{S} = S_\lambda \vec{i} + S_\phi \vec{j} \quad (6)$$

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{P_2}^{P_1} L_v q u \, dp; \quad Q_\phi = \frac{1}{g} \int_{P_2}^{P_1} L_v q v \, dp \quad \Rightarrow \quad \vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j} \quad (7)$$

Em que: g é a aceleração de gravidade ($\approx 9,8 m.s^{-2}$), P_1 é a pressão na base da camada, P_2 é a pressão no topo da camada, u e v são as componentes da velocidade do vento, dp é elemento infinitesimal de pressão na vertical.

A divergência dos fluxos, em unidade $kJ.m^{-2}.s^{-1}$, será avaliada pelas seguintes equações:

$$\nabla.\bar{S} = \frac{\partial S_{\lambda}}{\partial x} + \frac{\partial S_{\phi}}{\partial y} \quad (8)$$

$$\nabla.\bar{Q} = \frac{\partial Q_{\lambda}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{\phi}}{\partial y} \quad (9)$$

O fluxo das energias estáticas seca e latente para as áreas 1 ($2^{\circ}S-7^{\circ}S/60^{\circ}W-65^{\circ}W$) e 2 ($5^{\circ}S-10^{\circ}S/37,5^{\circ}W-42,5^{\circ}W$), foi obtido, multiplicando-se o valor médio da divergência pelas respectivas áreas (Figura 12) e são expressos em $kJ.s^{-1}$. O motivo das escolhas das áreas 1 e 2 foram comparar o balanço de energia sobre uma área de característica tropical úmida e uma área semi-árida.

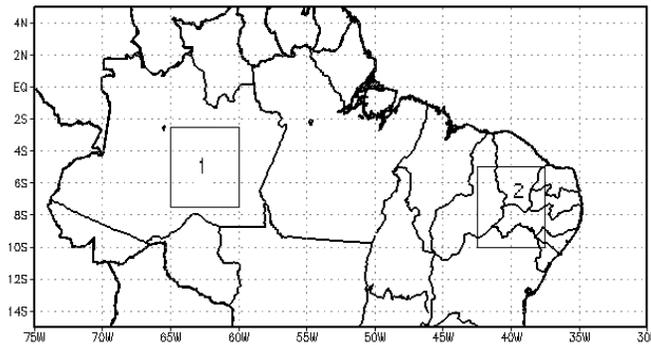


Figura 12 - Áreas 1: Norte e Área 2: Nordeste do Brasil.

$$\oint \bar{S} \cdot \bar{n} \, dL = \iint \nabla.\bar{S} \, dA = \langle \nabla.\bar{S} \rangle A \quad (10)$$

$$\oint \bar{Q} \cdot \bar{n} \, dL = \iint \nabla.\bar{Q} \, dA = \langle \nabla.\bar{Q} \rangle A \quad (11)$$

Em que: \bar{n} é o vento normal às faces verticais da área; dL é o comprimento do contorno, descrito pela projeção das faces vertical da área, no plano horizontal; A é a área de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ de latitude e longitude; $\langle \quad \rangle \equiv$ é a média na área A .

5 RESULTADOS

5.1 ANALISE DAS ANOMALIAS TRIMESTRAIS DE PRECIPITAÇÃO

Nas Figuras de 13 a 16 são apresentadas as anomalias de TSM, à esquerda, e as anomalias de precipitação, à direita, para o norte e nordeste do Brasil. As anomalias positivas de precipitação estão sombreadas para facilitar a identificação de áreas com precipitação acima da média climatológica. Na Figura 13, observam-se os eventos selecionados da fase quente do Oceano Pacífico, com fortes anomalias positivas de TSM (El Niño) e, conseqüentemente, anomalias negativas de precipitação sobre o continente, principalmente sobre o NEB. Essa relação negativa entre anomalias de TSM do Oceano Pacífico equatorial com a precipitação sobre a maioria do Nordeste foi encontrada por Kousky *et al.* (1984) e confirmada por Uvo (1998) e Drumond e Ambrizzi (2003).

Na Figura 13a, o evento de 1982/83, foi possível observar fortes anomalias negativas de chuva em uma extensa área do Nordeste, exceto o Estado do Maranhão, apresentando anomalias acima da média durante o trimestre chuvoso (fevereiro-abril). Na região do estado do Amapá, NW do Pará, norte de Roraima e no Amazonas, na área central entendendo-se para o noroeste, também comportaram-se com anomalias negativas de precipitação, porém menos intensas, se comparadas com as observadas sobre o NEB. Com relação às anomalias negativas encontradas na área central do Amazonas, os

resultados encontrados estão coerentes com os resultados encontrados por Fisch *et al.* (1996).

No episódio 1997/98, apresentado na Figura 13b, também são observadas sobre o nordeste anomalias negativas de precipitação, porém não tão fortes quanto o evento discutido anteriormente. Maiores áreas de anomalias negativas de precipitação são observadas neste evento, atingindo áreas que, no evento anterior, apresentavam comportamento inverso, como o norte de Roraima e noroeste do Pará. A variabilidade da precipitação inter eventos também foi encontrada por Drumond e Ambrizzi (2003). Os eventos na sua fase fria selecionados sobre o Pacífico (La Niña), Figura 14, facilmente identificados pelas fortes anomalias negativas de TSM, observadas sobre as áreas leste e central. O evento de 1973/76 foi um episódio de longa duração atingindo, em torno de 36 meses, a estação chuvosa dos três anos (1974/75 e 76), e apresentando anomalias positivas de precipitação sobre o Nordeste e parte da região Norte do Brasil. Como exemplifica a Figura 14a, para fevereiro-abril de 1974, apenas uma pequena área do sul do NEB, sudoeste do Amazonas e o Estado do Acre, não apresentaram anomalias positivas de precipitação.

Na Figura 14b, é importante destacar que, sobre o Oceano Atlântico, observam-se anomalias negativas sobre a bacia do Norte e positivas no sul, e, sobre o Oceano Pacífico encontram-se fortes anomalias negativas, caracterizando o fenômeno La Niña. Esta situação é conhecida como sendo favorável à precipitação sobre o Leste da Amazônia e NEB (Souza, 2003). As anomalias positivas de precipitação na estação chuvosa do evento de 1988/89 sobre toda região Norte e Nordeste do Brasil são claramente visualizadas na Figura 14b, havendo uma forte variabilidade nas anomalias, comparadas ao evento 1974. Somente sobre uma pequena área no litoral leste do Nordeste, apresenta-se situação contrária ao restante da região.

Na Figura 15, as anomalias negativas de precipitação esperadas sobre a região, dada à presença do Dipolo do Atlântico positivo, são observadas apenas em alguns estados do NEB, no Amapá e uma pequena área do Amazonas (a área SW/NW em 1978 e área W em 1981), NW do Pará, e W/NE de Roraima no evento de 1978.

Uma interessante característica observada é que, na área de anomalia positiva de precipitação apresenta-se uma forma de cavado sobre, aproximadamente, a parte central do Pará na direção sudoeste-nordeste. Apesar de ser um ano de possível escassez de chuva sobre a região norte e nordeste do Brasil, precipitações foram

encontradas acima da média sobre grande parte do leste da Amazônia e NEB, causadas possivelmente pelo conhecido sistema de grande escala, sendo o principal causador de chuvas na região, a ZCIT.

Na Figura 16a, as anomalias positivas de precipitação são facilmente observadas sobre a região Norte e NE do Brasil, exceto o estado de Roraima. Porém, na Figura 16b, essas anomalias são visualizadas apenas sobre o norte da região Norte e NEB. Em algumas pequenas áreas no NEB, são observadas anomalias de chuva abaixo da média, como o sul dos estados do Alagoas, Maranhão, Piauí e todo estado de Sergipe. Sobre a região norte do Brasil, o sul do Pará, o Estado do Acre e toda região do Amazonas, exceto o NE do estado, foram observadas anomalias negativas. Essas chuvas abaixo do normal sobre o sul da região Norte, possivelmente podem estar relacionadas ao Pacífico, pois é possível observar uma extensa área com fortes anomalias de TSM positivas sobre a área central do oceano, aproximadamente, na área oeste do El Niño 3. Outra característica que pode confirmar a influência das TSM do Pacífico é que, no evento de 1985, ano quando quase toda região Norte e NEB apresentou anomalias positivas de chuva, a área sobre o Pacífico central citada não apresentava anomalias positivas de TSM.

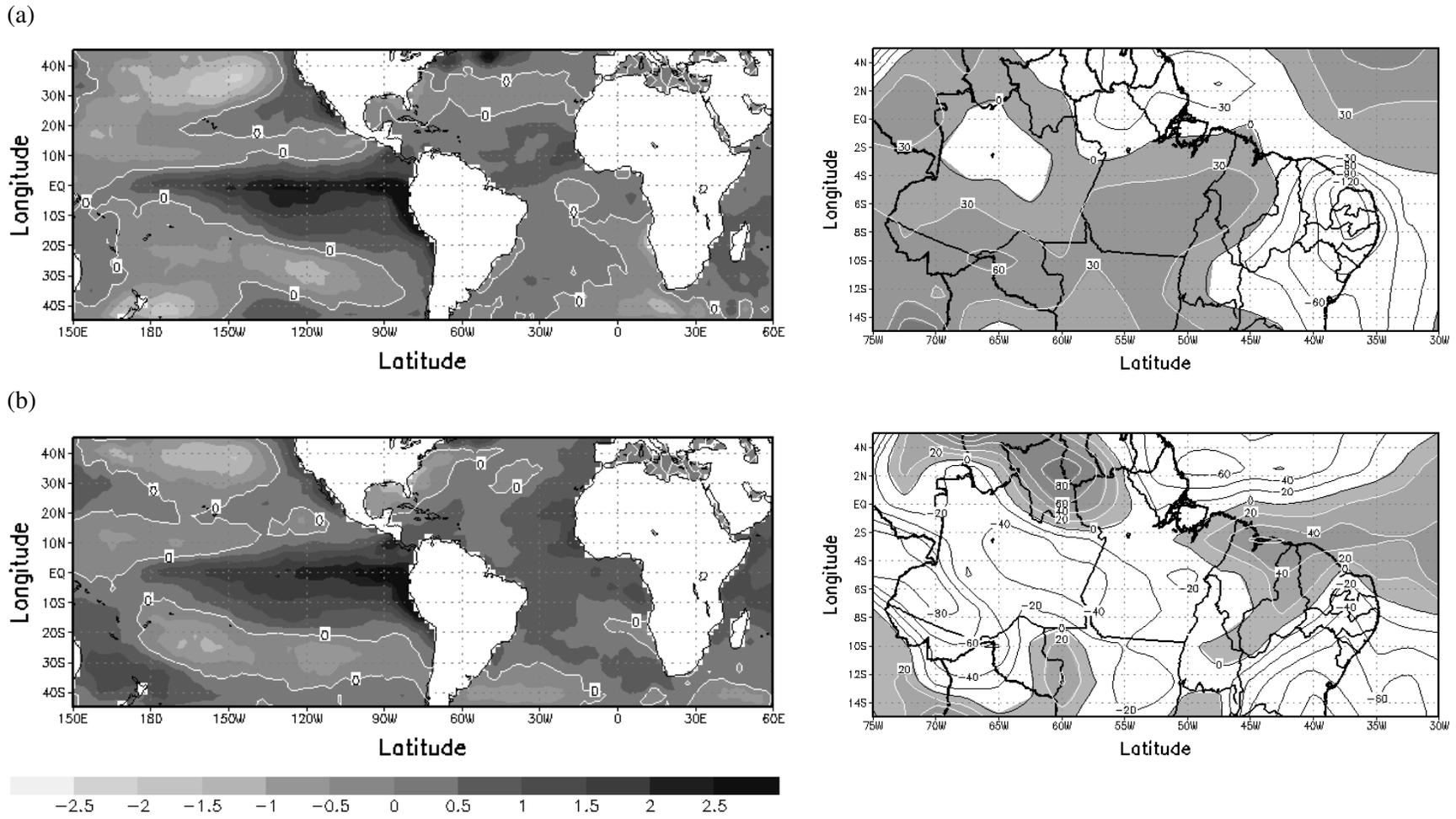
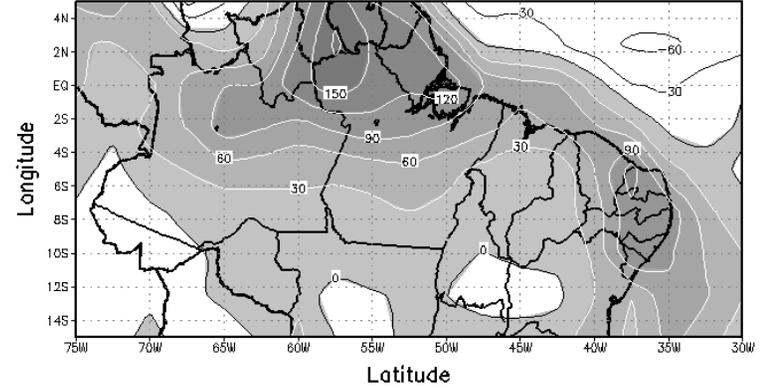
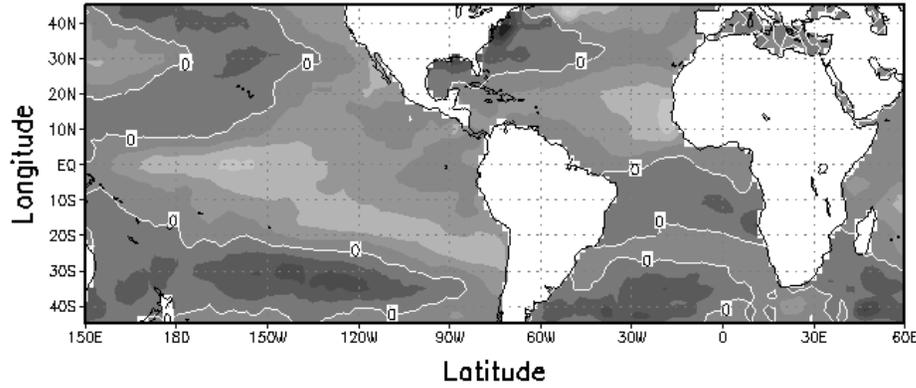


Figura 13 – Anomalias da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais e da Precipitação para o trimestre Fevereiro-Abril dos anos de El Niños (a)1983 e (b)1998. As anomalias são desvios com relação à média do período de 1958 a 1998

(a)



(b)

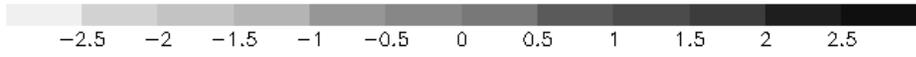
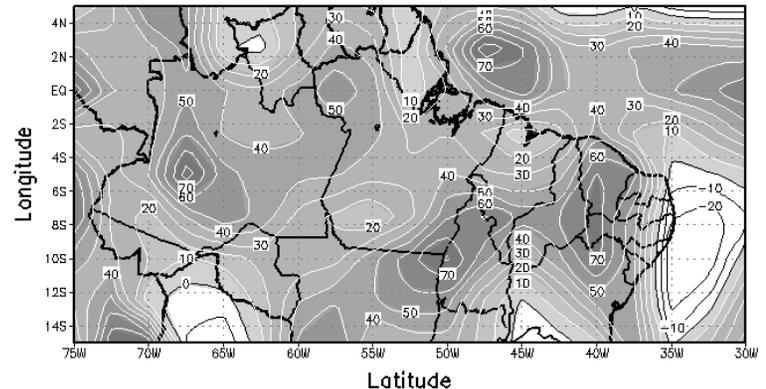
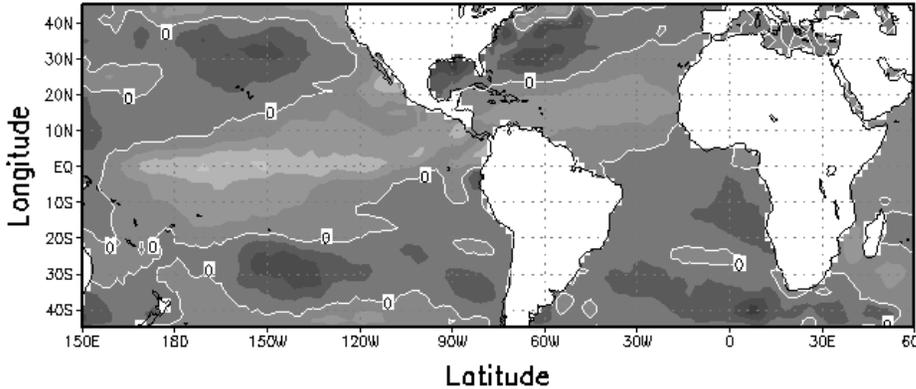


