



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

SÉRGIO CARLOS BUARQUE COELHO

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO NORDESTE
BRASILEIRO E SEUS PADRÕES DE ACOPLAMENTO COM AS TSM DO PACÍFICO
EQUATORIAL E DO ATLÂNTICO SUL.

Maceió - AL

2010

SÉRGIO CARLOS BUARQUE COELHO

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO NORDESTE
BRASILEIRO E SEUS PADRÕES DE ACOPLAMENTO COM AS TSM DO PACÍFICO
EQUATORIAL E DO ATLÂNTICO SUL.

Dissertação de Mestrado em Meteorologia apresentada
à Universidade Federal de Alagoas/Instituto de
Ciências Atmosféricas/Coordenação de Pós-Graduação
em Meteorologia. Para obtenção do título de Mestre em
Meteorologia – Área de concentração em processos de
superfície - Climatologia.

Orientador: DR. LUIZ CARLOS BALDICERO MOLION

Maceió - AL

2010

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

C672c Coelho, Sérgio Carlos Buarque.
Características da precipitação pluviométrica do nordeste brasileiro e seus padrões de acoplamento com as TSM do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul / Sérgio Carlos Buarque Coelho, 2010.
xvi, 119 f. : il., grafs.

Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.
Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2010.

Bibliografia: f. 94-106.
Anexo: f. 107-119.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. El Niño. 3. Pluviometria. 4. Variabilidade climática – Brasil, Nordeste. 5. Pacífico, Oceano.

CDU: 551.577.3 (812/813)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO


N.º de ordem: MET-UFAL-MS-068.

***“CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO
NORDESTE BRASILEIRO E SEUS PADRÕES DE ACOPLAMENTO COM
AS TSM DO PACÍFICO EQUATORIAL E DO ATLÂNTICO SUL.”***

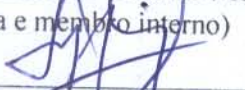
Sérgio Carlos Buarque Coelho

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.


Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof.ª Dr.ª Maria Luciene Dias de Melo
(Coordenadora e membro interno)



Prof. Dr. Luiz Carlos Balduino Molion
(Orientador)



Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho
(Membro externo - UFCG)

Fevereiro/2010

*A minha amada Mãe e Irmã: “DINHA”
(Marluze Buarque Magalhães), Obrigado,
Senhor, por ela existir em minha vida!*

DEDICO

AGRADECIMENTOS

- A **Deus Pai** antes de tudo pelo dom da vida, pois, sem isso, não existiriam realizações.
- A minha mãe, **Marluze Buarque Magalhães** que me incentivou a terminar esta dissertação, por mais que parecesse impossível;
- À minha esposa **Marcia Elisa Fraga Buarque** e aos meus filhos: **Xênia (a primeira), Felipe, Jasmim, Maria Clara (Bibê) e Levi.**
- Em especial, ao Professor Dr. **Molion**, pelo apoio integral na orientação deste trabalho de Dissertação e do projeto para bolsa de estudo; obrigado “homem propaganda” da Meteorologia;
- Um grande obrigado e sua benção, como Padrinho, ao Prof. Ms Carlos de Oliveira N. Magalhães (**Carlinhos**) pela correção gramatical.
- A **FAPEAL** pela aprovação e concessão da bolsa de mestrado;
- Sou grato aos professores do Mestrado em Meteorologia - UFAL: o amigo Prof. Dr. **Manoel Ferreira** (Química Atm.); Prof. Dr. Nelson de Jesus Ferreira (**Nelsinho** – Sinótica e GRADS); Prof. Dr. **Roberto Lyra** (Micromet.); Prof. Dr. **Leonardo de Souza** (Agrometeorologia); Prof. Dr **Marcos Moura** (Rad. Solar); Prof. Dr. Marco A. **Maríngolo** (Dinâmica da Atmosfera) e Prof. Dr. **Kwty** (Meso-escala) pelos ensinamentos ao longo do curso.
- Ao professor **José de Lima Filho**, fundador do curso de Meteorologia na Universidade Federal de Alagoas, pois tudo começou a partir desse ideal!
- Aos colegas do Mestrado em Meteorologia – **Fabiana** (Agrônoma), **Mauro** (Pará), **Cléber** (Físico), **Emanuel** (NMRH), **Erickson** (Agrônomo) e **Carlos Henrique** (Meteorologista) pelo espírito de amizade e cooperação nesse ambiente de estudo.
- Em especial ao amigo de sempre **Richardson**, por sempre estudarmos juntos os cálculos e as físicas da vida e agora no mestrado também não seria diferente.
- Aos amigos Ms. **Sérgio Bernardo** e **Alessandro Sarmiento** (Físicos) pela disposição e ajuda no decorrer deste trabalho.

Quando um homem descobre que seu pai tinha razão, normalmente já tem um filho, que o julga um errado.

(Charles Wadsworth – musicólogo americano)

Seja rico – A vitória que vale a pena é a que aumenta a sua dignidade e reafirma valores profundos. Pisar nos outros para subir desperta o desejo de vingança.

Seja grato a quem participa de suas conquistas – O verdadeiro campeão sabe que as vitórias são alimentadas pelo trabalho em equipe. Agradecer é a melhor maneira de deixar os outros motivados.

(Anônimo)

...Pai nosso, que estais no céu, santificado seja o Vosso nome; venha a nós o Vosso Reino; seja feita a Vossa vontade, assim na terra como no céu. O pão nosso de cada dia nos dai hoje; perdoai as nossas ofensas, assim como nós perdoamos aos que nos ofenderam; e não nos deixeis cair em tentação, mas livrai-nos do mal.

(JESUS CRISTO – Sermão da Montanha – Mt 6, 6-13)

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO NORDESTE BRASILEIRO E SEUS PADRÕES DE ACOPLAMENTO COM AS TSM DO PACÍFICO EQUATORIAL E ATLÂNTICO SUL.