Figura 14 – Idem a Fig.13, porém para os anos de La Niña (a) 1974 e (b) 1989

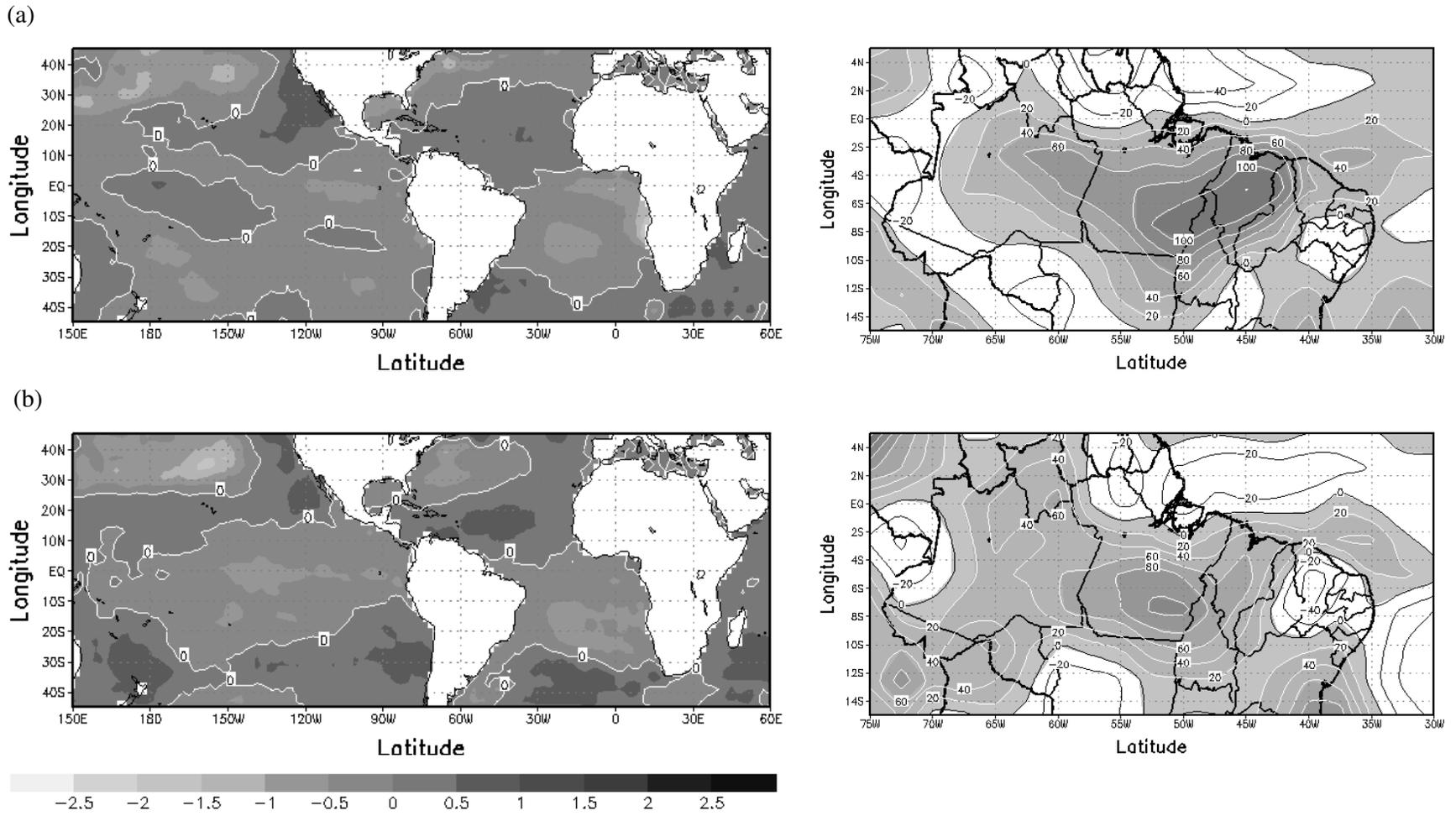
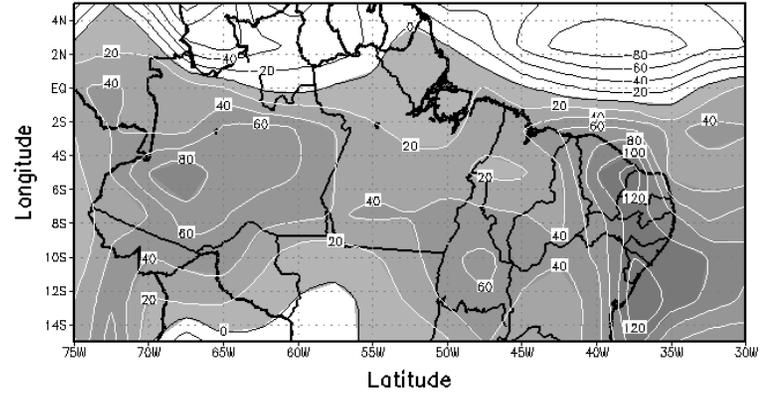
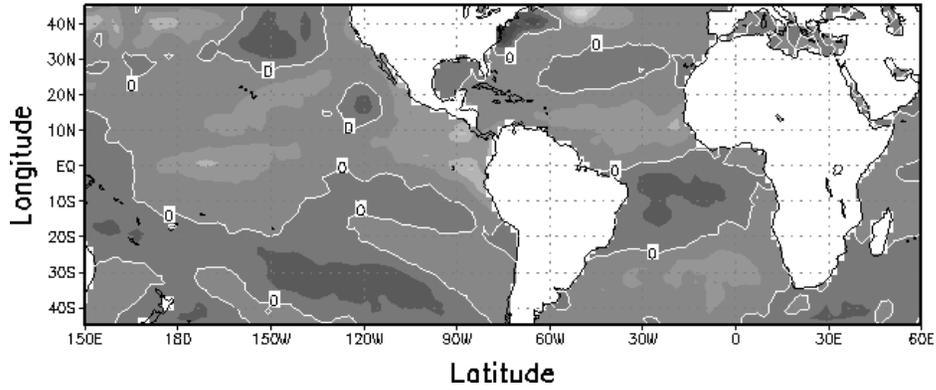


Figura 15 - Idem a Fig.14, porém para os anos de dipolo positivo (a)1978 e (b)1981

(a)



(b)

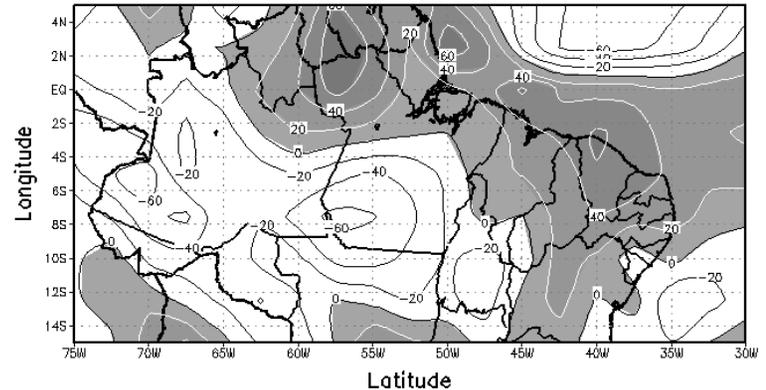
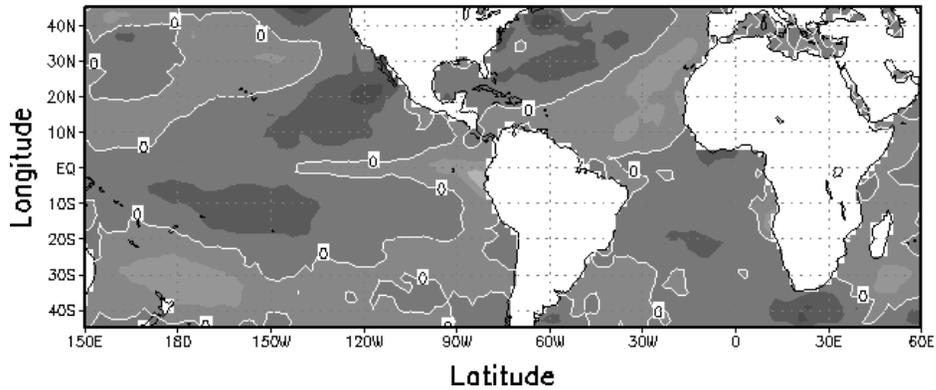


Figura 16 - Idem a Fig.15, porém para os anos de dipolo negativo (a)1985 e (b)1994

5.2 ANOMALIAS DAS ENERGIAS ESTÁTICA SECA E LATENTE E SEUS FLUXOS

A escala de magnitude de anomalia do transporte de energia é indicada por um vetor na parte inferior à direita de cada figura. Em geral, para todos os episódios observa-se uma diminuição no fluxo anômalo de energia latente a cada nível de pressão, pois a umidade do ar diminui consideravelmente com a altura, com valores máximos em superfície e tendendo a zero a partir de 300 hPa.

Nos episódios de El Niño, observam-se anomalias abaixo da média apenas na energia latente sobre o litoral leste do NEB no nível de 850hPa (Figura 17b e 18b). No entanto, em 1998 (Figura 18), a área atingida se encontrou ligeiramente mais ao litoral norte. No nível médio, as anomalias negativas também foram visualizadas no noroeste do Pará, Amapá, sul de Roraima e nordeste do Amazonas em 1983 (Figura 17d) e sul do NEB, em 1998 (Figura 18d). Em altos níveis (Figura 17f e 18f), nos dois eventos, somente o norte da região norte apresentou anomalias negativas de energia latente. Quanto à energia estática seca, toda região Norte e Nordeste do Brasil e nos três níveis analisados apresentaram anomalias acima da média.

Entre os dois eventos de El Niño, foram encontradas variações quanto à intensidade e distribuição espacial das anomalias positivas sobre as regiões estudadas. Por exemplo: na região do NEB, em baixos e médios níveis, o ano de 1998 apresentou anomalias mais altas na energia estática seca comparada às observadas no ano de 1983. Observa-se o mesmo para o Norte da região Norte do Brasil em altos níveis.

Foram observadas pequenas diferenças nas anomalias dos fluxos das energias estáticas seca e latente entre os dois anos de El Niño. Em 1983, no nível de 850hPa (Figura 17a e b), o fluxo anômalo se apresentou de leste no NEB confluindo com um fluxo de noroeste no oeste da Amazônia, caracterizando uma circulação tipo Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Kodama, 1993). Nos níveis acima, as anomalias do fluxo tornaram-se quase totalmente de oeste (Figura 17c e d), porém, no nível de 300hPa (Figura 17e e f) este fluxo é

formado ligeiramente pelo transporte de norte e sul do Brasil sobre a região Amazônica confluindo em direção ao NEB.

No evento de 1998 (Figura 18a e b), próximo à superfície, as anomalias dos fluxos apresentaram uma circulação ciclônica na parte central do NEB e de leste/sudeste sobre o sul da região norte do Brasil. Em níveis médios (Figura 18c e d), sobre a região Norte e Nordeste do Brasil, a anomalia do fluxo observada ainda é de leste (exceto o extremo litoral leste com anomalias fracas no fluxo). Em altos níveis (Figura e e f), foi notada uma configuração tipo Vórtice Ciclônico de Ar Superior (VCAS) na região do NEB. O VCAS tem origem sobre o Oceano Atlântico e quando adentram na região do NEB podem produzir tempo bom na região sul e central e chuvas na área norte da região, como foi observado nas anomalias de precipitação na seção anterior, são encontrados nas estações de primavera, verão e outono com maior frequência em janeiro (Calbete *et al.*, 1996). Apesar de o estudo apresentar média trimestral, em geral o VCAS são persistentes, no qual foi possível sua identificação.

Em suma, nos anos de El Niño analisados (1983 e 1998), observaram-se valores de energia estática seca e latente acima da média climatológica em praticamente toda a atmosfera sobre a área estudada, e, anomalias do transporte zonal de energia (estática seca e latente) de leste para oeste em baixos níveis e de oeste para leste em médios e altos níveis foi encontrado no ano de 1983. Esse aspecto observado caracteriza mudança no padrão da célula de Walker implicando em intensificação da convecção sobre a área de El Niño e inibição sobre o NEB e parte da Amazônia. No ano de 1998, a configuração foi um tanto distinta, quanto ao fluxo anômalo.

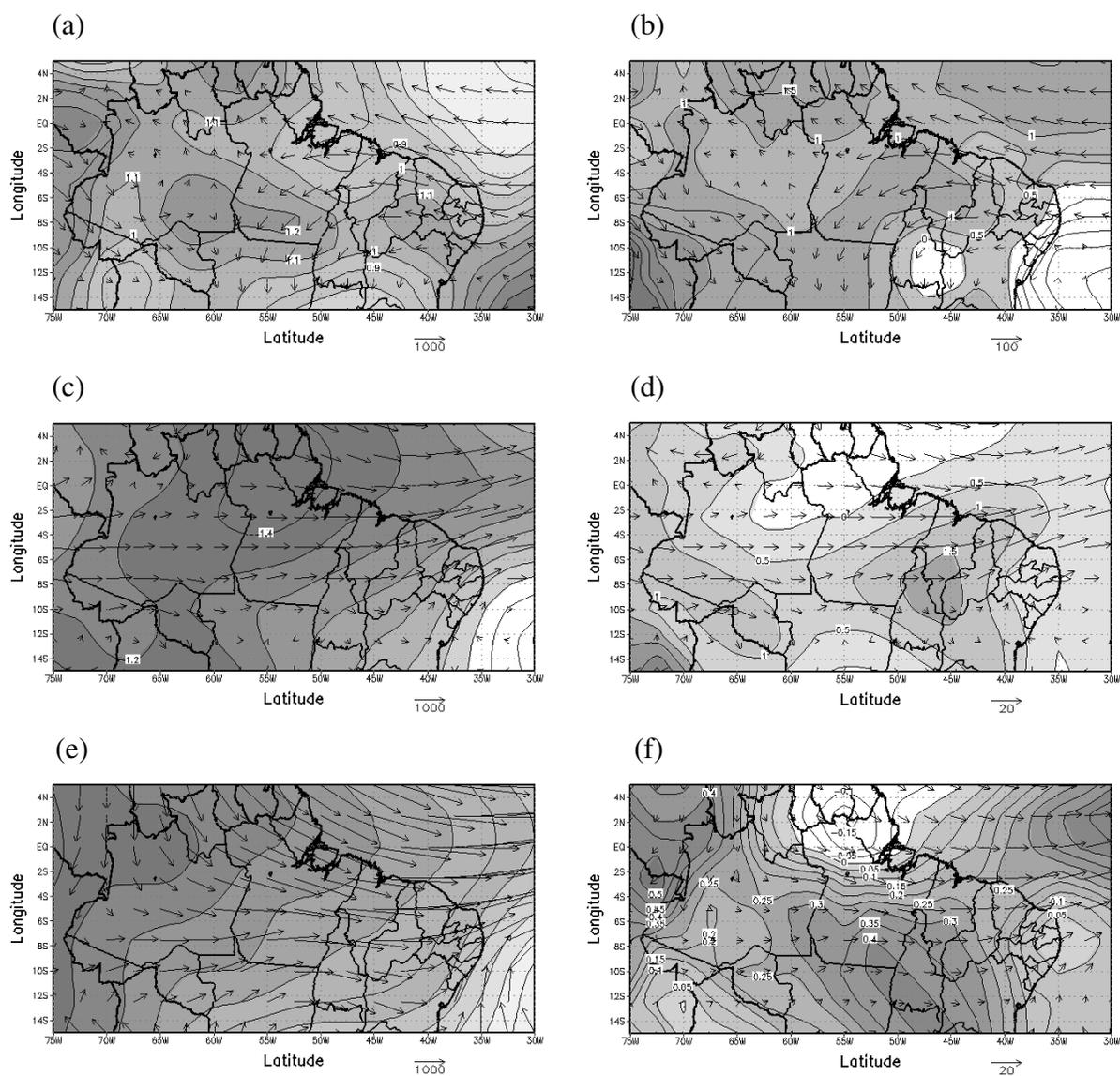


Figura 17 – Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_i q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1983 (El Niño). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998

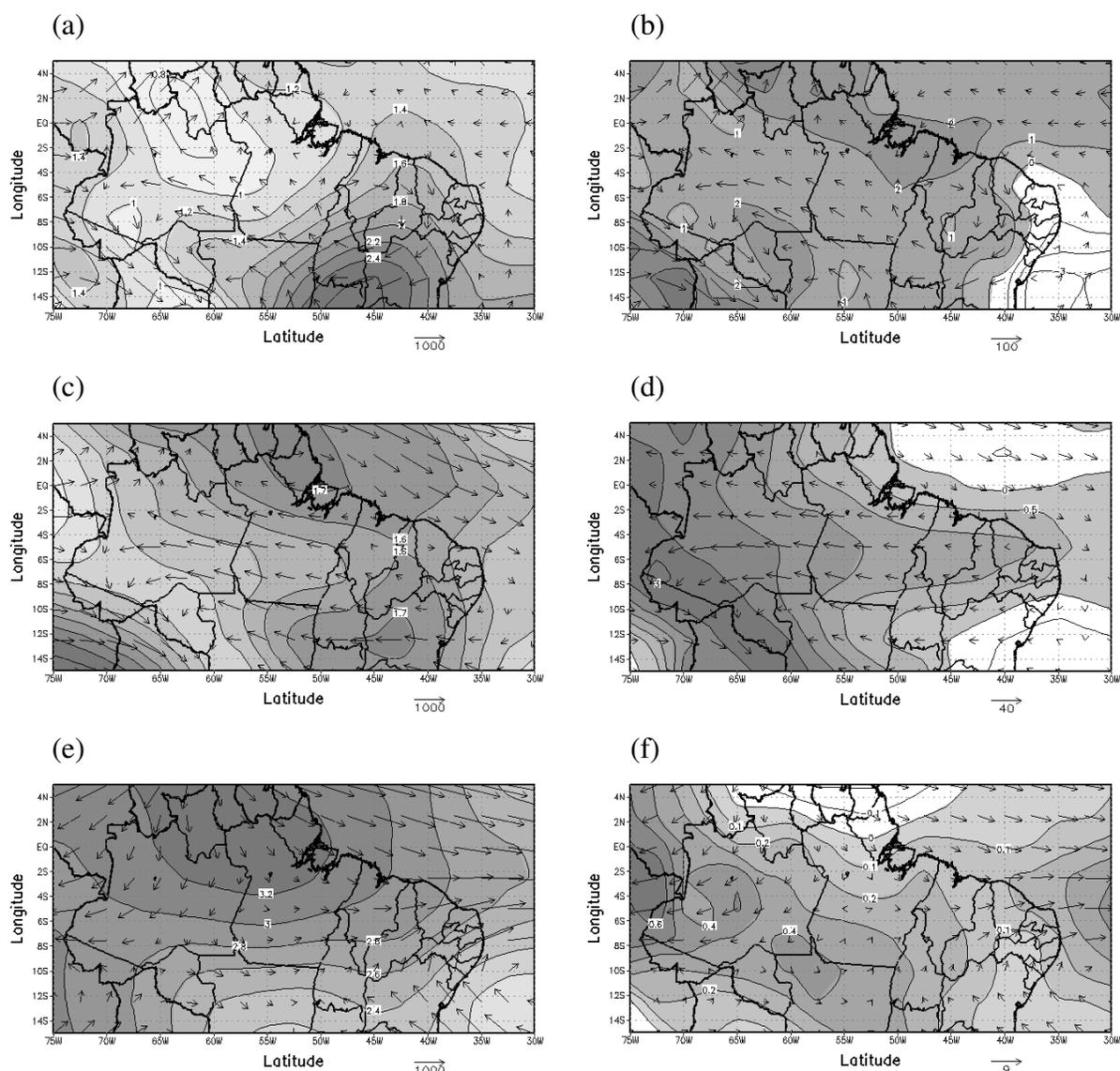


Figura 18 – Idem a Fig. 17, porém para o ano de 1998

No ano de La Niña de 1974, em baixos níveis (Figura 19a), foram visualizadas anomalias positivas de energia estática seca apenas no litoral sul e leste do NEB, e algumas áreas sobre o Norte do Brasil, como o norte do Pará e Maranhão e o Estado do Amapá. Nos outros dois níveis (Figura 19c e 19e), observaram-se anomalias negativas (valores abaixo da média) em toda área de estudo. Com relação à energia latente (Figura 19b e 19d), em geral, nos baixos e médios níveis, apresentaram-se anomalias positivas, apenas em pequenas áreas foram observadas o inverso, como, por exemplo, a área central do NEB, Acre, centro de

Roraima no nível de 500hPa (Figura 19d) e sudoeste do Amazonas nos dois níveis (850 e 500hPa). Em altos níveis (Figura 19f), foram encontradas anomalias negativas em quase toda região do norte e nordeste (exceto o NW do Pará, oeste do Amapá, Roraima e centro da Paraíba e Pernambuco).