RESUMO

A necessidade em prever a precipitação a longo prazo levaram muitos autores a tentar compreender os motivos reguladores da variabilidade interanual climática sobre o Nordeste do Brasil. As flutuações nas TSM do Pacífico equatorial atuam como um modulador climático em várias escalas de tempo e estão associados ao fenômeno (El Niño / Oscilação Sul). Analisamos os padrões mensais e quadrimestrais da precipitação do Nordeste do Brasil (com ênfase sobre a parte leste do Nordeste do Brasil), relacionadas às anomalias das temperaturas da superfície dos oceanos Pacífico equatorial e Atlântico sul, a partir dos dados de TSM obtidos do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data System e dos dados de precipitação da Universidade de Delaware entre 1950 a 1999. As precipitações mensais pelas fases da Oscilação Decadal do Pacífico e as precipitações quadrimestral foram dispostas simultaneamente e em lag. Foram definidas condições de El-Niño: anomalia positiva; derivada positiva; derivada positiva se e somente se as anomalias fossem positivas e o índice anomalia Interoceânica (AI). O melhor parâmetro de prognóstico da precipitação quadrimestral, dentro da estação chuvosa do ENE, foi a condição de derivada positiva das TSM do Pacífico, um mês antes da chuva (lag1), com de correlação positiva de 0,3 a 95% de significância, caindo para 0,2 (lag2), de fevereiro-maio versus as chuvas abril-julho. Confirmaram-se os baixos índices de correlação, já foram mencionados por outros autores a respeito do ENE e as anomalias da TSM do Pacífico equatorial. As anomalias da TSM médias mensais do Atlântico sul e Pacífico equatorial combinadas mostraram melhores resultados quando correlacionadas com a precipitação mensal sobre o NEB. Sobre o ENE correlação positiva de 0,5; no NNE foi de 0,6; caindo para 0,3 de correlação no SNE a 95% de significância. Os dois sinais combinados responderam por ($r=0,7$) 49% da variabilidade comparado ao sinal isolado do Pacífico, correlacionado com a precipitação quadrimestral. O aumento na previsão das precipitações sobre o ENE se deu a partir da inclusão das anomalias da TSM do Atlântico e por considerar durante o cálculo das médias normais as mudanças de sinal verificadas na Oscilação Decadal do Pacífico.

Palavras chave: El Niño, Nordeste do Brasil, correlação, precipitação, TSM do Pacífico.

RAINFALL CHARACTERISTICS IN NORTHEASTERN BRAZIL AND THEIR PATTERNS COUPLING WITH SST EQUATORIAL PACIFIC AND SOUTH ATLANTIC.

ABSTRACT

The need to establish the long-term precipitation led many authors to try to understand why regulators of interannual climate variability over the Northeast of Brazil. Fluctuations in the equatorial Pacific SST acts as a modulator of climate on various time scales and are associated with the phenomenon (El Niño / Southern Oscillation). We analyzed the patterns of monthly and quarterly precipitation in Northeast Brazil (with emphasis on the eastern part of Northeast Brazil), related to the anomalies of surface temperatures of the equatorial Pacific and south Atlantic, from the SST data obtained from the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data System and precipitation data from the universe as we know from Delaware from 1950 to 1999. The monthly precipitation by the phases of the Pacific Decadal Oscillation and rainfall were arranged both quarterly and lag. Were defined conditions of El Niño: positive anomaly; positive derivative; positive derivative if and only if the anomalies were positive and the anomaly index Interoceanic (AI). The best parameter for prediction of quarterly rainfall within the rainy season in NE, was the condition of positive derivative of the SST of the Pacific, one month before the rain (lag1) with positive correlation of 0.3 to 95% of significance, falling to 0.2 (lag2), from February to May versus April-July rainfall. The study confirmed the low levels of correlation, have been mentioned by other authors about the ENE and the SST anomalies in the equatorial Pacific. The monthly mean SST anomalies in the South Atlantic and equatorial Pacific combined showed best results when correlated with monthly precipitation over northern northeast Brazil. On the east of NE was positive correlation of 0.5, on the north of NE was 0.6, decreasing to 0.3 correlation over southern northeast at 95% significance. The two signals combined accounted for ($r = 0.7$) 49% of the variability in signal Comparable with isolated Pacific, which was correlated with seasonal rainfall. The increase in estimates of rainfall over east of NE occurred from the inclusion of the Atlantic SST anomalies and considered during the calculation of the average normal changes of signal detected in the Pacific Decadal Oscillation.

Key word: El Niño, northeast Brazil, correlation, precipitation, Pacific SST.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Estágios de um ciclone de acordo com o modelo clássico ou Norueguês (a) e o de Shapiro-Kaeyser (b) em adaptação para o hemisfério sul. Fonte: SCHULTZ et al., 1998.	6
Figura 2- - Anomalia do vento em baixos níveis (850 mb) sobre a América do Sul durante o inverno. Posições do Anticiclone no verão (inverno) em traço mais ao sul (norte). Fonte: Adaptado de Foss et al, 2008.....	10
Figura 3 - Nuvens associadas à ZCIT formando uma linha através do Oceano Pacífico Ocidental. Fonte adaptada da Wikipédia.....	11
Figura 4 - Esquema da brisa marítima durante o dia e da brisa terrestre em direção ao oceano, durante a noite. Fonte: NDU	14
Figura 5 – (A) Linhas de corrente e vorticidade em 200 hPa para o dia 8 de fevereiro de 1980. (B) Linhas de corrente e divergência em 200 hPa. Fonte: Adaptado de MOLION et al (2006).....	16
Figura 6 – Níveis de pressão com onda curta que gerou um pequeno estrangulamento nas linhas de pressão gerando Divergência à jusante (leste) em altos níveis (a); cavado em altitude e respectiva região de baixa pressão (b) e formação do ciclone e desprendimento elevando o setor quente capturado (c). Fonte: FELICIO, 2009.....	18
Figura 7 - VCAN de origem tropical sobre o NEB visto na imagem do satélite GOES, dia 22 de dezembro de 1980 às 12:16 TMG, a seta vermelha indica possível localização do centro da baixa fria. Nebulosidade, ao norte e a leste do centro, associada à baixa. Fonte: GAN, M. A., (1983).	18
Figura 8 - Imagem no canal de radiação infravermelha do satélite GOES para o dia 8 de fevereiro de 1980. Fonte: Adaptado de MOLION et al (2006).	19

Figura 9 –Circulação de Hadley-Walker e a Inversão sobre os ventos Alísios. Fonte: MOLION (2007).	20
Figura 10 – Esquema de formação da camada psicrotérmica segundo GOMES FILHO, 1979. Fonte MOLION (2007).....	21
Figura 11 – Índice multivariável de ENOS. Fonte ORNELAS (1997).....	23
Figura 12 - Área de atuação da Oscilação Decadal do Pacífico (a) fase fria e (b) fase quente. Fonte de dados: ESRL/PSD/NOAA em MOLION, 2008.	27
Figura 13 - Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (Adaptada de MANTUA et al, 1997).....	28
Figura 14 - Anomalias da temperatura da superfície do Pacífico no período 1999-2006 (em °C), em relação à média da fase quente da ODP (1977-1998), (Fonte: MOLION, 2008).....	30
Figura 15 - Normais de Precipitação para Maceió. Adaptada de BERNARDO (1999);	32
Figura 16 - Desvios de precipitação observada UDEL (1950-1999) em cm/mês para fase quente (1977-1999) menos fase fria (1950-1976) da ODP para o período outubro-março. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA – Adaptada de MOLIN, 2008).	32
Figura 17 – Distribuição espacial dos regimes de chuva sobre o Nordeste brasileiro. Os histogramas de precipitação (mm) são para as estações de cidades selecionas e marcadas pelas iniciais no mapa. Fonte: Nobre e Molion (1988).	34
Figura 18 – Anomalias de TSM durante o mês de janeiro de 1998, mostrando a área de interesse de ocorrência do El-Niño (180°W - 90°W e 10°N - 10°S). Fonte: NCEP/NOAA	39
Figura 19 - Distribuição nula e o que ocorre quando consideramos valores de P cada vez menores. Fonte: CARVALHO, 2009.....	44
Figura 20 – Anomalias mensais da TSM do Pacífico. Índice dado por 90°W/180°W a 10°N/10°S. Média normal de 1950 a 1996. O período de ocorrência das Anomalias(+) em retângulos (ATSM>0); Os períodos com El Niño estão em destaque, na linha da data, grifados em vermelho (CPTEC/INPE). Dados (ERTSM v.1, de 1854-1997).....	49
Figura 21 – Anomalias mensais de TSM (acima) de 1950 a 1999 referentes às médias entre 90°W-180° W e 10°N-10°S. a partir do conjunto de dados de superfície do GHCN (°C), dados (ERSST versão 2, de 1854-2004). A separação cronológica se refere às mudanças na frequência de El Niños (vermelho) na ODP/IME (abaixo).....	50

Figura 22 - Correlação entre a grade TSM do todo o Pacífico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v1 1950-1996.....	54
Figura 23 - Correlação entre a grade TSM do todo o Atlântico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v1 1950-1996.....	58
Figura 24 – Anomalia média da TSM do Atlântico Sul extraída da área (25°W/8°W por 12°S/5° S) com 0,7 de correlação na Figura 23. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v1 de 1854–1997).	58
Figura 25 - Correlação entre a grade TSM do todo o Atlântico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v2 1950-1999.....	59
Figura 26 – Anomalia média da TSM do Atlântico Sul (Índice 25°/8°W por 15°/5° S) da área da Figura 25 com 0.55 de correlação a 95% de significância. Dados do COADS – NCDC (ERTSM.v2 de 1854–2004).....	59
Figura 27 – Anomalias (+) do Índice Pacífico (ATSM > 0). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).	60
Figura 28 - El Niños definidos como anomalias média mensal do Pacífico (dTSM/dt > 0) em vermelho. Média normal de 1950 até 1999. Dados do COADS – NCDC. (ERSST v2 de 1854–2004).....	60
Figura 29 – Anomalias do Índice do Pácífico cujas derivadas são positivas (dATSM/dt > 0). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).	61
Figura 30 - Anomalias(+) do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas (ATSM/dt > 0 se dATSM/dt > 0). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).	62
Figura 31 - Correlação lag0 (a) para o período abril a julho e lag1(b) período março a junho entre a precipitação UDEL, 1950-1999 normalizados pela média histórica e os quadrimestres da ATSM do Pacífico (COADS 1950-1999) – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.	65
Figura 32 - Correlação lag 2 entre as médias quadrimestrais das ATSM>0 sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Período AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres FMAM da ATSM do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.	66

Figura 33 - Correlação lag 3 entre as médias quadrimestrais das ATSM>0 sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Média AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres JFMA da ATSM do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.....	67
Figura 34 - Correlação lag 4 entre as médias quadrimestrais das ATSM>0 sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Média AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres DJFM da ATSM do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.....	68
Figura 35 - Correlação lag 0 entre as médias quadrimestrais das $d(ATSM)/dt > 0$ sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Períodos abril-julho para precipitação normalizada pela média histórica simultânea com as ATSM do Pacífico – mínimos de La Niñas e máximo de El Niño definidos como $d(ATSM) / dt > 0$	70
Figura 36 – Correlação lag1 $d(ATSM)/dt>0$ com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 1950-99). Precipitação (abril-julho) e Índice ATSM do Pacífico (março-junho). Dados 1950-1999.	71
Figura 37 – lag2 (a) para o período março-junho e lag3(b) período fevereiro-maio entre a precipitação da UDEL (1950-1999) com as $d(ATSM)/dt>0$ do Pacífico período de abril-julho (COADS 1950-1999).....	72
Figura 38 - Correlação lag 0 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt>0$ quando $ATSM > 0$	75
Figura 39 – Correlação lag 1 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt>0$ quando $ATSM > 0$	76
Figura 40 – Correlação lag 2 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt>0$ quando $ATSM > 0$	77
Figura 41 - Condições globais da TSM do Atlântico norte durante condições forte de Circulação da Termohalina (topo) e a variação da força de Circulação da	