Na anomalia dos fluxos das energias estáticas em baixos níveis (Figura 19a e 19b), observam-se anomalias sobre a Amazônia de norte, oeste e sudoeste seguindo em direção ao nordeste do Pará. No NEB, as anomalias mais representativas foram observadas no sul e centro, apresentando fluxo de sul e sudoeste, respectivamente. No nível de 500hPa (Figura 19c e 19d), na região norte, ainda se observa ligeiramente a mesma configuração (antes um dos fluxos anômalos eram de norte; neste nível, torna-se de noroeste) e sobre o NEB recebe fluxo de nordeste/leste e sudeste. Em altos níveis, Figuras 19e e 19f, as anomalias de fluxo se apresentam de leste.

No ano de 1989 (Figura 20a), a região do NEB apresentou anomalias positivas de energia estática seca apenas em baixos níveis, exceto a área central do Maranhão e oeste do Piauí, que apresentaram valores negativos a exemplo de toda região Amazônica. Em relação à anomalia de energia latente (Figura 20b), em grande parte da região norte e NEB, foram visualizadas anomalias negativas no nível de 850hPa (exceto o sudeste do Pará, Tocantins e sudoeste do Maranhão). No nível de 500hPa (Figura 20d), o norte e sudoeste do Amazonas, Roraima e em 300hPa (Figura 20f) o leste da Amazônia e sul do NEB apresentaram anomalias negativas, já, em todo restante da área de estudo, as anomalias ficaram positivas.

Quanto às anomalias encontradas no fluxo de energia estática no evento de 1989 (Figura 20), no nível de 850hPa (Figura 20 a e b), estas são observadas de oeste e noroeste sobre a região norte do Brasil seguindo em direção ao NEB, onde parte segue para o sul e outra para o sudeste para o Oceano Atlântico. Em níveis médios (Figura 20 c e d), na região Norte, as anomalias do fluxo foram de oeste e sobre o NEB de norte e nordeste. Em 300hPa (Figura 20 e e f), de leste sobre a Amazônia e de nordeste (ao norte e litoral) e leste (ao sul) sobre o NEB. Na área do Pará (leste da Amazônia), se observa a penetração de uma anomalia negativa de energia estática latente, perturbando possivelmente o fluxo de leste entre as duas regiões, norte e nordeste do Brasil, causando uma anomalia de S/SE sobre a área central e norte do Estado.

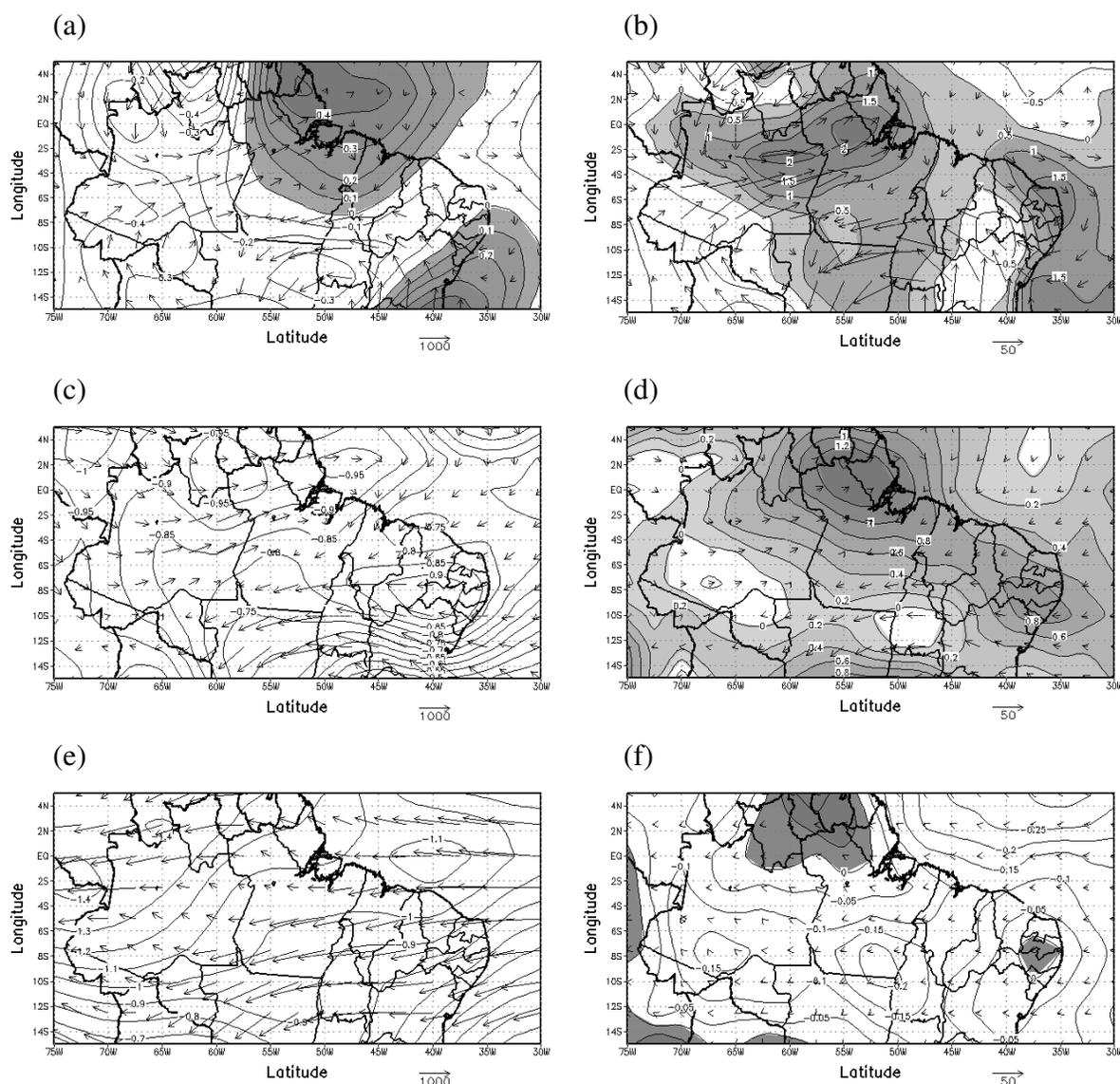


Figura 19 – Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente (L, q) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1974 (La Niña). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998

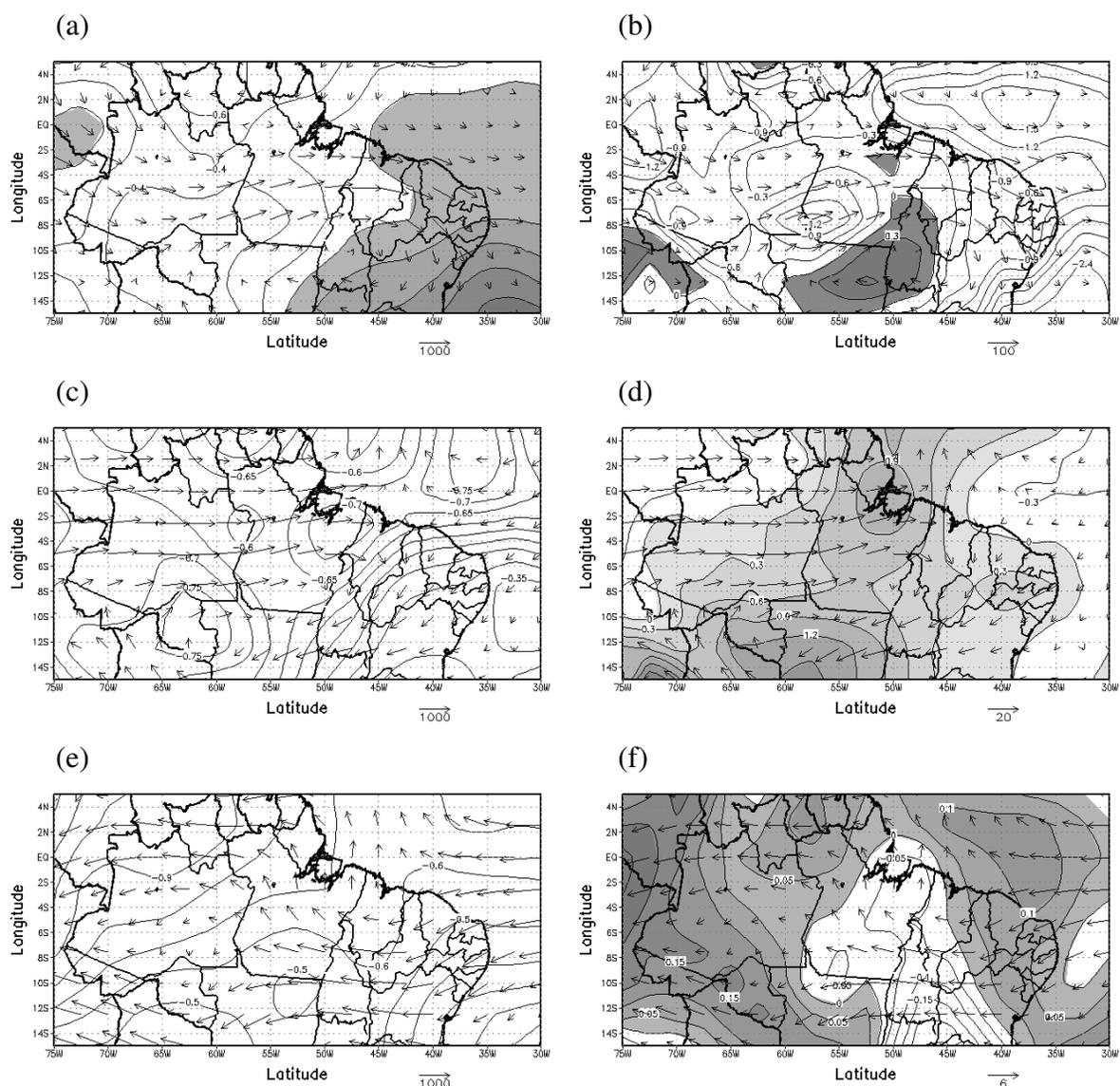


Figura 20 – Idem a Fig. 19, porém para o ano de 1989

Nos anos de La Niña analisados (1974 e 1989), observaram-se valores de energia estática seca abaixo da média climatológica e de energia latente acima, em praticamente toda a atmosfera sobre a área estudada. Anomalias do transporte zonal de energia (estática seca e latente) de oeste para leste em baixos e médios níveis e de leste para oeste em níveis altos. Esse aspecto observado caracteriza intensificação no padrão da célula de Walker implicando em intensificação da convecção sobre a área do NEB e da Amazônia.

Durante o episódio de Dipolo positivo, as anomalias de energia estática seca (Figuras 21 e 22 a, c e e) sobre a região, apresentaram-se positivas nos três níveis de pressão, apenas sobre o litoral leste e sul do NEB no nível de 500hPa, em 1978 (Figura 21c) e 850hPa, em 1981 (Figura 22a), anomalias negativas foram visualizadas.

A energia estática latente também apresentou valores positivos em suas anomalias, em grande parte da região. Em 1978, no nível próximo à superfície (Figura 21a), toda área Norte e Nordeste do Brasil apresentou-se com anomalias positivas, porém, no nível a partir de 500hPa (Figura 21c), observa-se área de anomalias positivas diminuindo, atingindo apenas a região NEB e o sul do Pará. No evento de 1981, Figura 22, as anomalias positivas visualizadas no evento anterior também são vistas no presente episódio, porém com uma área menor de atuação. No nível de 850hPa (Figura 22b), áreas com anomalias negativas são observadas sobre o Norte e NEB (centro do NEB o estado do Amapá, NW do Pará e no W e SW do Amazonas). No nível de 500hPa, Figura 22d, as anomalias negativas ampliam-se e atingem parte norte e nordeste do Pará e no leste da Amazonas, e sobre o NEB a região central e litorânea norte e leste.

Nos dois episódios, é possível observar, na anomalia do fluxo de energia estática, um fluxo de oeste e sudoeste sobre a região Amazônica encontrando e confluindo com um fluxo de nordeste sobre a região do NEB no nível de 850hPa (Figuras a e b). Na região do NEB, os níveis acima (500 e 300hPa), Figuras 21 e 22 c, d, e e f, o fluxo anômalo se torna quase totalmente de oeste. Souza (1998), também encontrou, em anos de Dipolo positivos no nível de 500 até 200hPa sobre o leste da Amazônia e NEB, um fluxo anormalmente de oeste.

Para o Dipolo negativo, anomalias positivas de energia estática seca sobre o NEB e negativas sobre o Norte do Brasil são visualizadas nos dois eventos no nível de pressão de 850hPa (Figuras 23a e 24a), apenas no evento de 1985 (Figura 23), em algumas áreas são observadas anomalias opostas. Por exemplo, o litoral norte do NEB apresentou anomalias negativas e o noroeste, sudoeste e centro do Amazonas e o Estado do Acre (exceto o oeste), anomalias positivas. Acima desse nível de pressão (Figuras 23 e 24d), as áreas com presença de anomalias negativas ampliaram-se e atingiram grande parte da região do NEB.

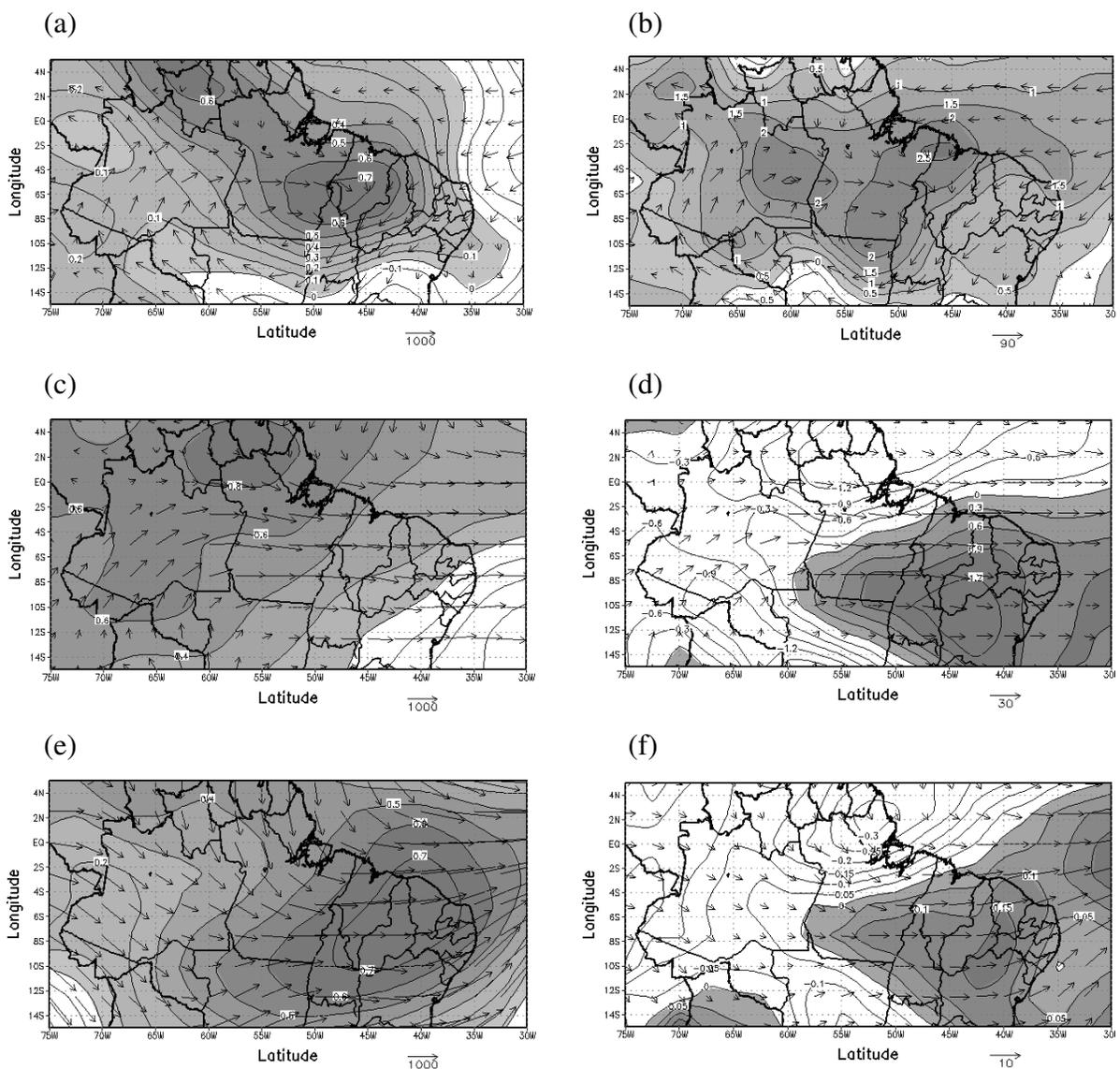


Figura 21 – Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1978 (dipolo positivo). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998

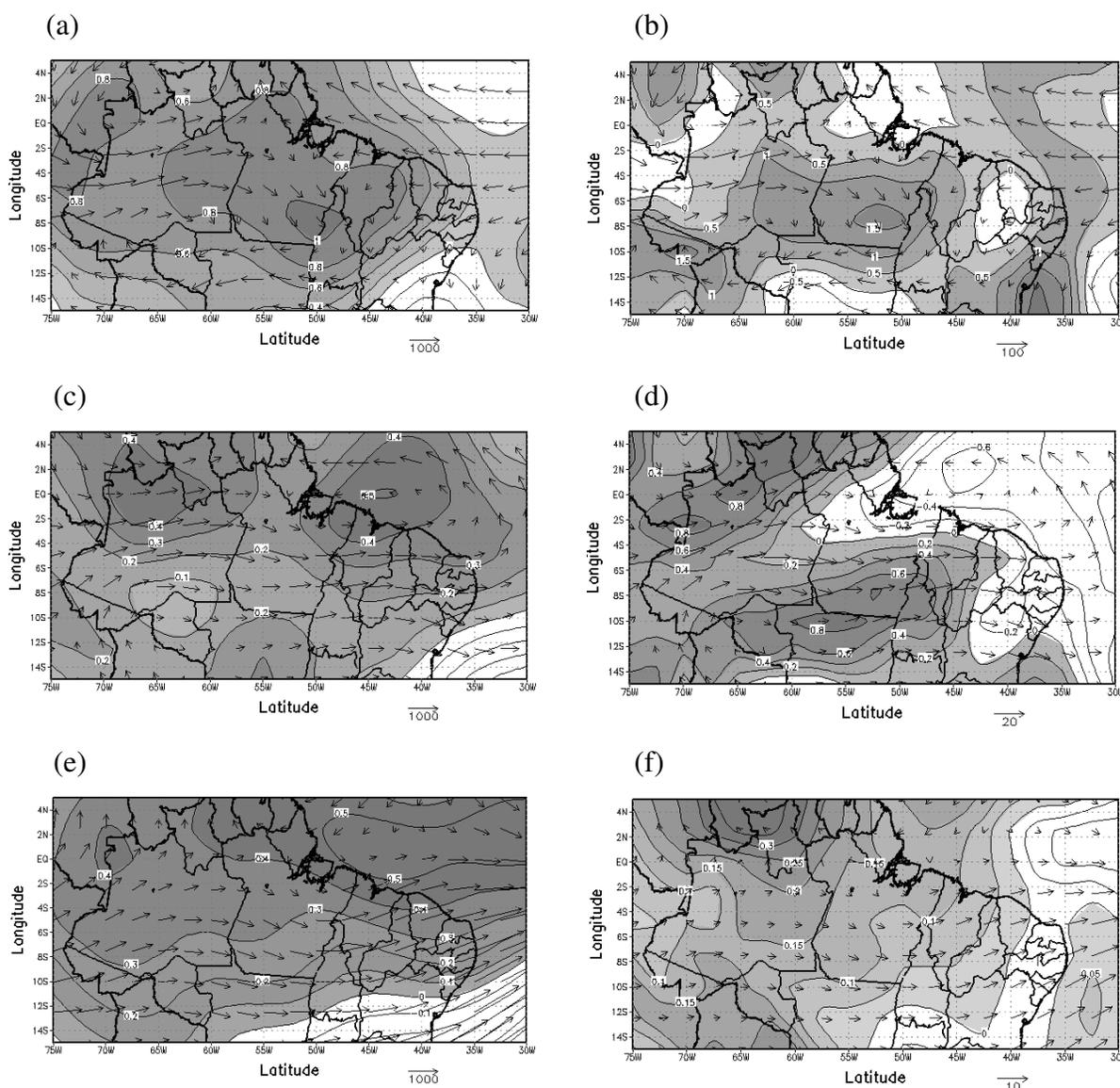


Figura 22 – Idem a Fig. 21, porém para o ano de 1981

Para a energia latente em 1985, em geral, são observadas anomalias acima da média no Norte (excluindo o oeste de Roraima e pequenas áreas sobre o Amazonas) e Nordeste (exceto o sul) Brasileiro em 850hPa (Figura 23b). No nível de 500hPa (Figura 23d), as anomalias positivas são observadas sobre a região leste e norte do NEB, no norte e no sul do Amazonas e o Estado do Acre e, em 300hPa (Figura 23f), em toda região NEB e sul da região Norte. Em 1994, energias estáticas latentes acima do normal no nível de 850hPa (Figura 24b) foram visualizadas sobre uma estreita área entre o norte e centro do Amazonas,

norte do Pará, Estado do Amapá e oeste e norte do Maranhão, quase toda região de estudo no nível de 500hPa (exceto o extremo norte e leste do NEB e noroeste do Amazonas e o Estado do Acre), Figura 24d e, em 300hPa, na Figura 24f, também foram encontradas anomalias positivas de energia latente em toda região do NEB e sul da região Norte do Brasil.

As anomalias dos fluxos em 1985 apresentaram-se de norte na energia estática no nível de pressão de 850hPa (Figura 23a e b) sobre a região de estudo, possivelmente caracterizando a região de confluência da circulação de Hadley deslocada para o sul do equador, favorecendo condições propícias à precipitação sobre a região. Os níveis de pressão de 500 e 300hPa, (Figuras 23 c, d, e e f), um fluxo de leste ao sul e de oeste ao norte da região Norte do Brasil.

No evento 1994, no nível de pressão de 850hPa (Figura 24a), observa-se, nas anomalias de fluxo de energia, um escoamento de sudoeste sobre a região norte do Brasil, que se ramifica: parte segue em direção ao NEB onde segue para o sul da região. Nos níveis acima (Figura 24c, d, e e f), uma desintensificação foi visualizada nas anomalias do fluxo. Do oceano, no nível de 500hPa (Figura 24c e d), uma anomalia no fluxo de direção nordeste, penetra no continente sobre as áreas norte e nordeste do Brasil, parte segue encontrando no sul da região Norte um fluxo anormalmente de sudoeste, conflui, seguindo em direção ao sudeste do Brasil. Outra parte, mais precisamente sobre o litoral do Pará, segue para oeste sobre o norte da Amazônia. No nível de 300hPa (Figura 24e e f), ainda é possível observar a anomalia do fluxo de direção nordeste do Oceano Atlântico, que se bifurca seguindo para oeste em direção a Amazônia e para sul do NEB.

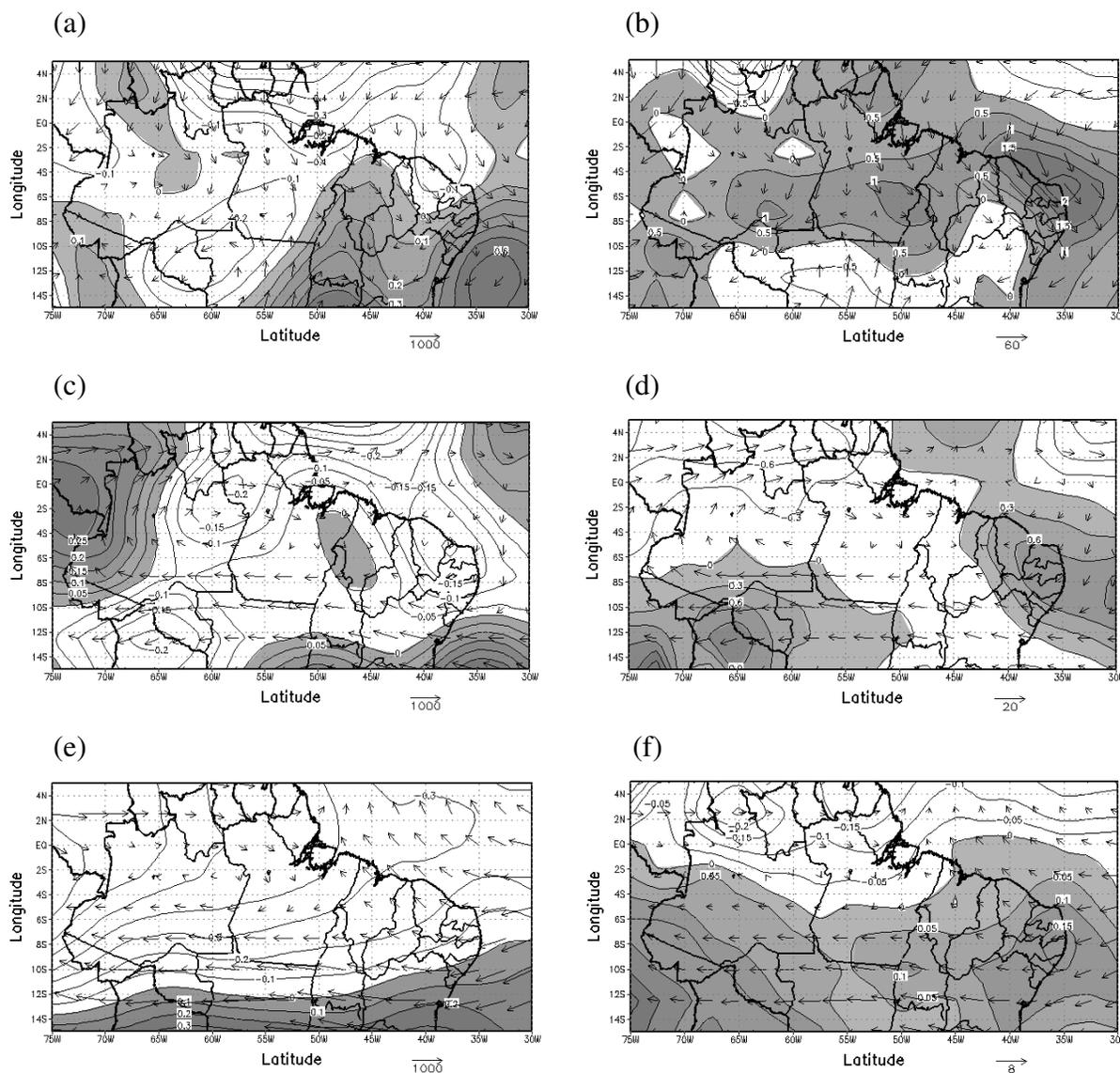


Figura 23 – Anomalia trimestral média (fevereiro a abril) das energias (kJ.kg^{-1}) estática seca ($c_p T + \phi$) na coluna esquerda, latente ($L_v q$) na coluna direita e respectivas anomalias do transporte ($\text{kJ.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) nos níveis de pressão 850 (a e b), 500 (c e d) e 300hPa (e e f) no ano de 1985 (dipolo negativo). As anomalias são desvios com respeito á media do período de 1958 a 1998

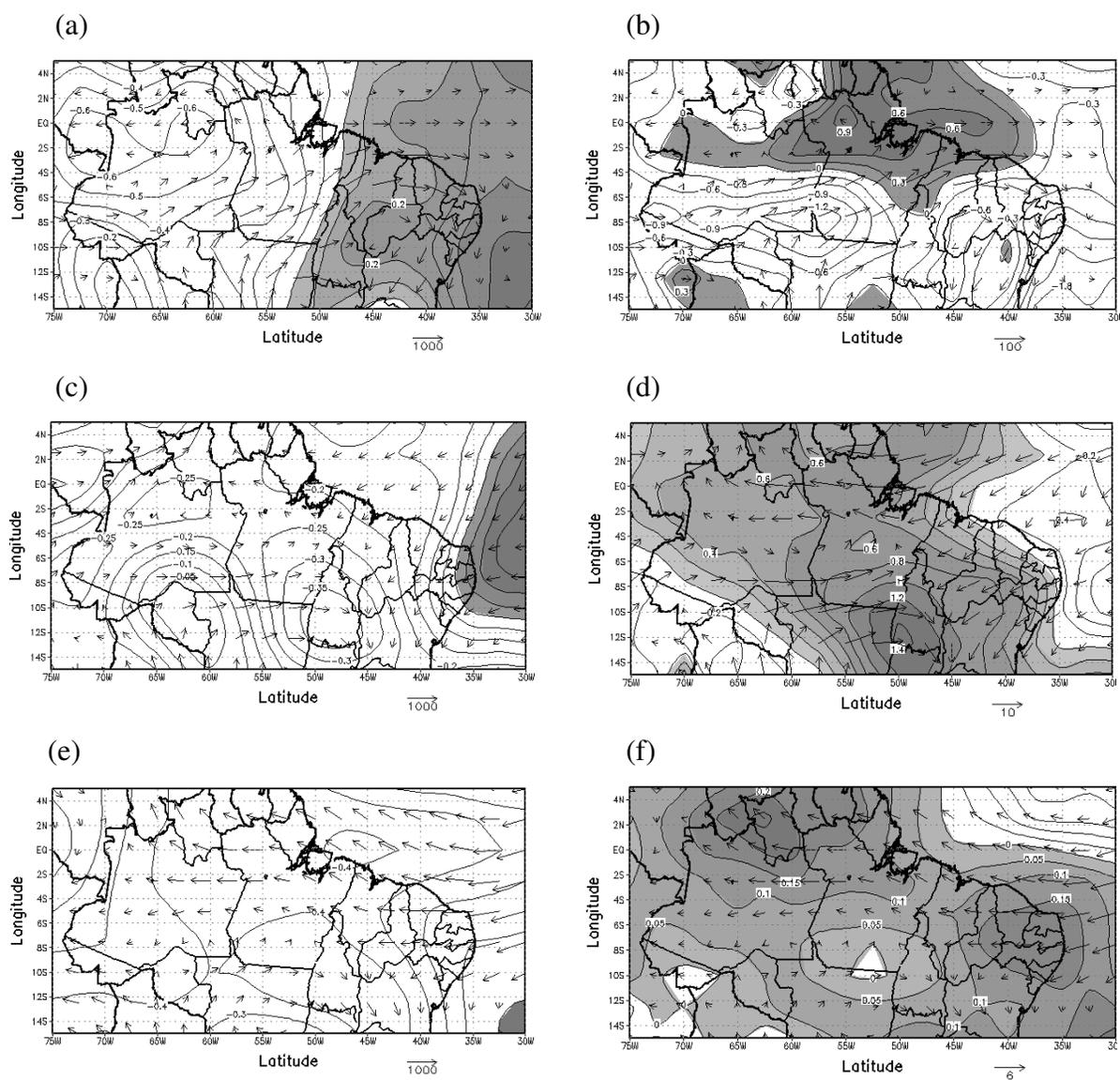


Figura 24 – Idem a Fig. 23, porém para o ano de 1994

5.3 PERFIS VERTICAIS DAS ENERGIAS ESTÁTICAS SECA, ÚMIDA E SATURADA

As energias estáticas seca, úmida e saturada estão expressas em kJ.kg^{-1} e distribuídas nos níveis de pressão de 925, 850, 700, 500, 300, 250, 200 e 100hPa.

Observa-se, nos perfis verticais climatológicos das energias médias (Figura 25), que, sobre a área 1, a atmosfera apresenta-se ligeiramente mais úmida do que sobre a área 2. Essa característica já era esperada, pois a área 1 localiza-se sobre a região da maior floresta tropical úmida e a área 2 sobre a região semi-árida. Sabe-se que a atmosfera sobre floresta é bastante úmida, devido a sua alta evapotranspiração chegando a ser responsável por cerca de 50% das chuvas que a floresta recebe. O restante é originário de águas transportadas pelo vento do Oceano Atlântico, como parte do ciclo hidrológico da região [Salati *et al.* (1979) citados por Fisch *et al.* (1996)].

Essa observação pode ser comprovada com facilidade visualizando a área entre os perfis verticais das energias estáticas úmida e saturada. Quanto mais próximas as linhas se apresentarem, menor será a área, e, conseqüentemente, mais úmida, ou seja, mais próxima da saturação encontra-se a atmosfera. Logo, seguindo este critério, percebe-se que a área entre os perfis das energias estáticas úmida e saturada é menor sobre a área 1 do que a observada sobre a área 2.

Embora a área 2 seja de características semi-árida, observa-se que a energia estática úmida aproxima-se do observado para a área 1, provavelmente devido ao suprimento de energia latente para o NEB pelo Oceano Atlântico.

Durante os anos de El Niño (La Niña) na Figura 26 e Fase positiva do Dipolo (Fase negativa do Dipolo) na Figura 27, foram visualizadas nas áreas 1 (Figura 26a e 27a) e 2 (Figura 26b e 27b), atmosferas menos úmidas (mais úmidas).

A energia estática seca não apresentou variações de destaque durante os anos estudados, porém as pequenas variações visualizadas acima (abaixo) da média foram mais fortes durante os anos com episódios de El Niño (La Niña) do que durante os anos de Dipolo positivo (Dipolos negativos).

Com relação ao perfil vertical da energia estática úmida, valores máximos em baixos e altos níveis e mínimos nos níveis médios, verificam-se coerência tanto em ordem de grandeza quanto ao perfil vertical encontrados por Silva Marques (1983) e Cavalcanti (1986) sobre o NEB, embora esses estudos tenham sido realizados com valores médios mensais.

Foram visualizados nos perfis de energia estática úmida durante os anos de El Niño e Dipolo positivo (La Niña e Dipolo negativo) valores acima (abaixo) da média, sendo que, na área2, os valores mínimos observados em níveis médios da atmosfera não variaram tanto quanto os encontrados na área 1, exceção apenas para o ano de 1985 (ano de Dipolo negativo) em que, para níveis acima 850hPa, apresentou o perfil da energia úmida acima da média.

Ao observar entre os dois anos de mesma categoria, El Niños (1983 e 1998), La Niñas (1974 e 1989), Dipolos positivos (1978 e 1981) e Dipolos Negativos (1985 e 1994), também foram visualizadas pequenas variações no perfil vertical das energias medias trimestrais de um episódio para o outro, nas atmosferas sobre as áreas 1 e 2.