Termohalina (CT) nos últimos 150 anos (em baixo). Figura adaptada de GRAY (2009).	79
Figura 42 - ODP (topo) possui ciclo de 20-30 anos e parece estar entrando em uma nova fase fria. As ATSM do Atlântico norte (base), referida como a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) por KERR (2000) tem ciclo de 65-80 anos, com um intervalo de 0,4°C. Fonte adaptada do website GLOBAL WARMING SCIENCE (2009).	80
Figura 43 – Anomalia Interoceânica da TSM ($TSM_A - TSM_P$) parte superior. Médias 1950-1976 e 1977 a 1999. Variação do sinal do ODP/IME parte inferior.....	81
Figura 44 - Distribuição 1950 a 1999 das anomalias dos Oceanos Pacífico e Atlântico. As Anomalias do Pacífico tem fator de (-1) em vermelho. A TSM do Atlântico está em azul. Dados do COADS v2.....	83
Figura 45 – Sobreposição de ondas. Anomalias (Atlântico – Pacífico) aqui denominadas de Anomalia Interoceânica (AI). Dados do COADS v2.	83
Figura 46 – Correlação lag 0 entre o A.I (Oc. Atlat – Pacif.) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76(1977-99) considerando a fase quente(fria) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 50-99.....	85
Figura 47 – Assinaturas do A. I. (Oc. Atlat – Pacif.), das ATSM do Atlântico e Pacífico e da precipitação sobre 44°W/3°S normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r=0,7$. Dados do COADS v.2 e UDEL.	85
Figura 48 – Correlação lag 2 entre a A. I. (Oc. Atlat – Pacif.) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76(1977-99) considerando a fase quente(fria) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.....	88
Figura 49 – Assinaturas do A. I. (Oc. Atlat – Pacif.) e da precipitação sobre o ponto a 39°W/9°S (ENE - zoom Figura 48 lag2) normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r = 0,5$. Dados do COADS v.2 e UDEL.....	88
Figura 50 – Correlação lag 3 entre a A.I. (Oc. Atlat – Pacif.) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76 (1977-99) considerando a fase fria (quente) da ODP. Zoom de figura sobre o ENE. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.....	90
Figura 51 – Correlação lag4 entre a A.I. (Oc. Atlat – Pacif.) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76 (1977-99) considerando a fase fria (quente) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.....	91

Figura 52 – Assinaturas da A. I. (Oc. Atlat – Pacif.) e da precipitação sobre o ponto 46°W/17,5°S (SNE -) normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r = 0,6$. Dados do COADS v.2 e UDEL.v.2 e UDEL.	91
--	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Adaptada de ESR0L/PSD/NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/significance.html).	46
Tabela 2 – Meses utilizados nas médias quadrimestrais da TSM do Pacífico Equatorial e nos acumulados quadrimestrais de precipitação sobre o NEB, no período de pico do ENE em AMJJ – abril, maio, junho e julho (AMJJ) e suas relações com os lag's temporais.....	47
Tabela 3 - Início, Fim, Duração e Magnitude dos Eventos El Niño no Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4), no Período de 1950-2000, adaptada de SOUSA, 2004.	51

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AI	Índice Anomalia Interoceânica
AMJJ	Meses de abril, maio, junho e julho.
ATSM	Anomalias da temperatura da superfície do mar
CGA	Circulação Geral Atmosférica
$d(ATSM).dt^{-1}$	Derivada no tempo das anomalias de temperatura da superfície do mar
$d(TSM).dt^{-1}$	Derivada no tempo da temperatura da superfície do mar
ENE, NNE e SNE	Leste, Norte e Sul do Nordeste do Brasil
ENOS	El Niño e Oscilação Sul
HN e HS	Hemisférios Norte e Sul
IOS	Índice da Oscilação Sul
JFMA	Meses de janeiro, fevereiro, março e abril
mm	Milímetro de chuva ou $1 \text{ litro}/\text{m}^2$
NEB	Nordeste do Brasil
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
POA	Perturbações Ondulatórias no Campo dos ventos Alísios
ROL e ROC	Radiação solar de onda longa e de onda curta
SF	Sistema Frontal
SFC	Superfície
TSM	Temperatura da superfície do mar
UDEL	Universidade de Delaware

VCAN	Vórtices ciclônicos dos altos níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCEN	Zona de Convergência do Leste do Nordeste
ZCIT	Zona de Convergência Inter Tropical

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	II
RESUMO.....	IV
ABSTRACT	V
LISTA DE FIGURAS.....	VI
LISTA DE TABELAS	XI
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	XII
INTRODUÇÃO.....	1
OBJETIVOS.....	4
I. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
1. Fenomenologia da Precipitação pluviométrica no Nordeste Brasileiro.....	5
1.1. Sistemas Frontais ou Frentes Frias	6
1.2. Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN)	8
1.3. As Perturbações Ondulatórias no campo de Alísios (POAs).....	13
1.4. Efeitos de brisas e convecção local	14
1.5. Vórtices Ciclônicos nos Altos Níveis (VCAN).....	16
2. Variabilidade Climática do Nordeste do Brasil	20
2.1 A questão da Semi-Aridez do Neb.....	20
2.2 Variabilidade interanual da precipitação do NEB.	21
2.3 Variabilidade Interdecadal das TSM e a Precipitação	27
2.4 Regimes de Precipitação para o NEB	33
3. Anomalia interoceânica (A.I.)	35
II. DADOS E METODOLOGIA	38
1. Dados.....	38
2. Metodologia.....	40
2.1 Coeficiente de Correlação Linear	40

2.2	Teste de hipótese	43
2.3	Condições de contorno de TSM	48
III.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	54
1.	Correlações em lag do Índice TSM do Pacífico com a Precipitação sobre o NEB.....	64
2.1	Anomalias (+) de TSM vs Precipitação no NEB	64
2.2	Anomalias do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas ($dATSM/dt > 0$) vs Precipitação no NEB	70
2.3	Anomalias(+) do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas ($dATSM/dt > 0$ se $dATSM/dt > 0$) VS precipitação no NEB.....	74
2.	Interferência do Atlântico Sul nas Interações do Pacífico sobre o ENE.....	78
	CONCLUSÃO.....	93
	REFERÊNCIAS	94
	ANEXOS.....	107
	*SCRIPT 1	107
	*SCRIPT 2	110
	* SCRIPT 3	114
	*SCRIPT 4	117
	*SCRIPT 5	118

INTRODUÇÃO

A região Nordeste do Brasil (NEB) está localizada aproximadamente entre 35° a 47°W e 1° a 18°S, possui uma área aproximadamente de 1,5 milhões de km², apresentando maior concentração populacional no litoral, em suas das capitais. A maior parte dessa região sofre escassez e fortes flutuações interanuais na precipitação pluvial. Essas variações intensas produzem secas e cheias, com algumas secas que podem durar mais de dois anos consecutivos. Assim, diferentes regimes de precipitação são identificados com acumulados anuais variando entre 400 a 2000 mm, em diferentes épocas do ano para os diferentes sub-regiões (KOUSKY, 1979; KOUSKY, 1980; MOURA E SHUKLA, 1981; RAO et al. 1993; MOLINER et al. 1994).