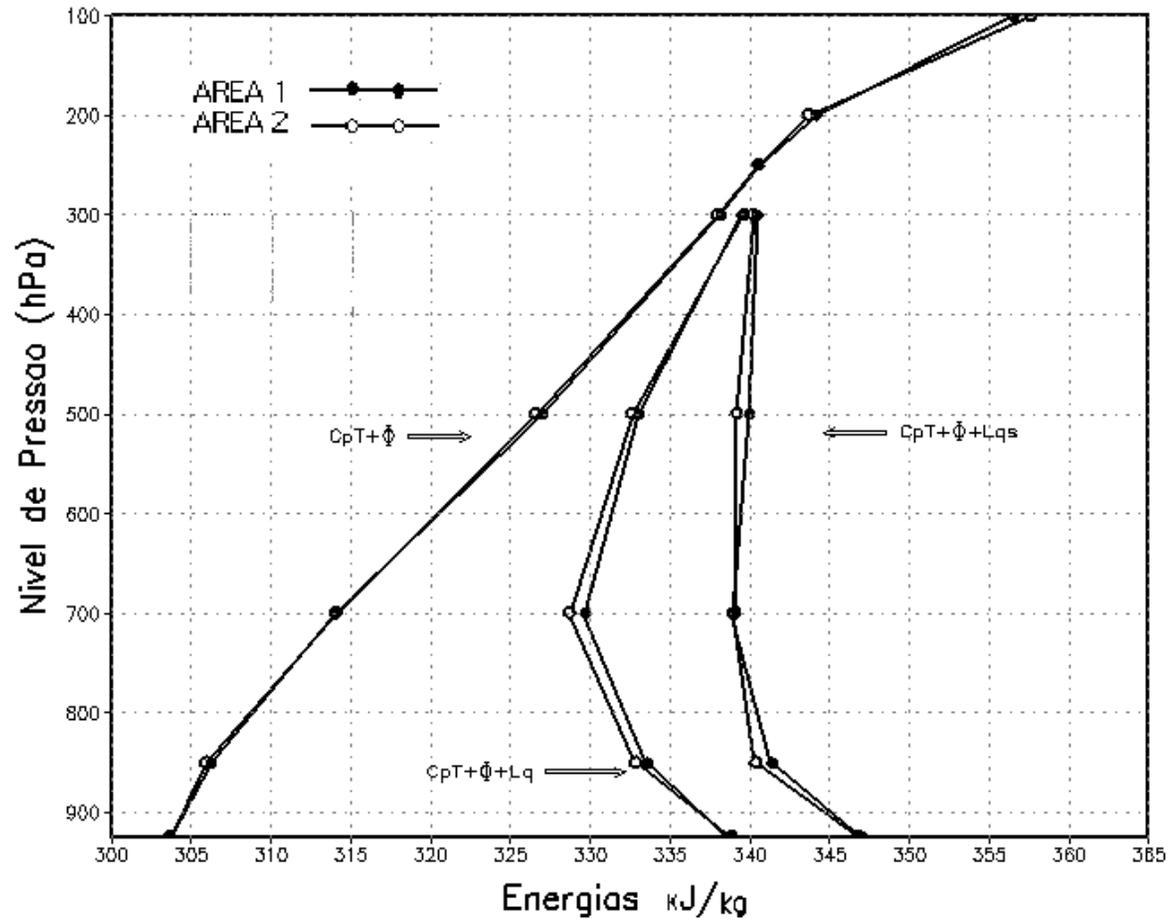


Figura 25 – Perfis verticais climatológicos das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas 1 (círculos fechados) e 2 (círculos abertos)

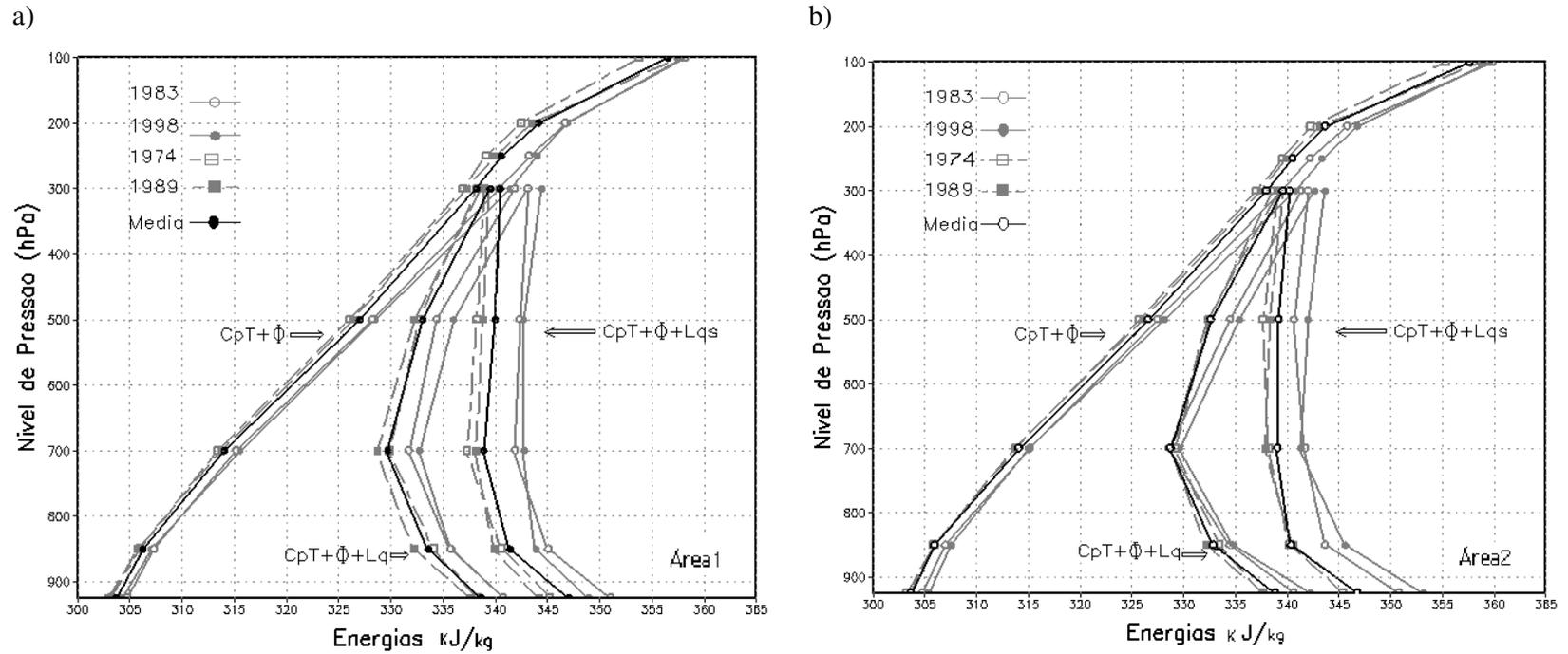


Figura 26 – Perfis verticais das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas a) 1 e b) 2 durante episódios de El Niño (linhas contínuas) e La Niña (linhas tracejadas)

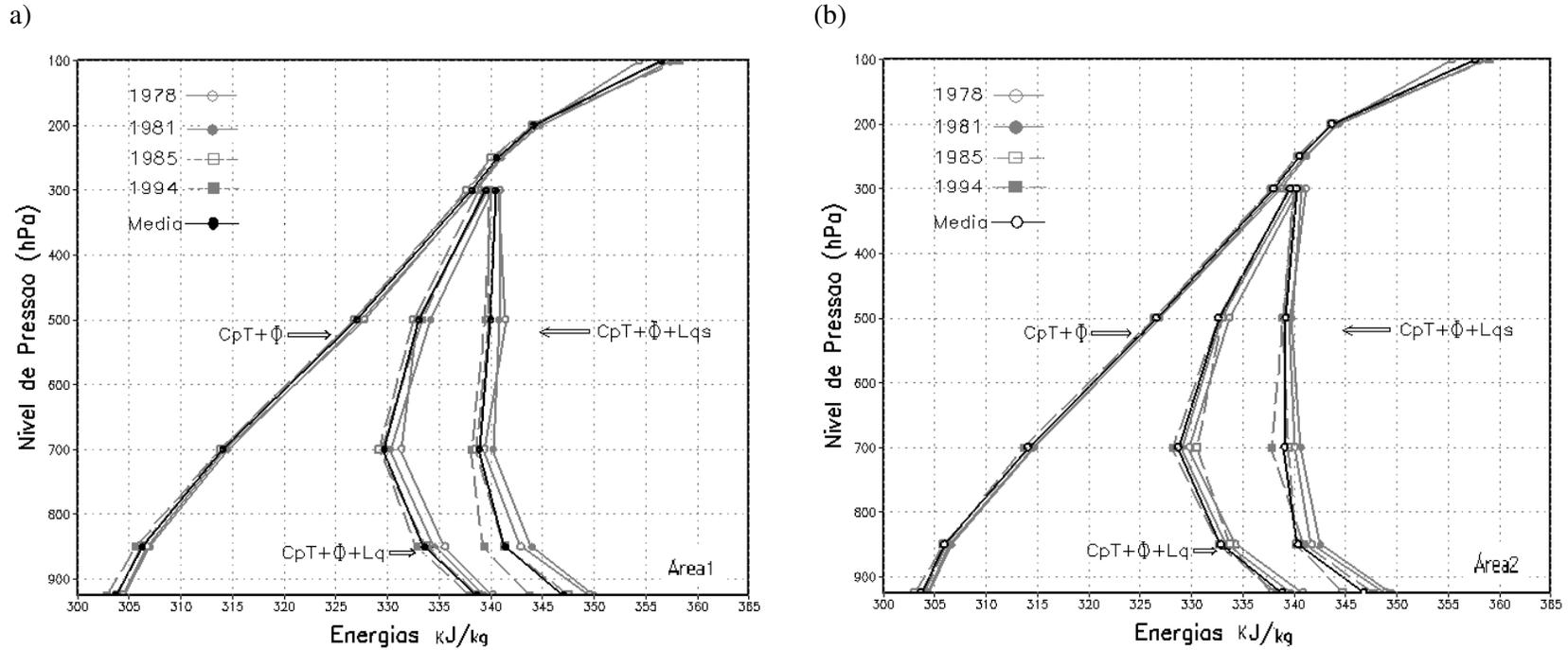


Figura 27 – Perfis verticais das energias estáticas seca, úmida e saturada média do trimestre fevereiro-abril para as áreas a) 1 e b) 2 durante episódios de Dipolo positivo (linhas contínuas) e Dipolo negativo (linhas tracejadas)

5.4 DIVERGÊNCIA DOS FLUXOS DE ENERGIAS ESTÁTICAS SECA E LATENTE

De modo geral, as áreas onde se observam convergências de fluxos das energias em baixos níveis estão associadas a divergências em altos níveis, ou vice-versa. Para os meses estudados (período chuvoso), preferencialmente, ocorrem convergência em baixos níveis, que devido à continuidade de massa, geram movimentos verticais ascendentes, favorecendo o desenvolvimento de nuvens e, conseqüentemente, precipitação dada à disponibilidade de umidade. Entretanto, os episódios de El Niño, La Niña e Dipolos positivo e negativo modulam esses efeitos dinâmicos sobre a região tornando os períodos chuvosos mais ou menos intensos.

Observa-se, nas Figuras 28 e 29 referentes aos episódios El Niño e La Niña, respectivamente, regiões, em baixos níveis, com máxima convergência de energias estáticas seca e latente sobre o leste da Amazônia e o NEB.

Durante os anos de El Niño (Figura 28), em baixos níveis (altos níveis), foram visualizadas áreas de convergências (divergências) de fluxos de energias estáticas seca e latente sobre quase toda região Norte do Brasil e oeste e norte do NEB. Observam-se máximos valores sobre o oeste central da região do NEB e divergência sobre o litoral leste do NEB estendendo-se para o Oceano Atlântico. Em 1998 (Figura 28b), a área de divergência em baixos níveis encontrada sobre Amazônia atingiu o sudoeste, o oeste, nordeste e centro do Estado. Nas camadas de 850-700 a 500-300hPa, a divergência de energia estática estende-se atingindo grande parte do NEB.

Em geral, foram observadas divergência de energia estática latente sobre o leste do NEB na camada 850-700hPa, todo o NEB na camada 700-500hPa durante os anos de El Niño e La Nina. E, na camada de 500-300hPa em anos de El Niño, a divergência foi visualizada sobre todo o NEB (exceto o litoral norte) e em La Niña sobre o sul e leste da região.

Nos dois episódios de La Niña (Figura 29), a área de máxima convergência visualizada em baixos níveis sobre as regiões Norte e NEB, entende-se para leste atingindo uma área maior do NEB. Em geral, foram observadas maiores áreas cobertas de

convergências (divergências) de fluxo de energia em baixos e médios níveis (Altos níveis) do que os anos de El Niño.

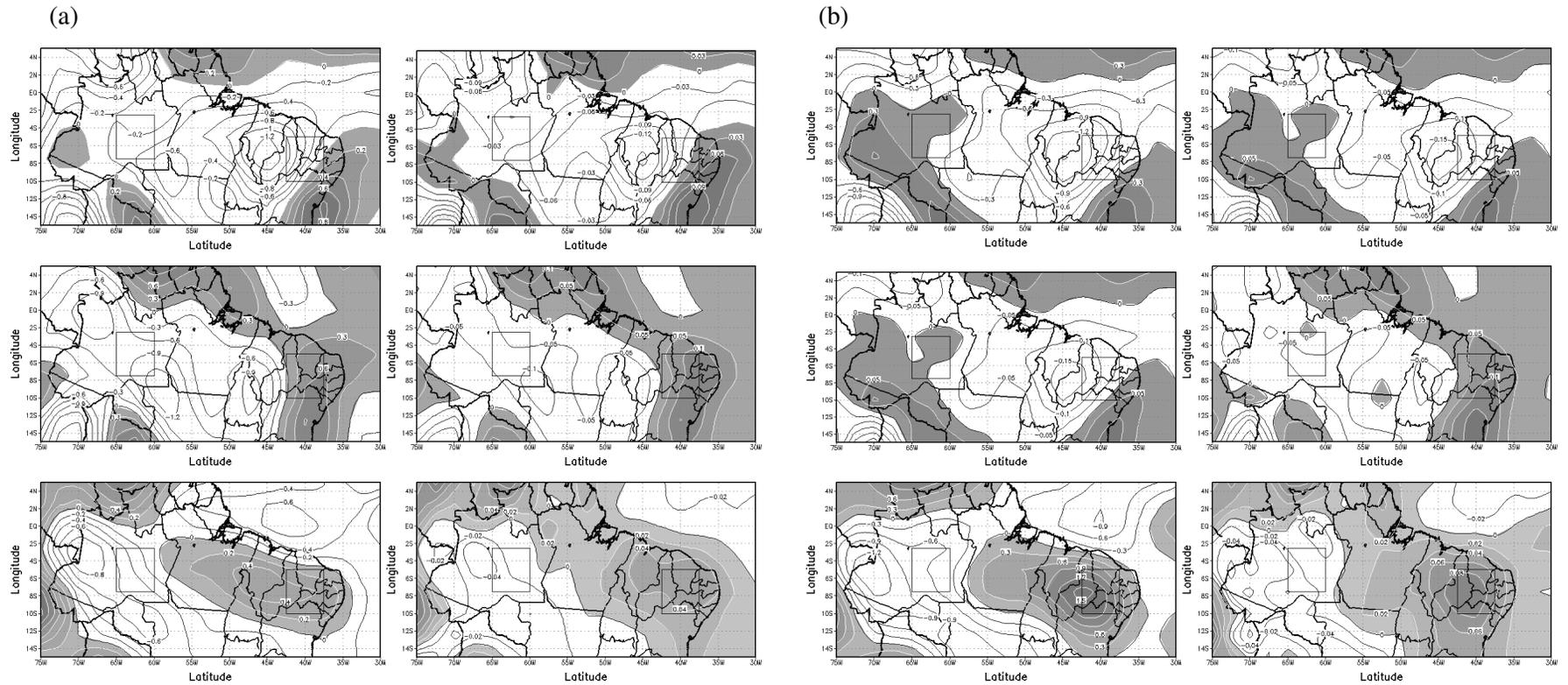


Figura 28 – Média trimestral divergência do Fluxo das Energias Estáticas Seca $[(c_p T + \Phi)]$ a esquerda e Latente $[(L_v q)]$ a direita ($\text{kJ/m}^2\text{s}$) média trimestral (fevereiro a abril) nas camadas 925–850; 850–700; 700–500; 500–300; 300–200 e 200–100 hPa para os anos de El Niño (a)1983 e (b)1998. As áreas sombreadas (claras) representam divergências (convergências)

(Continua)

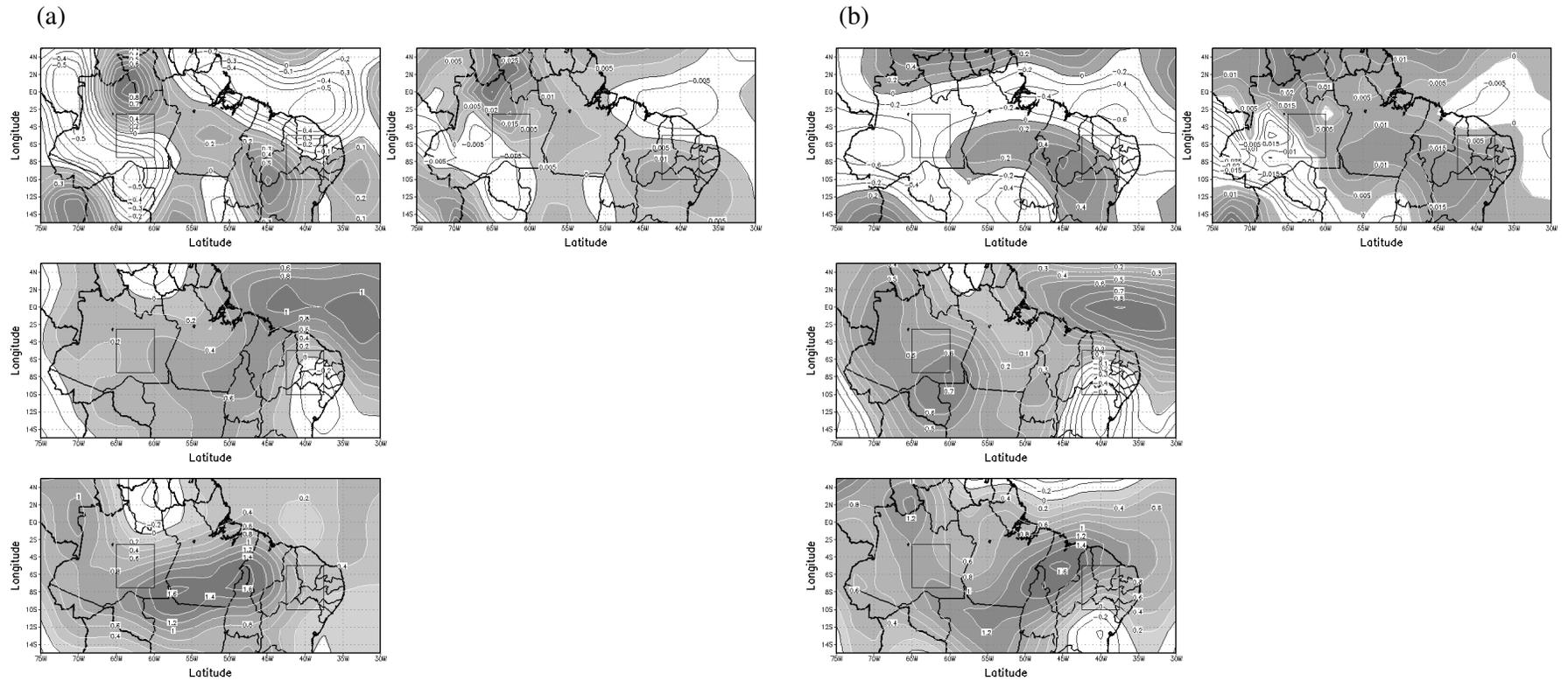


Figura 28 – Média trimestral divergência do Fluxo das Energias Estáticas Seca $[(c_p T + \Phi)]$ a esquerda] e Latente $[(L_v q)]$ a direita] ($\text{kJ/m}^2\text{s}$) média trimestral (fevereiro a abril) nas camadas 925–850; 850–700; 700–500; 500–300; 300–200 e 200–100 hPa para os anos de **El Niño** (a)1983 e (b)1998. As áreas sombreadas (claras) representam divergências (convergências)

(Conclusão)

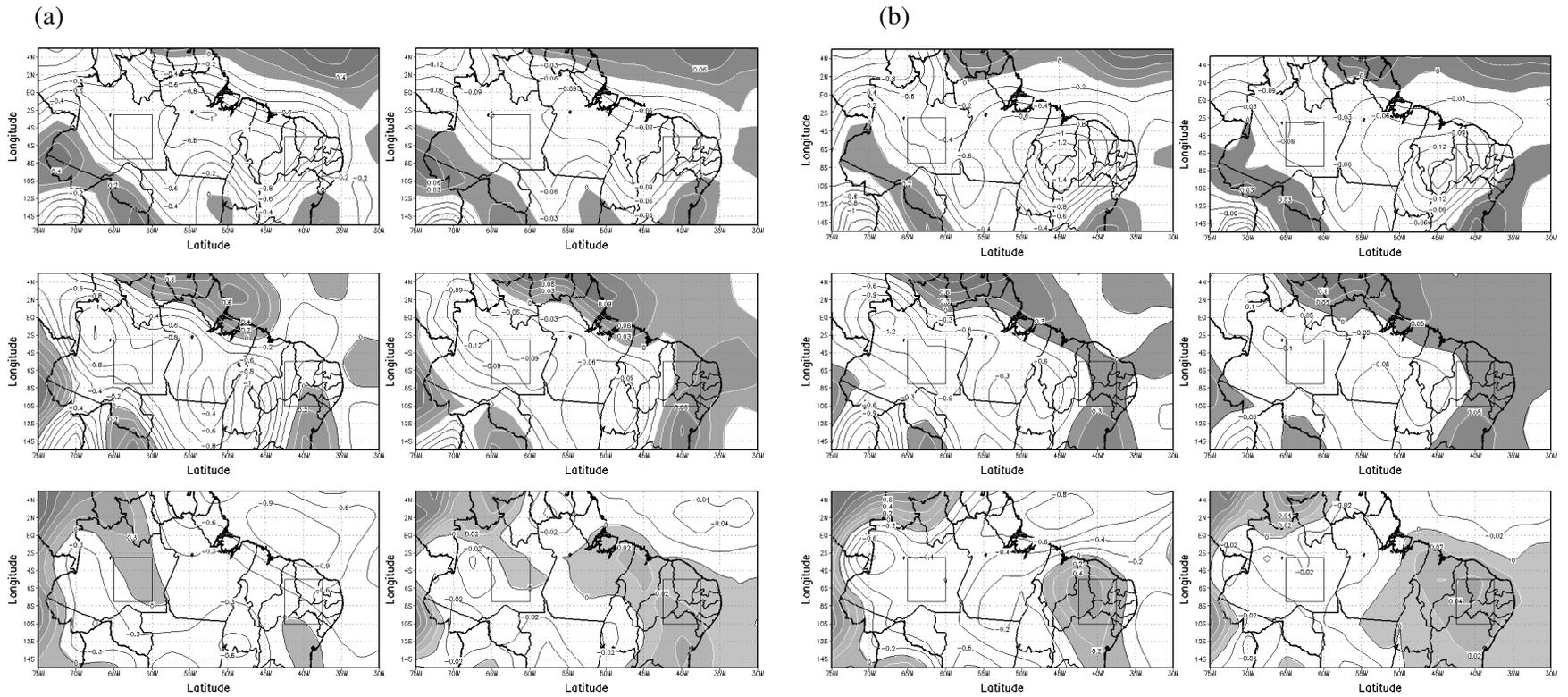


Figura 29 - Idem a Fig. 28, porém para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989

(Continua)

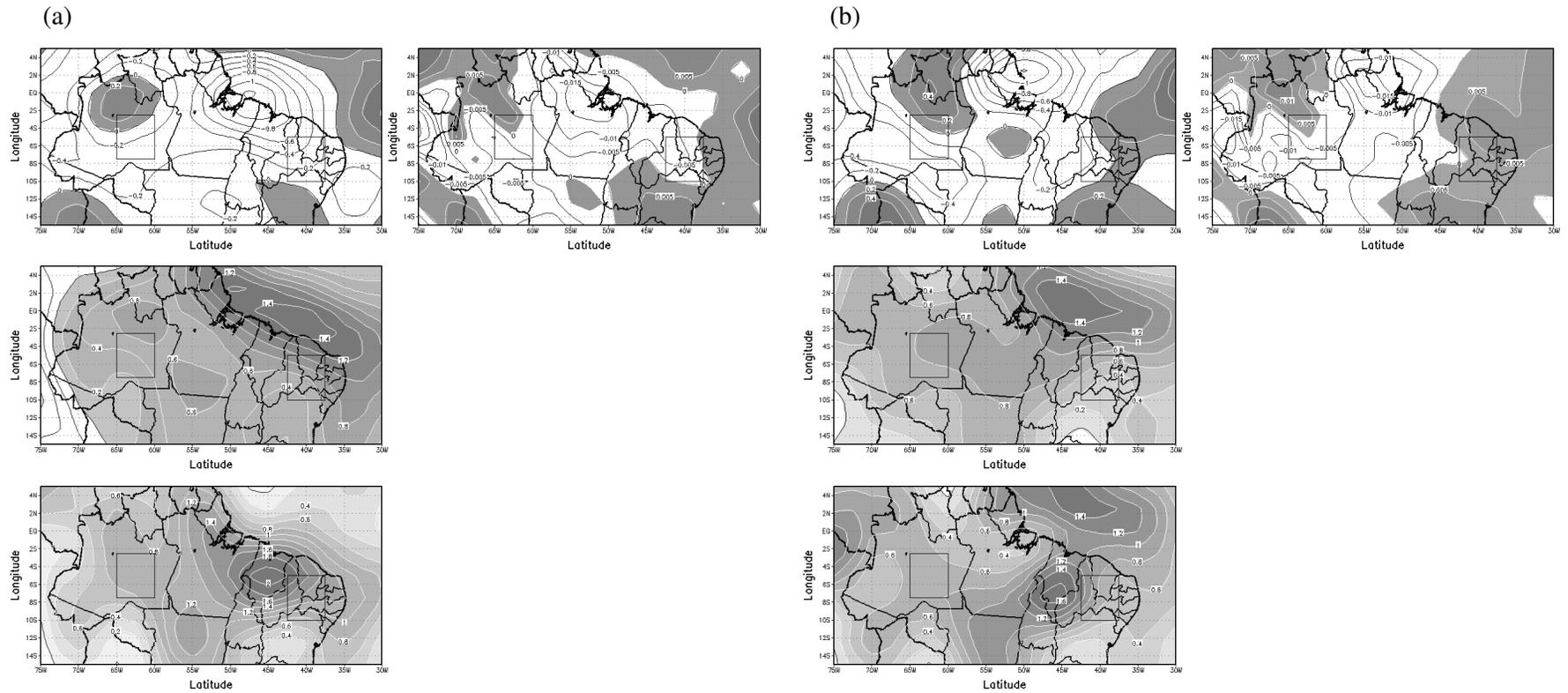


Figura 29 – Idem a Fig. 28, porém para os anos de 1981 para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989

(Conclusão)

Durante os anos de Dipolos (Figuras 30 e 31), as variações encontradas são mais destacadas em baixos níveis. Por exemplo, sobre o Oceano Atlântico Tropical, foi observada a faixa de convergência de energia estática mais ao sul (norte) durante os anos de Dipolo negativo (positivo), coerentes com estudos realizados por inúmeros pesquisadores. Souza (1997), durante a fase negativa (positiva) do Dipolo, encontrou a zona de convergência dos ventos superficiais deslocados ao sul (ao norte) do equador, assim como o fluxo de umidade.

Durante os anos de Fase positiva do Dipolo (Figura 30), na camada de 925-850hPa, pode ser visualizada convergência no fluxo de energia estática em grande parte da região Norte e NEB, e divergência no litoral leste e sul do NEB e SW da região Norte do Brasil. No entanto, durante os episódios opostos, a convergência atingiu o litoral leste do NEB. Nas camadas acima, durante os quatros eventos, a divergência no fluxo de energia estática latente, visualizada em baixos níveis sobre o NEB, atinge o norte e leste da região. No entanto, a energia estática seca apresentou o comportamento semelhante apenas no ano de 1978 (Figura 30a) e 1994 (Figura 31b).

Em níveis médios (500-300hPa), 1985 foi visualizada uma área de convergência no fluxo de energia estática seca sobre a região Amazônica e norte do NEB. Em 1994, este comportamento atingiu grande parte da região Norte e NEB (exceto o Estado de Roraima, norte da Amazônia e NW do Pará), e apresentou comportamento oposto. Na região norte do NEB, também foram encontradas, na energia estática latente, convergências no fluxo, porém com maiores áreas nos anos de 1978 (Figura 29a) e 1985 (Figura 31a). Na região Norte, em geral, as áreas sobre sul do Amazonas foram as que apresentaram convergências no fluxo de estática energia latente durante os anos de Dipolos.

A forte convergência no fluxo de energia estática seca em baixos níveis e por continuidade de massa, divergência nos altos níveis foi visualizada sobre o Norte e Nordeste do Brasil, durante todos os anos selecionados.

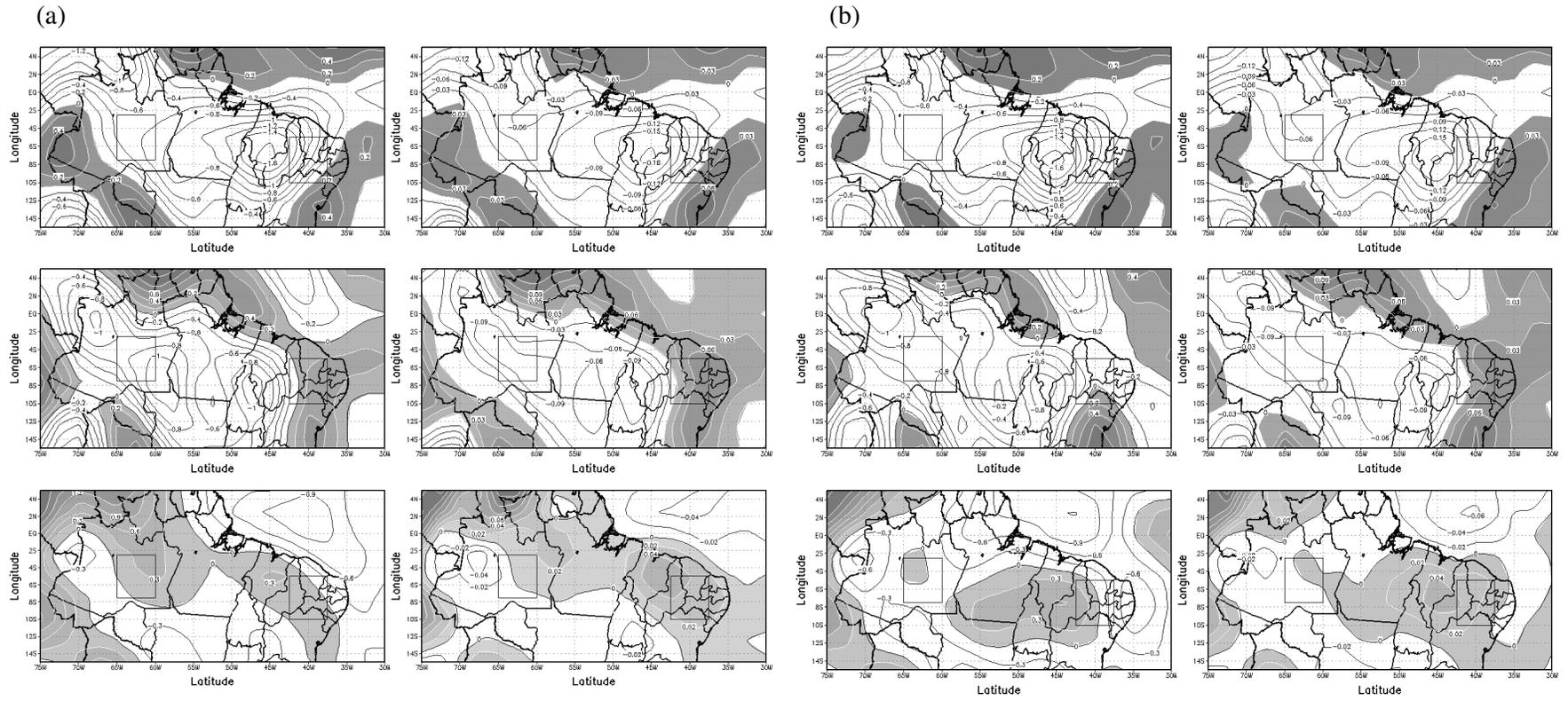


Figura 30 - Idem a Fig. 29, porém para os anos de 1981 para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989

(Continua)

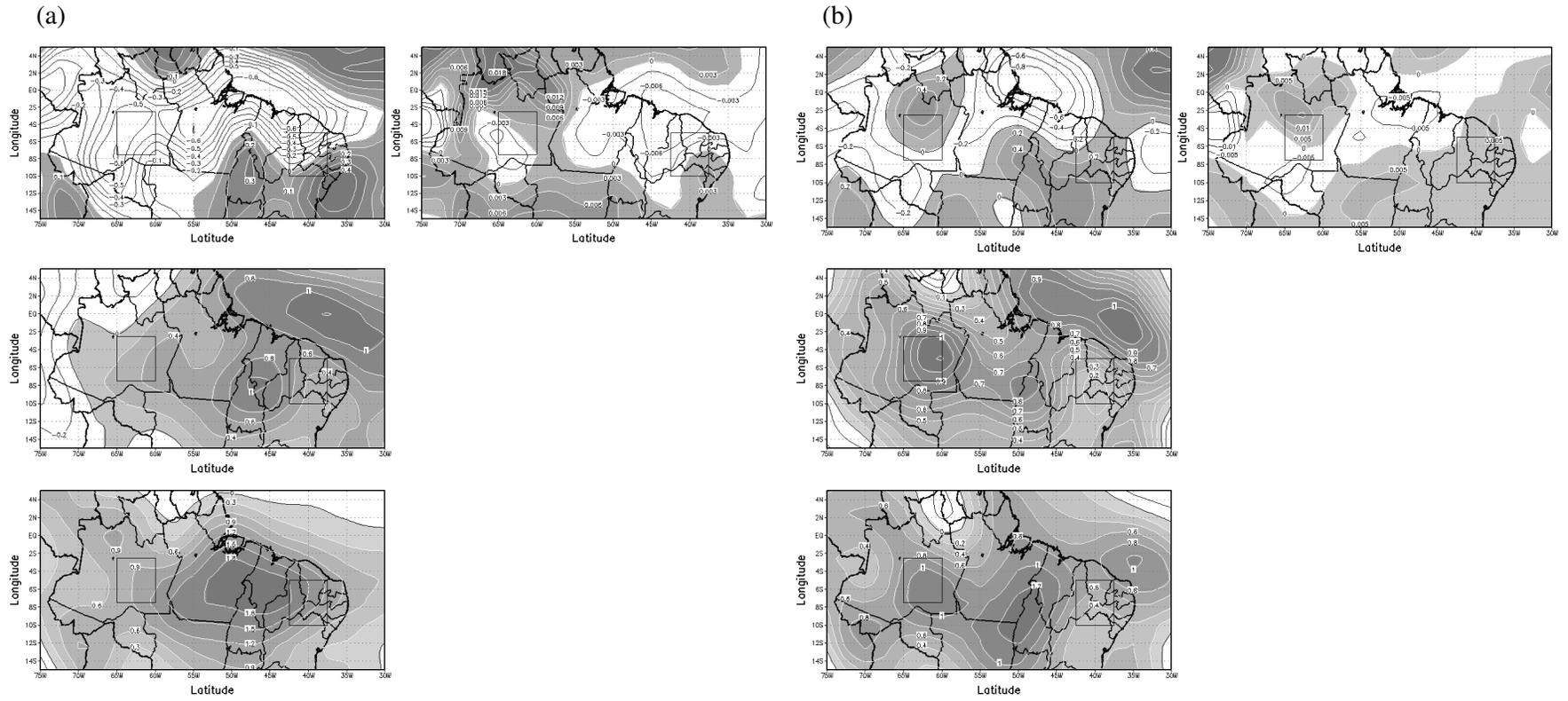


Figura 30 - Idem a Fig. 29, porém para os anos de La Niña (a)1974 e (b)1989

(Conclusão)