As precipitações pluviais estão diretamente relacionadas com a convecção local. A convecção é caracterizada essencialmente por movimentos ascendentes de ar úmido, resultantes da ocorrência de pressões atmosféricas mais baixas junto à superfície terrestre, seja em consequência do aquecimento do ar em contato com essa superfície, sejam pela ação da orografia da própria superfície ou por fenômenos transientes, de caráter puramente dinâmico, como sistemas frontais e perturbações ondulatória no campo dos ventos. A convecção tropical pode ser intensificada ou inibida pela circulação geral da atmosfera, de escala global, fenômeno resultante da interação complexa entre a superfície do planeta, considerando a distribuição de oceanos e continentes com desigualdade no fornecimento de energia solar, topografia e cobertura vegetal.

UVO e BRITO (1992) afirmaram que as interações complexas em todas as escalas de circulação provocam uma notável variabilidade espacial da precipitação pluvial interanual no NEB. A variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o NEB está relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosféricas de grande escala e com a interação oceano atmosfera no Pacífico e no Atlântico. Como exemplo de perturbação climática de grande escala, menciona-se o fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS), cujo impacto pode ser sentido, principalmente, pela modificação do regime e no total de

precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em secas severas, interferindo de forma expressiva nas atividades humanas. Muitas investigações científicas apontaram para a influência do ENOS e a ocorrência de eventos, simultâneos ou não, de anomalias climáticas, tais como enchentes e secas em muitas regiões da terra. Do ponto de vista meteorológico, uma condição de seca, como definida por MAGALHÃES e GLANTZ (1992) é caracterizada por acentuada redução dos totais pluviométricos anuais da região; uma “grande seca” ocorre quando os totais anuais de chuvas não atingem 50% das normais climatológicas para uma fração significativa (a metade) da área semi-árida do Nordeste. No entanto, mesmo em anos nos quais os totais pluviométricos anuais são próximos à média histórica, a distribuição temporal das chuvas durante a estação chuvosa pode afetar substancialmente tanto os recursos hídricos (a pluviometria diária é bem distribuída temporalmente que causa pouco escoamento superficial), quanto à agricultura (períodos de estiagem prolongados intercalam-se com episódios de precipitações mais intensas), também denominada de “seca verde”.

Mas afinal, o verão está dentro da sua normalidade em 2010, mesmo que se vejam tantas mortes por inundações ou por deslizamentos? A resposta é afirmativa. Sim é normal o tempo ficar bem chuvoso no Sudeste e seco no Sul e Nordeste do Brasil durante o verão. Mesmo assim, muitos concluem que as chuvas continuam matando gente. A chuva, na verdade, não consegue matar ninguém. Agora, os deslizamentos por ela ocasionados sim. No entanto, este é um problema social e não meteorológico. As pessoas sem condições de moradia adequada acabam se alojando em encostas ou próximas a margens de rios e as chuvas evidenciam a falta de estrutura dos centros urbanos. A natureza anda em seu curso, as cidades não.

No final das contas, tudo depende do ponto de vista e dos fatores associados que estamos analisando. A mesma chuva que mata para alguns, é fonte de vida para outros. É fenômeno meteorológico que faz florescer os solos, esverdear as pastagens e trazer alimento para toda uma nação, cuja base da economia está na agricultura. Nos períodos que ocorrem as cheias no NEB, as áreas urbanas são as mais afetadas, principalmente, pela falta de infraestrutura de drenagem e ocupação desordenada por falta de opção da população pobre, que constroem suas casas em áreas de várzeas, naturalmente alagáveis. Como, também, em áreas de barreiras (encostas sedimentares), passíveis de deslizamentos. No interior, o extrativismo vegetal desordenado, não sustentável (remoção da caatinga e das matas ciliares) deixa os solos desprotegidos contra as enxurradas contribuindo para o processo de desertificação, tornando o solo impróprio para a agricultura, que intensificando o êxodo rural.

A conseqüência mais danosa que os excessos de chuva são as secas, as quais assolam regularmente o NE, causando problemas sócio-econômicos, como a morte de mais de

meio milhão de pessoas entre 1877-1879 na famosa "Grande Seca". As secas causaram ao longo do tempo além das intensas migrações regionais, uma das causas da geração de bolsões de pobreza nos grandes centros urbanos brasileiros, também perdas de safras agrícolas. A chuva se torna a principal fonte de água doce para o nordeste brasileiro. Incentivos governamentais financiam a construção de cisternas, para a água de chuva coletada nos telhados. Outros projetos incluem a construção de muros de contenção ou barragens subterrâneas, que acumulam água da chuva no subsolo, além dos mais polêmicos como a transposição do Rio São Francisco.

Essas secas podem ter sido causadas pelo efeito da subsidência relacionado à intensificação da convecção tropical no Pacífico leste, combinadas às variações na TSM do Atlântico Sul. As altas pressões, anticiclone do Atlântico Sul, geradoras dos ventos Alísios de SE são responsáveis pelo transporte de umidade do oceano para o continente. Essa umidade disponível na baixa troposfera é contida por uma estabilidade atmosférica, camada de inversão psicotérmica, devido à região de subsidência em torno de 2 km sobre o NEB. O efeito tampão da camada reduz a eficiência dos sistemas convectivos ao produzirem precipitação a partir da umidade disponível nos Alísios. Durante anos de La Niña, reduzida a subsidência, do ENE apresenta situação de precipitação acima da normalidade (BERNADO, 1999; MOLION e BERNADO, 2000).

Para ROPELEWSKI e HALPERT (1987b), a existência de relações entre TSM no Pacífico central-leste e anomalias de precipitação ao redor do globo tem levado a um constante monitoramento da TSM nessas regiões visando se realizar previsões de longo prazo através de modelos climáticos e estatísticos. O norte do nordeste brasileiro (NNE) é uma das regiões onde se observam anomalias da precipitação relacionadas com os eventos de ENOS. As crescentes preocupações relacionadas às mudanças no clima, causadas por emissões antropogênicas de gases de efeito-estufa e aerossóis vulcânicos (MOLION, 1995a), provocaram a busca, para detecção de um esperado "sinal" de mudanças climáticas, nas observações por séries temporais de dados (HOUGHTON, 1996), principalmente devido aos resultados obtidos nos modelos do clima global (MCG). Sugeriu um aquecimento global e a conseqüente elevação dos níveis das marés e "inundação" das cidades litorâneas.

O conhecimento de como a variável TSM dos oceanos em torno do NEB podem influenciar a variabilidade da precipitação pluviométrica contribuiria para previsão de secas, com antecedência necessária ao planejamento e às medidas políticas. Para manter a evolução econômica, aproveitando o grande potencial agrícola e turístico de nosso Estado necessário se faz o conhecimento das interações do clima e "política da água" que garanta o fornecimento d'água, já que as chuvas são extremamente variáveis no tempo e no espaço.

OBJETIVOS

- Definir índice de Temperatura da superfície do Pacífico Equatorial;
- Testar as hipóteses de como as derivadas do índice TSM Pacífico Equatorial, quadrimestres abril a julho, poderiam influenciar a variabilidade das precipitações sobre o NEB, simultânea e em lag.
- Definir índice conjunto de TSM Pacífico Equatorial e Atlântico Sul;
- Verificar as influências conjuntas das TSM do Equatorial e Atlântico Sul nas precipitações mensais sobre NEB.

I. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1. Fenomenologia da Precipitação pluviométrica no Nordeste Brasileiro.

O NEB é uma região de características semi-áridas, apesar de existirem sub-regiões como o litoral, onde a precipitação é maior que 2000 mm por ano. Fazendo parte do ciclo hidrológico, a precipitação é produzida pela umidade existente na atmosfera que ao saturar-se, formam gotas por condensação e/ou coalescência em torno de núcleos de condensação, caindo caso sejam suficientemente pesadas em vencer a resistência do ar no interior da nuvem. A umidade pode ser deslocada para camadas mais altas da atmosfera por processos convectivos, sejam térmicos ou dinâmicos, tais com os provocados pela passagem de sistemas frontais, por perturbações ondulatórias nos Alísios (POA) dentre outras. Em média, a umidade relativa na baixa troposfera, no NEB é alta (80 a 90%), porém torna-se moderada na camada a cerca de 500 metros da superfície (50 a 60%). Essa característica da atmosfera sobre o NEB levou ARAGÃO (1976) a concluir que os altos valores de umidade na baixa troposfera sobre o NEB são garantidos, principalmente, pela presença dos ventos Alísios, que sopram durante todo o ano para o continente. Esse fato sugere que a falta de precipitação no NEB esteja relacionada com a ausência de um mecanismo dinâmico que provoque movimentos ascendentes e venha vencer a inversão psicotérmica predominante em quase todo ano e não pela falta de umidade. A mencionada inversão psicotérmica nos baixos níveis é ocasionada pelos movimentos descendentes de ar em grande escala que, por compressão adiabática, elevam sua temperatura à medida que perdem altitude.

A precipitação depende da atividade convectiva. Os mecanismos dinâmicos que são produtores dessa convecção no NEB podem ser classificados como mecanismos de grande escala, responsáveis, geralmente, pela maior parte da precipitação observada; e mecanismos de meso e micro-escalas, que completam os totais observados. Para ARAGÃO (1995) o tempo e clima no Nordeste são influenciados por pelo menos cinco diferentes sistemas de circulação atmosférica: sistemas frontais e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) associadas à circulação de Hadley, POA; brisas e vórtices ciclônicos na alta troposfera (VCAN). Os VCAN's não possuem uma região específica e podem aparecer em quase todo o NEB. As brisas junto aos ventos alísios e a ZCEN (MOLION e BERNARDO, 2002b) afetam uma faixa que vai da costa até 300 km dentro da região.

1.1. Sistemas Frontais ou Frentes Frias

Os sistemas frontais (SF) são formados quando duas massas de ar de temperatura e umidade diferentes se encontram. Formados no encontro de uma frente quente, uma frente fria e um sistema de baixa pressão no centro (ciclone), com rotação no sentido horário, no Hemisfério Sul. Este ciclone desenvolve-se a partir de uma pequena onda.

Os modelos de evolução de um ciclone podem ser: **ciclônico norueguês**, também chamado de modelo clássico e o **modelo Shapiro-Keyser**. Ambos possuem quatro estágios de desenvolvimento sendo, o primeiro, da perturbação na onda. No Modelo clássico o segundo e o terceiro consiste no estreitamento da região quente e o quarto consiste na oclusão do sistema, que caracteriza ciclones esticados em sentido meridional onde a frente fria é que domina (**Figura 1 a**).

Assemelha-se com o modelo norueguês, o primeiro modelo meteorológico usado para previsão do tempo, desenvolvido pela escola de meteorologia de Bergen em 1910. No entanto, intensos ciclones extratropicais oceânicos apresentavam alguns comportamentos diferentes, que o modelo norueguês de ciclones não suportava. Com isso, Shapiro e Keyser elaboraram um novo modelo de ciclones em 1990.

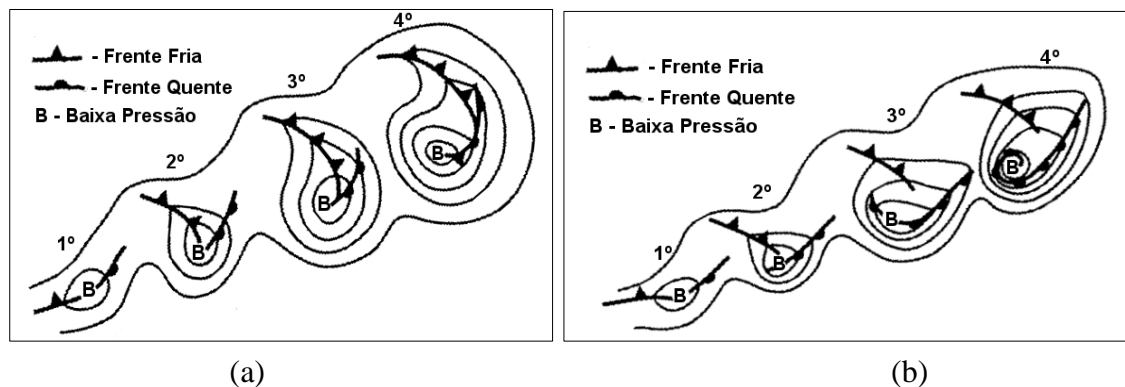


Figura 1 - Estágios de um ciclone de acordo com o modelo clássico ou Norueguês (a) e o de Shapiro-Keyser (b) em adaptação para o hemisfério sul. Fonte: SCHULTZ et al., 1998.