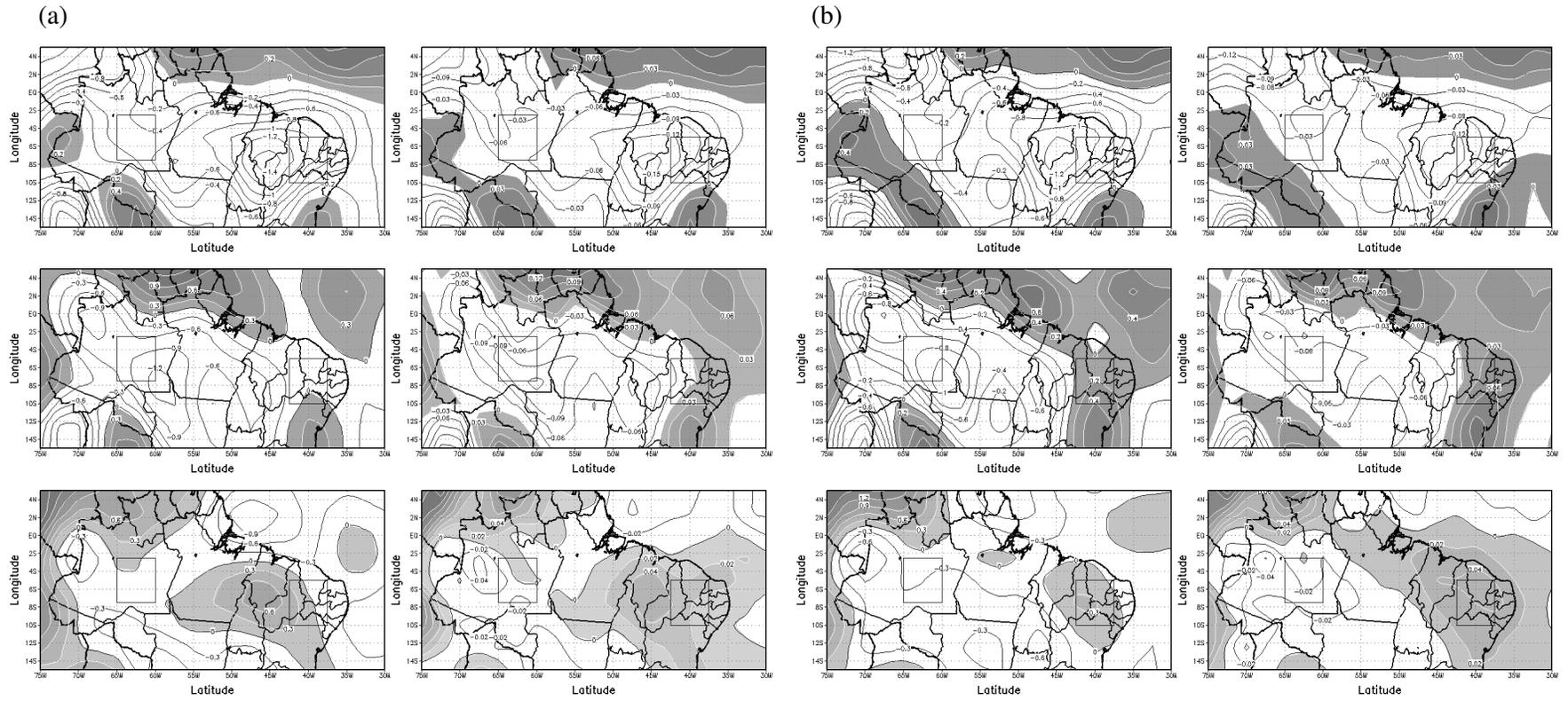


Figura 31 - Idem a Fig. 30, porém para os anos de dipolo negativo (a) 1985 e (b) 1994.

(Continua)

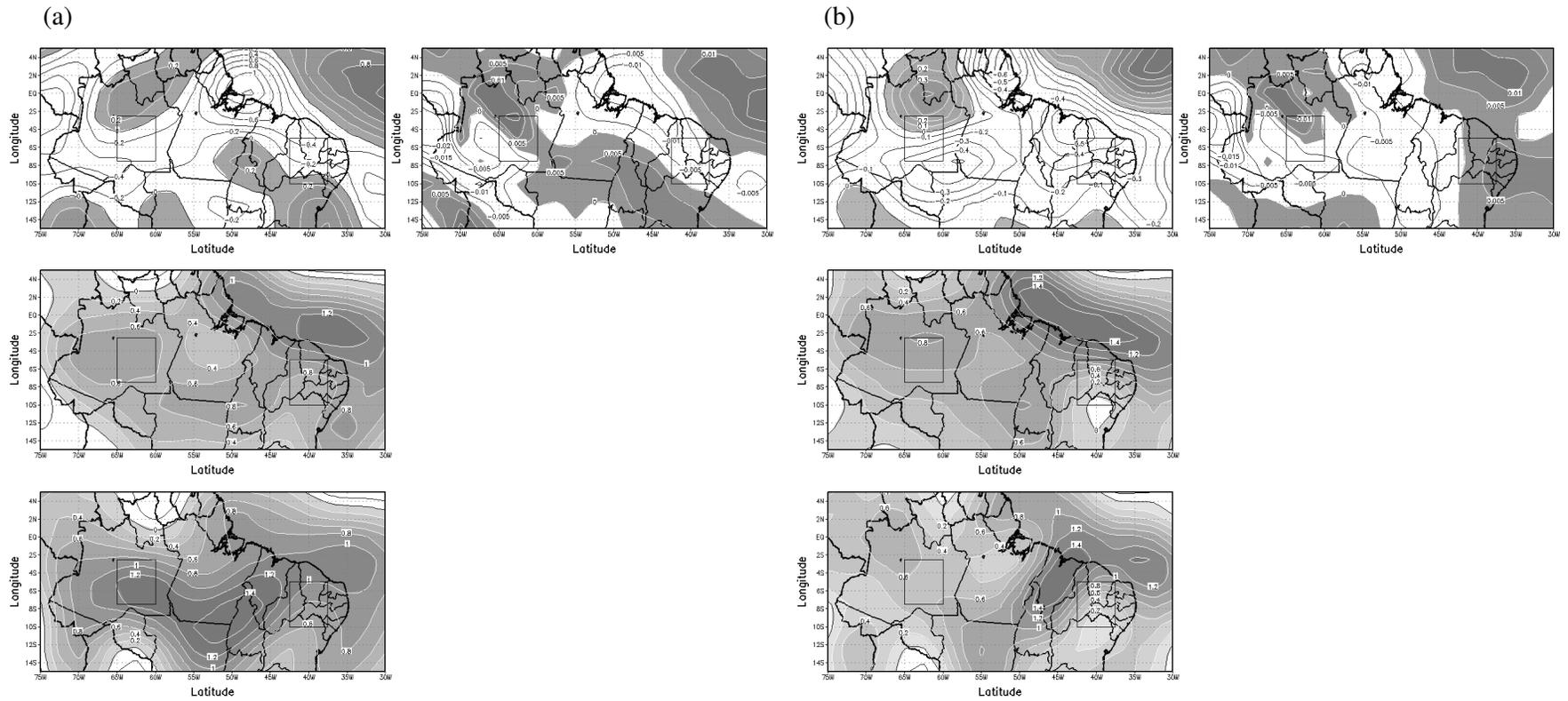


Figura 31 – Idem a Fig. 30, porém para os anos de dipolo negativo (a) 1985 e (b) 1994

(Conclusão)

5.5 FLUXO DE ENERGIA ESTÁTICA

Os resultados encontrados dos fluxos de energias estáticas (a) seca, (b) latente e (c) úmida para as áreas 1 e 2, nos anos de El Niños, La Niña, Dipolos positivos e negativos são observados nas Tabelas 1 e 2, respectivamente, e estão expressos em 10^{11} $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$.

Para o ano de 1983, o fluxo de energia estática seca média (fevereiro a abril) na área 1 apresentou importação nas camadas 925-850, 850-700, 700-500 e 500-300hPa e exportação nas camadas 300-200 e 200-100hPa e na integração vertical um valor de importação de $-1,171 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$. No outro episódio de El Niño, 1998, o comportamento do fluxo de energia, se apresentou semelhante, com uma mudança apenas na camada de 925-850hPa, na qual apresentou exportação e o valor da importação na integral vertical foi de $-0,264 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$.

Para o fluxo de energia estática latente (Tabela 1b) para os dois eventos de El Niños, observa-se importação nas camadas abaixo de 500hPa (exceto no ano de 1998 na camada de 925-850hPa uma exportação foi visualizada) e exportação na camada de 500-300hPa. Acima da camada de 500-300hPa, os valores de fluxos de energia estática latente se anulam, devido ausência de umidade na atmosfera. Quanto à integral vertical do fluxo de energia latente, o valor encontrado de importação foi de $-0,330 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$ para o ano de 1983 e $-0,181 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$ para o ano de 1998.

Na Tabela 1c, a energia estática úmida apresentou fluxo importado em baixos níveis até a camada de 500-300hPa no ano de 1983 e acima desta se observa exportação. Em 1998, apresenta-se com fluxo exportado na camada de 925-850hPa e nas camadas 300-200 e 200-100hPa, e importação nas camadas intermediárias. O fluxo importado na integral vertical foi de $-1,499 \times 10^{11}$ e $-0,445 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$ para o ano de 1983 e 1998, respectivamente.

Durante os anos de La Niña, observou-se fluxo de importação de energia estática seca nas camadas de 925-850 a 500-300 (apenas em 1974 a camada de 700-500hPa apresentou exportação) e exportação no restante das camadas. Os valores encontrados na integração vertical nos dois episódios foram de $-0,718 \times 10^{11}$ em 1974 e $-1,331 \times 10^{11}$ $\text{kJ}\cdot\text{s}^{-1}$ em 1989.

O fluxo de energia latente apresentou importação em todas as camadas durante os dois episódios de La Niñas, e a integral vertical visualizada foi de importação com valores iguais a $-0,488 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ em 1974 e $-0,437 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ em 1989.

A energia estática úmida nos anos 1974 e 1989 apresentaram importação de seus fluxos nas camadas 925-850 a 500-300hPa e exportações nas camadas a partir do nível de pressão de 300hPa. Importações de $-1,206 \times 10^{11}$ e $-1,768 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ nas integrações verticais, respectivamente.

Para os anos de Dipolos positivos, tem-se que, em 1978, o fluxo de energia estática seca apresentou importação para as duas primeiras camadas, 925-850 e 850-700hPa, exportação na camada de 700-500hPa e volta a ser observada importação de fluxo na camada de 500-300hPa. Acima nas camadas 300-200 e 200-100hPa, foram observadas exportações. No outro evento, nas três primeiras camadas, 925-850, 850-700 e 700-500hPa observam-se importações e, acima o fluxo, torna-se exportado.

A importação de energia estática seca tornou-se mais profunda nos eventos de Dipolos negativos, ou seja, foram visualizadas importação nas quatro primeiras camadas (925-850 a 500-300hPa) e apenas as duas últimas, 300-200 e 200-100hPa, de exportação. As integrações verticais dos fluxos de energias estática seca durante os episódios de Dipolo apresentam importação com valores iguais a $-1,193 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ e $-0,534 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ nos anos de 1978 (Dipolo +) e 1994 (Dipolo -) e exportação de $2,284 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ e $0,906 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ nos anos de 1981 (Dipolo +) e 1985 (Dipolo -), respectivamente.

Nos anos de Dipolos positivos, observou-se importação no fluxo da energia latente nas camadas 925-850 e 850-700hPa, sendo que, em 1978, na camada 700-500hPa, tem-se exportação voltando a ser visualizada baixa importação na camada acima. Em geral, observou-se importação nos baixos níveis (camadas inferiores a 700hPa) e exportação em níveis médios.

Para o ano de 1985 (Dipolo -), o comportamento assemelha-se ao observado em 1981. Em 1994, foi observada importação em todas as camadas. Na integração, em toda vertical, os quatro eventos apresentam importação de $-0,422$; $-0,372$; $-0,405$ e $-0,332 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$.

Durante os anos de Dipolos, os fluxos de energia estática úmida apresentaram importação em baixos níveis nas camadas 925-850 e 850-700hPa, somente acima dessas camadas houve características distintas na atmosfera entre os anos de

Dipolos. Por exemplo, no ano de 1978, a camada logo acima apresentou exportação, porém a importação volta a ser visualizada nas duas últimas camadas, 300-200 e 200-100hPa. Em 1981, a importação atinge mais uma camada (700-500hPa).

Os anos de Dipolos negativos foram os que apresentaram a atmosfera com importação mais profunda atingindo até a camada de 500-300hPa, porém, quando feita a integral vertical foram em módulos os menores valores, e as camadas de 300-200 e 200-100hPa observam-se exportação. Foram visualizados, nas integrações verticais, importações nos anos de 1978 e 1994 com valores iguais $-1,614$ e $-0,867 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ e exportação em 1981 e 1985 de $1,913$ e $0,500 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$, respectivamente.

Os resultados da Tabela 1 significaram que a atmosfera da área 1, durante todos os episódios estudados, anos de El Niños, La Niña, Dipolos positivos e negativos, apesar das diferentes características e intensidade entre os fenômenos, o comportamento apresentado foi de um sumidouro de vapor d'água.

TABELA 1 - Fluxo trimestral médio de fevereiro a abril (10^{11} kJ/s) na área 1(Norte do Brasil): (a) fluxo de $(c_p T + \phi)$, (b) fluxo de $(L_v q)$ e (c) fluxo de $(c_p T + \phi + L_v q)$

(a)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-0,748	0,096	-1,920	-1,155	-1,566	-1,580	-1,296	-0,668
850 - 700	-2,498	-1,856	-2,500	-2,764	-2,351	-2,116	-2,583	-2,361
700 - 500	-1,201	-1,909	0,009	-1,570	0,496	-0,262	-0,254	-0,965
500 - 300	-0,066	-0,888	-0,369	-0,480	-1,433	0,413	-0,417	-0,320
300 - 200	0,936	1,587	1,341	2,479	0,882	2,843	2,005	2,040
200 - 100	2,406	2,706	2,721	2,159	2,779	2,986	3,450	1,740
925 - 100	-1,171	-0,264	-0,718	-1,331	-1,193	2,284	0,905	-0,534

(b)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-0,083	0,006	-0,208	-0,126	-0,171	-0,170	-0,147	-0,076
850 - 700	-0,194	-0,127	-0,257	-0,227	-0,252	-0,194	-0,231	-0,194
700 - 500	-0,067	-0,064	-0,014	-0,074	0,002	-0,017	-0,033	-0,060
500 - 300	0,014	0,004	-0,009	-0,010	-0,001	0,009	0,006	-0,002
300 - 200	-	-	-	-	-	-	-	-
200 - 100	-	-	-	-	-	-	-	-
925 - 100	-0,330	-0,181	-0,488	-0,437	-0,422	-0,372	-0,405	-0,332

(c)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-0,831	0,102	-2,128	-1,281	-1,737	-1,750	-1,443	-0,744
850 - 700	-2,691	-1,983	-2,757	-2,991	-2,603	-2,310	-2,814	-2,556
700 - 500	-1,267	-1,973	-0,005	-1,644	0,498	-0,279	-0,287	-1,025
500 - 300	-0,052	-0,884	-0,378	-0,490	-1,433	0,423	-0,411	-0,322
300 - 200	0,936	1,587	1,341	2,479	0,882	2,843	2,005	2,040
200 - 100	2,406	2,706	2,721	2,159	2,779	2,986	3,450	1,740
925 - 100	-1,499	-0,445	-1,206	-1,768	-1,614	1,913	0,500	-0,867

Na area2 (Tabela 2), localizada sobre a região semi-árida, durante os episódios quentes do Pacífico, 1983 e 1998, houve importação de energia estática seca nas camadas de 925-850hPa e a 300-200hPa, as camadas de 850-700 a 500-300 e a de 200-100hPa apresentou exportação. A integração vertical apresentou exportação em 1983 de $2,201 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ e em 1998 de $4,049 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$.

Nos anos de La Niña, os fluxos de energia estática seca no ano de 1989 também apresentaram importação em duas camadas, a camada de 925-850hPa, como visualizado nos anos de El Niño. No entanto, a outra foi a camada abaixo da encontrada nos anos de El Niño, ou seja, a camada de 500-300hPa. Em 1974, as quatro primeiras camadas apresentaram importações, e as duas últimas localizadas em altos níveis, exportações. A integração vertical apresentou exportação de $2,046 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ em 1974 e de $2,274 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ em 1989.

Os fluxos de energia latente apresentaram durante os anos de El Niño e La Niña importações apenas na camada de 925-850hPa. Em 1974, a camada de 500-300hPa apresentou importação, assim diferenciou-se dos outros eventos. A integração vertical apresentou exportação (importação) nos anos de 1983 e 1998 (1974 e 1989) com valores de $0,340$ e $0,248 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$ ($-0,074$ e $-0,064 \times 10^{11} \text{ kJ.s}^{-1}$), segundo os valores acima encontrados, a atmosfera da area2 nos anos de El Niño (La Niña) comportou-se como fonte (sumidouro) de vapor d'água.

Quanto ao fluxo de energia estática úmida, foi visualizado nos anos de El Niños importação de energia nas camadas, 925-850hPa e 300-200hPa, já as camadas de 850-700 a 500-300 e 200-100hPa apresentaram exportação. O ano de La Niña de 1989 foi semelhante ao ano de El Niño, apresentando duas camadas apenas com importação, a de 925-850 e 500-300hPa. No episódio de 1974, nas camadas abaixo (acima) de 300hPa foram encontradas importação (exportação) de fluxo de energia estática úmida. Na integração vertical, foram observadas exportações de $2,540$; $4,296$; $1,973$ e $2,211 \times 10^{11} \text{ kJ.kg}^{-1}$ para os anos de 1983, 1998, 1974 e 1989, respectivamente.