O modelo em (Modelo Shapiro-Keyser) basicamente tem a mesma base do modelo Norueguês, mas permite a fratura da frente fria associada ao ciclone quando o mesmo está em franca intensificação, e permite a formação de uma seclusão quente (occlusão) que é a fase madura da ciclogênese. No segundo estágio em (b) aparece um rompimento frontal, que separa a frente quente da frente fria; no terceiro estágio surge uma frente curvada à montante e uma frente que se assemelha a letra “T”, no quarto estágio há continuação da frente em forma de “T” e ocorre a exclusão do setor quente. Este modelo se caracteriza por ciclones

esticados, com a direção de seu posicionamento mais zonal, apresentando as frentes quentes como as dominantes (**Figura 1 b**).

A penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul (HS) ou seus restos entre as latitudes 5°S e 18°S são importantes mecanismos produtores de chuvas no sul do NE (SNE) e para o leste do Nordeste (ENE) como visto em KOUSKY (1979). Durante o inverno, essa penetração pode ocorrer até latitudes equatoriais, pois, nessa época, a posição média da ZCIT é em torno de 10°N. Há relatos de frentes do HS que cruzam o equador chegando até 20°N de latitude sobre o Golfo do México. Ocorre que alguns desses sistemas ou seus fragmentos podem atingir a região norte do Brasil, provocando o fenômeno da “friagem” nessa região com diminuição da temperatura da superfície em até 8°C. No sul do Brasil esses sistemas têm frequência semanal, mas somente alguns deles chegam ao norte, sendo poucos os que influenciam a parte central e leste do Nordeste (ARAGÃO, 1995).

Durante janeiro e fevereiro, a precipitação é influenciada pelas frentes frias, que podem vir também do HN chegando até 10°S (OLIVEIRA, 1986; ALVES e KAYANO, 1991). Verificaram-se forte interação e associação entre sistemas e a convecção, quando os mesmos têm boa penetração continental, que pode ocorrer preferencialmente entre 15°S e 25°S.

Kousky (1979) estudou a interação entre os SF e o NEB constando que, a variação da taxa de precipitação anual na região costeira é pequena, porém, a adentrar o continente verificou que essa variabilidade tornou-se muito maior, principalmente sobre a região do semi-árido.

Oliveira (1986) estudou a interação entre SF e a convecção tropical, sendo que nem todos os SF interagem com a mesma intensidade com a esta e que existe uma variação mensal no número desses eventos associados. No início da primavera do HS, os SF posicionam sobre a América do Sul no sentido NW-SE, gerando a Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS). A permanência da ZCAS em atividade intermitente posicionada de 12°-15°S produz a estação chuvosa do SNE, entre novembro e março. Grande parte do Estado da Bahia deve a maior parte de sua cota de precipitação a sistemas frontais que penetram no Brasil de novembro a março com pico máximo em dezembro.

1.2. Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN)

O ENE (7° a 18°S) tem seu máximo de precipitação no período de abril a julho, época em que as frentes frias são mais intensas, e que se observa uma Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN), constituindo um importante mecanismo dinâmico para a produção de chuvas sobre essa região. A ZCEN apresenta convecção rasa, com um cavado indo até 700 hPa (uma baixa nos níveis médios) cuja orientação é de NW-SE, é alimentada pela umidade do Atlântico Sul e sua atividade está relacionada às anomalias da TSM. A ZCEN se mostra de maneira fraca e descontínua em imagens de satélite nas baixas latitudes, produzindo precipitação numa faixa de até 200 km do litoral. Das duas hipóteses de sua formação, afirma a primeira que ZCEN nada mais seja que a ZCAS deslocada para latitudes baixas, já que a ZCIT começa a se dirigir para o HN a partir de abril, porém possui estrutura vertical rasa. Nesse caso, de acordo com Gan (1999), para a ZCEN se formar, seria necessário a penetração de uma frente fria ou um cavado na média troposfera para organizar a convecção tropical.

A segunda hipótese é que a ZCEN resultaria de interação da convecção tropical e convergência de umidade nos baixos níveis, pois, durante o inverno os sistemas frontais sobre a América do Sul estão, em média, mais ao norte que sua posição de verão, o centro do anticiclone do Atlântico mais longe da costa, a NW, no que resulta a intensificação do vento. O atrito diferencial do vento entre continente e oceano poderia estar mantendo a ZCEN uma vez que a componente sul do vento é mais intensa durante o inverno do HS (MOLION e BERNARDO, 2002b). Como o vento diminui para dentro da região devido ao atrito com o continente, logo, o gradiente negativo na direção x, e a vorticidade resultante tem sentido horário, ou seja, produz convergência e, pela conservação de massa ocorrem movimentos ascendentes de ar.

Considerando HASTENRATH (1985), a equação da vorticidade para a superfície é:

$$\nabla V = \frac{(\partial F_y) - (\partial F_x)}{\zeta_a}$$

Onde, a Vorticidade superficial foi dada por:

(∇V) é a divergência do vento horizontal;

F_x e F_y são as componentes zonal e meridional da força de atrito;

ζ_a É a vorticidade absoluta.

A equação é válida para condições barotrópicas, sem cisalhamento vertical e com a vorticidade absoluta constante ao longo do escoamento. Considerando um escoamento cuja componente principal da força de atrito seja, em módulo, para leste (o atrito do vento diminui da terra para o mar) enquanto F_x é zero. O termo $\partial F_y / \partial x$ será positivo e a vorticidade absoluta (ζ_a) é negativa no HS. Aplicando a equação, vemos que ∇V é negativa, ou seja, uma convergência. Como não se pode acumular massa, se produz o efeito dinâmico ascendente de ar (baixa pressão). Uma possível interação com as brisas ou frentes intensificaria o sistema o que facilitaria a produção de mais chuvas sobre o ENE durante o inverno.

Em Molion e Bernardo (2002) a área de atuação da convergência seria numa faixa litorânea relativamente estreita (100 a 200 km) na costa leste. O restante do Nordeste estaria sob o efeito do movimento subsidente, e da inversão psicotérmica associada, que ocorre sobre a maior parte do Brasil Central. Essa subsidência é produzida pelo deslocamento da Alta da Bolívia para o noroeste da Amazônia e pelo posicionamento da ZCIT mais ao norte. O mesmo efeito do atrito diferencial induziria divergência (alta pressão), considerando-se uma componente de leste (F_x) sobre a costa NNE. Nesse caso, $F_y = 0$ e $F_x < 0$ e o gradiente $(\partial F_x / \partial y) > 0$, pois diminui o módulo da componente de atrito F_x para o norte produzindo divergência. Assim, o mesmo período no NNE (ENE), abril-julho, é um período seco (chuvoso) pela intensificação da subsidência (ascendência) de ar resultante, o que está de acordo com as observações.