O episódio de Dipolo positivo de 1978 apresentou no fluxo de energia estática seca importação nas camadas de 925-850hPa e 500-300hPa e exportação nas camadas de 850-700 e 700-500hPa, semelhantemente ocorreram no ano de fase negativa de 1994, porém com valores diferentes. No ano de 1981, importações nas camadas compreendidas em baixos níveis (925-850, 850-700 e 700-50hPa) e exportação em altos níveis. No evento negativo de Dipolo de 1985, foram visualizados no fluxo de energia

importação na camada de 925-850, 850-700 e 500-300hPa e exportação na camada de 700-500hPa e em altos níveis.

A integração vertical da energia latente apresentou durante os dipolos exportação apenas em 1978 e importação em 1981, 1985 e 1994, com valores iguais a 0,070 e -0,043; -0,188 e -0,005 x 10¹¹kJ.s⁻¹, respectivamente. Isto significa que a atmosfera sobre o Nordeste do Brasil, na área selecionada, comportou-se como fonte de vapor d'água apenas 1978, no outro evento de 1981, assim como, nos Dipolos negativos, o comportamento da atmosfera foi de sumidouro de vapor d'água.

Quanto à energia estática úmida, nos anos de 1978 e 1994, foram visualizadas importações em duas camadas, em baixos (925-850hPa) e médios níveis (500-300hPa), e exportação nas camadas compreendidas entre 850 e 500hPa e altos níveis. Em 1981, as duas primeiras camadas, 925-850 e 850-700hPa apresentaram importações e as camadas acima apresentaram exportação.

No ano de 1985, o fluxo de energia estática úmida apresentou importações (exportações) nas camadas 925-850, 850-700 e 500-300hPa (700-500, 300-200 e 200-100hPa). Nos quatro episódios de Dipolos foram observados exportações na integração vertical com valores iguais a 3,860; 0,857; 1,200 e 0,463 x 10¹¹kJ.s⁻¹, respectivamente.

Na região do NEB, foi visualizado na integração vertical da energia latente valores de sinal positivo para os anos de El Niño e Dipolo positivo e de sinal negativo para La Niña e Fase negativa do Dipolo. Portanto, exportações de vapor d'água foram visualizadas durante os episódios conhecidos como inibidores e importação durante os episódios causadores de precipitação. Porém, o ano de 1981 (Dipolo +) apresentou importação. Entretanto, vale ressaltar que não foi aplicado ajuste de massa o que, certamente, daria resultados mais fundamentados.

TABELA 2 – Fluxo trimestral médio de fevereiro a abril (10^{11} kJ/s) na área 2 (Nordeste do Brasil): (a) fluxo de $(c_p T + \phi)$, (b) fluxo de $(L_v q)$ e (c) fluxo de $(c_p T + \phi + L_v q)$

(a)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-1,192	-2,393	-1,940	-2,518	-1,807	-1,845	-2,529	-2,412
850 - 700	1,187	1,468	-0,378	0,069	0,359	-0,285	-0,301	0,414
700 - 500	0,895	3,018	-0,952	1,023	0,227	-0,034	0,227	0,515
500 - 300	0,033	0,224	-0,808	-0,158	-0,350	0,504	-0,509	-0,996
300 - 200	-0,052	-0,366	2,190	1,558	1,439	0,937	1,882	1,239
200 - 100	1,330	2,098	3,934	2,300	3,922	1,624	2,618	1,707
925 - 100	2,201	4,049	2,046	2,274	3,790	0,901	1,388	0,467

(b)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-0,072	-0,219	-0,181	-0,235	-0,161	-0,169	-0,251	-0,222
850 - 700	0,257	0,203	0,054	0,051	0,139	0,056	0,000	0,092
700 - 500	0,139	0,232	0,061	0,109	0,099	0,064	0,074	0,116
500 - 300	0,016	0,032	-0,008	0,011	-0,007	0,006	-0,011	0,009
300 - 200	-	-	-	-	-	-	-	-
200 - 100	-	-	-	-	-	-	-	-
925 - 100	0,340	0,248	-0,074	-0,064	0,070	-0,043	-0,188	-0,005

(c)

Pressão (hPa)	El Niño		La Niña		Dipolo (+)		Dipolo (-)	
	1983	1998	1974	1989	1978	1981	1985	1994
925 - 850	-1,264	-2,612	-2,121	-2,753	-1,968	-2,015	-2,780	-2,634
850 - 700	1,444	1,671	-0,324	0,121	0,498	-0,229	-0,301	0,507
700 - 500	1,033	3,250	-0,890	1,132	0,326	0,030	0,301	0,631
500 - 300	0,049	0,255	-0,816	-0,147	-0,357	0,510	-0,520	-0,987
300 - 200	-0,052	-0,366	2,190	1,558	1,439	0,937	1,882	1,239
200 - 100	1,330	2,098	3,934	2,300	3,922	1,624	2,618	1,707
925 - 100	2,540	4,296	1,973	2,211	3,860	0,857	1,200	0,463

6 CONCLUSÃO

A investigação dos aspectos da circulação atmosférica de grande escala, a partir da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade nas regiões norte e nordeste do Brasil, e suas relações com a variabilidade da temperatura da superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais permitiram encontrar algumas características importantes sobre o comportamento das anomalias de energia estática em anos de eventos extremos.

Os dados do *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), em geral, representaram as anomalias trimestrais médias sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico em anos de ENOS e Dipolo, respectivamente. Durante os anos de El Niño (La Niña), as fortes anomalias positivas (negativas) de TSM sobre o Oceano Pacífico e, conseqüentemente, anomalias negativas de precipitação sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil (Kousky *et al.*, 1984; Uvo, 1998; Drumond e Ambrizzi, 2003) são, mais uma vez, visualizadas neste estudo.

O Oceano Atlântico, em fase de Dipolo, afetou com mais intensidade o NEB, do que a região Norte do Brasil. As anomalias de precipitação abaixo (acima) da média durante sua fase positiva (negativa) foram encontradas sobre a região.

Uma forte variabilidade da precipitação inter eventos foi observada (Drumond e Ambrizzi, 2003), e um dos motivos dessa variabilidade é a interação entre os dois Oceanos adjacentes. Quando os dois Oceanos agem em conjunto, foi observada variabilidade espacial e na intensidade das anomalias de precipitação.

Durante os episódios de El Niño e Dipolo positivo, o comportamento das anomalias de energias estáticas, apresentou-se semelhante, assim como, durante os episódios de La Niña e Dipolo negativo.

A região Amazônica, por está localizada numa área de floresta tropical úmida apresenta atmosfera mais úmida do que o Nordeste semi-Árido. No entanto, o Oceano Atlântico abastece a região do NEB de energia latente, fazendo com que o comportamento do perfil vertical das duas atmosferas seja, aproximadamente, igual.

Durante os episódios quentes (frios), El Niño e Dipolo positivo (La Niña e Dipolo negativo), as atmosferas das áreas 1 e 2 apresentaram-se menos (mais) úmidas. A energia estática seca, apesar de não apresentar variações de destaque, as poucas variações visualizadas acima (abaixo) da média foram mais fortes durante os anos de El Niño (La Niña) do que durante os anos de Dipolo positivo (Dipolos negativos).

Foram observadas menores (maiores) áreas de convergência de energia estática em baixos níveis e divergência em altos níveis sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil durante os anos de El Niño (La Niña). Durante a fase positiva (negativa) dos Dipolos, a faixa de convergência de energia estática sobre o Oceano Atlântico foi observada mais ao norte (ao sul).

O comportamento da região Amazônica, apesar dos episódios de El Niño, La Niña, Dipolos positivos e negativos, com suas diferentes características e intensidade modulando o período chuvoso da região, intensificando ou desintensificando a convecção, foi de um sumidouro de vapor d'água. Na região do NEB, a atmosfera se comportou como uma fonte aparente de vapor d'água durante os anos de El Niño e Dipolo positivo e sumidouro aparente de umidade para os anos de La Niña e Fase negativa do Dipolo. Portanto, exportações de vapor d'água foram encontradas durante os episódios conhecidos como inibidores, e importação foi verificada durante os episódios causadores de precipitação.

A análise média trimestral, a não realização do ajuste de massa e poucos anos de estudos, possivelmente, dissimularam resultados mais consistentes, o que fica como sugestão para trabalhos futuros.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A. CAVALCANTI, I. F. Previsão Climática no CPTEC. **Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos**, 1996. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a>>. Acesso em: 22 mar. 2005.

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in South America, Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, v.116, p. 505-524, march 1988.

ALVES, J.M.B.; REPELLI, A. A. A variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.7, n2, 583-592, 1992.

ARAGÃO, José Oribe Rocha. O impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. Disponível em: <<http://www.unesco.org.uy/phi/libros/enso/oribe2.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2005.

BARROS, V.R.; GRIMM, A.M.; DOYLE, M.E. Relationship between Temperature and Circulation in Southeastern South America and its Influence from El Niño and La Niña Events. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.80, n.1, p. 21-32, 2002.

BJERKNES, J. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n.3, march 1969.

BRABO, J.M.; REPELLI, C.A.; MELLO, N.S. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos Oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.8, n.1, 22-30, 1993.

BUCHMANN, J. Aspectos Humanos, Geográficos e Meteorológicos do Nordeste Brasileiro. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v.21, p. 21-26, 1998.

CALBETE, N. O; GAN, M.; STYAMURTY, P. Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil. **Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos**, 1996. Disponível em: < <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a>>. Acesso em: 22 mar. 2005.

CARVALHO ROCHA, A.M.G.; GANDU, A.W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos**, 1996. Disponível em: < <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a>>. Acesso em: mar. 2005.

CAVALCANTI, E.P.; GANDU, A.W., AZEVEDO, P.V. Transporte e balanço de vapor d'água atmosférico sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.2, 207-217, 2002.

CAVALCANTI, Enilson Palmeira. **Aspectos Energéticos da Atmosfera sobre o Nordeste do Brasil**. 1986. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 1986.

CLAPP, P.F. Normal heat sources and sinks in the lower troposphere in winter. **Monthly Weather Review**, Extended Forecast Section, US. Weather Bureau, Washington, D.C., v.89, n5, p. 147-162, may.1961.

CLAPP, P.F.; WINNINGHOFF, F.J. tropospheric heat sources and sinks at Washington, D.C., summer 1961, related to the physical features and energy budget of the circulation. **Monthly Weather Review**, Extended Forecast Branch, U S. Weather Bureau, Washington, D C., p. 494-504, oct.-dec. 1963.

DELECLUSE, P.; SERVAIN, J.; LEVY, C.; ARPE, K.; LODYC; BERGTSSON, L. On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-1983 ENSO. **Tellus**, v.46A, p. 448-464, 1994.

DRUMOND, A.R.M.; AMBRIZZI, T. Estudo observacional e numérico da variação da circulação atmosférica nas Américas em episódios extremos da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.1, 1-12, 2003.

FERREIRA, N.S. Zona de Convergência Intertropical. . **Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos**, 1996. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a>>. Acesso em: 22 mar. 2005.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. **Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos**, 1996. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a>>. Acesso em: 22 Mar. 2005.

HARTMANN, Dennis L. **Global physical climatology**. Edição única. Departamento of Atmospheric sciences, University of Washington, Seattle, Washington, 1994.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v.112, p. 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S. Variations in Low-latitude circulation and climatic events in the Tropical Americas. **Journal of the atmospheric sciences**, v.33, p.202-215, 1975.

HASTENRATH, S.; CASTRO, L.C.; ACEITUNO, P. The Southern Oscillation in the Tropical Atlantic sector. **Contrib. Atmos. Phys.**, v.60, p. 447-463, 1987.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. **J. Royal Meteorologic Sociedade**, v.103, p. 77-92, 1977.

HENRIQUE, D. Um susto com data marcada. **Revista Superinteressante**, Ano 7, n.3, 1993.

HOLTON, James R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Edição Third. International Geophysics Series, Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, v. 48, 1992.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS/ CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMATICOS (INPE/CPTEC). **EL NIÑO E LA NIÑA**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/enos>>. Acesso em maio 2005.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.; ZHU, Y.; CHELLIAH M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A. REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP–NCAR 40–Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n3, p. 437–471. 1996.

KILADIS, G.N.; DIAZ, F.H. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. **American Meteorological Society**, v.2, 1069-1090, 1989.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS W.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.; CHELLIAH M.; EBISUZAKI W.; KANAMITSU M.; KOUSKY V.; DOOL, H.V.D.; JENNE, R.; FIORINO M. The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.82, n. 2, p. 247–267. 2001.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, **36 A**, p. 490-504. 1984.

KOVATS, R.S.; BOUMA, M. J.; HAJAT, S.; WORRAL, L E.; HAINES, A. **El Niño and health**. The Lancet. Published online May 20, 2003. Disponível em: <<http://image.thelancet.com/extras/02art5336web.pdf>>. Acesso em 24 mar. 2005.

MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, 12 (8), 853-863, 1992;

MARENGO, J.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S. Observational and modeling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climatic Change**, v.23, n3, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, p. 617-617, 1993.

MARENGO, J.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, 14, p. 833-852. 2001.

MIRANDA, Pedro. **O equilíbrio Térmico da Terra**. Departamento de Física, Centro de Geofísica – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 2004. Disponível em: <www.cgul.ul.pt>. Acesso em maio 2005.

MOLINARI, J. A General Form of Kuo's cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v.113, p. 1411-1416, 1985.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Journal of the Atmospheric Science**, v.38, n.12, p. 2653-2673, 1981.

MUREAU, R.; OPSTEEGH, J.D. Simulation of the Effects of Tropical Heat Sources on the Atmospheric Circulation. **Monthly Weather Review**., Dept. of Meteorological, University of Maryland, v.115, p. 856-870, april 1987.

NICHOLLS, N. El Niño-Southern Oscillation and rainfall variability. **Journal of Climate**, v.1, p. 418-421, 1988.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**: Vol. 9, n10, p. 2464–2479, 1996.

OLIVEIRA, G.S.O. *El Niño e você: O fenômeno climático*. Ed. Thesaurus de Brasília. 1999.

OLIVEIRA, Lucimar L.; VIANELLO, Rubens L.; FERREIRA, Nelson J. **Meteorologia Fundamental**. Rio Grande do Sul, Erechim/RS: EdiFAPES, 2001.

PHILANDER, S. GEORGE. El niño, La Niña and the Southern Oscillation. **International Geophysics Series**. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton-New Jersey, v.46, 1989.

RAO, K.V.; RAJAMANI, S. Study of heat sources and sinks the generation of available potential energy in the Indian region during the southwest monsoon season. **Monthly Weather Review**, Indian Institute of Tropical Meteorology, Poona, India ,v.100, n5, p. 383-388, may.1972.

RAO, M.S. On the influence of the vertical distribution of stationary heat sources and sinks in the atmosphere. **Monthly Weather Review**, The Travelers Research Center, Inc., Hartford, Conn. ,v.93, n7, p. 417-420, jul. 1965.

RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D21, p. 26.539-26.551, nov. 1996.

RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; FRANCHITO, S.H. Variação Decadal da Interação Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical e a relação para a Precipitação do NEB. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Vol. 77, n. 1, p. 63-75. 1999.

RAO, V.B.; LIMA, M.C.; FRANCHITO, S.H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil, **Journal of Climate**, v.6, p. 1754-1763, 1993.

REYNOLDS, R.W. A real-time global sea surface temperature analysis. **Journal of climate**, v.1, p. 75-86, 1988.

REYNOLDS, R.W.; MARSICO, D.C. An improved real-time global sea surface temperature analysis. **Journal of climate**, v.6, p. 114-119, 1992.

ROCHA, Edson José Paulino. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2001. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos. 2001.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and Regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, p. 1606-1626, 1998.

SILVA DIAS, P.L. **Uma Introdução ao Efeito de Fontes Diabáticas de Calor na Evolução de Sistemas de Tempo**. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ind.php?inic=12&prod=ensino&pos=2>>. Acesso em: 22 Nov. 2005.

SILVA, Ludimila Fabiana. **Precipitação do Norte do Nordeste Brasileiro e Padrões de Temperatura da superfície do Mar e Pressão ao Nível do Mar: Relações com as Fases do El Niño/Oscilação Sul e da Oscilação Decadal do Pacífico**. 2006. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

SILVA MARQUES, V.; RAO, V.B. and MOLION, L.C.B. Interannual and seasonal variations in the structure and energetics of atmosphere over Northeast Brazil. **Tellus**, v.35, n2, p. 136-148, 1983.

SOUZA, E.B.; ALVES, J.M.B.; NOBRE, P. Anomalias de precipitação nos setores norte e leste do Nordeste brasileiro em associação aos eventos do padrão dipolo observados na bacia do Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 13, n.2, p. 45-55. 1998.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão do Padrão Dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.1, p. 31-44. 1998.

SOUZA, E. B. GrADS – **Fundamentos e Programação Básica**. Curso de Extensão, Departamento de Meteorologia, Centro de Geociências – UFPA, fev. 2004.

SOUZA, Everaldo B. **Variabilidade Pluviométrica Intrasazonal sobre a Amazônia Oriental e Nordeste Brasileiro durante o outono austral: Mecanismos Atmosféricos de baixa e alta frequência**. 2003. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2003.

SUN, D.Z. The heat sources and sinks of the 1986-87 El Niño. **Journal of climate**, v.13, p. 3533-3550, 2000.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n12, p.2771-2777, 1997.

UVO, Cíntia Bertacchi. **Influence of Sea Surface Temperature on Rainfall and Runoff in Northeastern South America: Analysis and Modeling**. 1998. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Lund, Sweden, Departamento de Engenharia de Recursos de Água, 1998.

VAREJÃO-SILVA, Mário Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. 2º Edição. Brasília: INMET, Gráfica e Editora Pax, 2001.

VEIGA, J.A.P.; ORSINI, J.A. M; RAO, V.B. A influência das anomalias de TSM dos Oceanos Atlânticos e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.2, 181-194, 2002.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.H. Determination of bulk properties of Tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Dept. of Meteorology, University of California, Los Angeles, v.30, p. 611-627, may. 1973.

YANAI, M.; TOMITA, T. Seasonal and Interannual Variability of Atmospheric Heat Sources and Moisture Sinks as Determined from NCEP–NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, Department of Atmospheric Sciences, University of California, Los Angeles, Los Angeles, California, v.11, p. 463-482. mar. 1998.