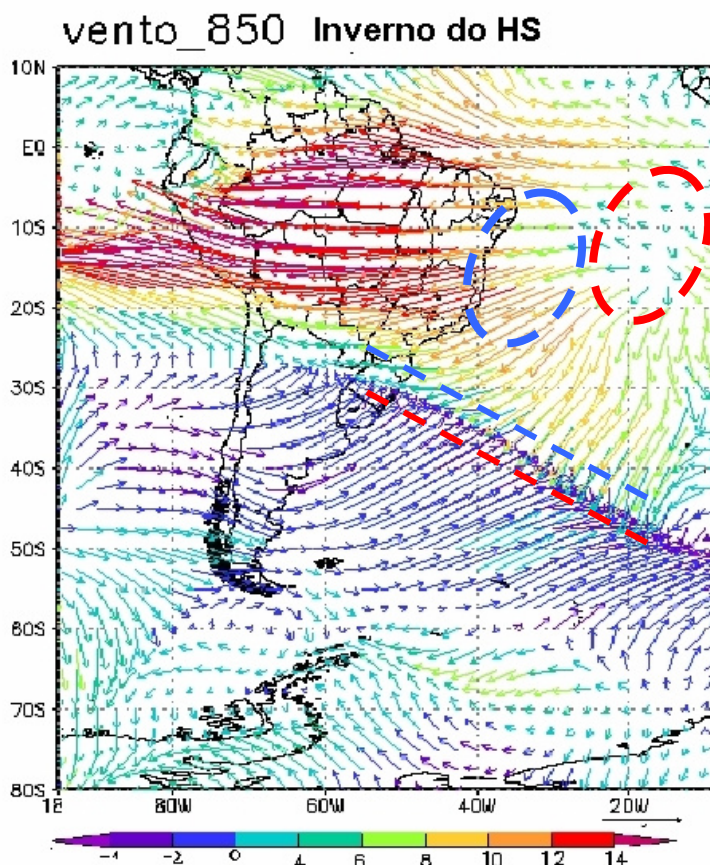


Figura 2- - Anomalia do vento em baixos níveis (850 mb) sobre a América do Sul durante o inverno. Posições do Anticiclone no verão (inverno) em traço mais ao sul (norte). Fonte: Adaptado de Foss et al. (2008).

Na **Figura 2** apresenta as anomalias do vento ao nível de 850 mb. O efeito da ZCEN poderia ser observado durante a aproximação do anticiclone durante o inverno do HS. A componente do vento paralela à costa ENE ou NNE produziria convergência no ENE ou divergência no NNE como citado anteriormente.

Zona de Convergência Intertropical - ZCIT

A ZCIT (**Figura 3**) está inserida numa região, próxima à faixa equatorial, onde ocorre a interação de características atmosféricas e oceânicas marcantes:

- zona de confluência dos Alísios (ZCA);
- zona do cavado equatorial;
- zona de máxima temperatura da superfície do mar;
- zona de máxima convergência de massa;
- zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas.



Figura 3 - Nuvens associadas à ZCIT formando uma linha através do Oceano Pacífico Ocidental. Fonte adaptada da Wikipédia.

Apesar desta interação as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude. O conjunto de características associadas à ZCIT possui um deslocamento Norte - Sul ao longo do ano. O seu ciclo tem período de um ano, alcançando sua posição mais ao norte durante o inverno do Hemisfério Sul, e a sua posição mais ao sul durante o verão deste mesmo hemisfério. Além dessa oscilação anual, a ZCIT apresenta oscilações com maiores frequências, com o período variando de semanas a dias (FERREIRA, 1996).

A ZCIT é uma extensa região de convergência dos ventos Alísios de nordeste, produzidos no anticiclone subtropical do HN, e dos ventos Alísios de sudeste, oriundos da alta subtropical do HS. Apresenta movimentos ascendentes numa faixa onde grandes aglomerados de nuvens estão presentes e se desloca no sentido para oeste. Caracterizada por uma forte convergência em baixos níveis, fazendo com que ocorra movimento vertical ascendente intenso e desenvolvimento de nuvens do tipo Cumulonimbus (Cbs). Ao subir, o vapor presente no ar ascendente, resfria por expansão adiabática, condensa, recebendo calor latente,

originando nuvens produtoras de grandes quantidades de precipitação. A faixa de aglomerados próxima ao equador é facilmente visualizada por imagens de satélite (faixa extensa e com largura de 3 a 5°) denominadas de zona de máxima cobertura de nuvens (**Figura 3**), a qual varia latitudinalmente durante todo o ano (MOLION, 2007).

Sua intensidade depende da circulação geral da atmosfera na zona do cavado equatorial, assim como, do aquecimento da superfície, pois está sobre a zona de máxima temperatura da superfície do mar. O movimento sazonal norte-sul da ZCIT, ou Equador Climático, associa-se ao mesmo movimento da região de máxima temperatura da superfície do mar e apresenta um atraso de cerca de dois meses, em média, com relação ao movimento aparente do sol, variando de 14°N (julho-agosto) a 4°S (março - abril). A posição da ZCIT causa interferência nas precipitações, tornando-as acima ou abaixo do normal durante as estações chuvosas. Em anos de La Niña, chega a alcançar os 5°S. Em anos normais, a ZCIT encontra-se mais ao norte em meados de abril.

Nobre e Molion (1988) indicaram a existência de ligação entre a ZCIT e as anomalias de chuva sobre o norte e nordeste. Em períodos de seca, a ZCIT fica bloqueada mais ao norte em relação a seu posicionamento médio, fazendo com haja movimentos descendentes sobre as regiões inibindo a precipitação. Já em anos chuvosos ocorre o contrário, a ZCIT posiciona-se mais ao sul até aproximadamente 5° S e intensifica-se com o aumento da convergência.

Nobre e Shukla (1996) afirmam que o excesso ou deficiência de precipitação ao sul do equador está associado principalmente ao tempo de incursão da ZCIT no HS. O principal fator que influencia a produção de chuvas no NEB é a posição e intensidade da ZCIT. A ZCIT pode produzir as chuvas no NNE e centro do NE, principalmente entre fevereiro e maio. Isso significa que alguns Estados do NE sofrem sua influência, **exceto** o centro-sul da Bahia e o ENE (litoral desde o Rio Grande do Norte até Bahia).

1.3. As Perturbações Ondulatórias no campo de Alísios (POAs)

Esse mecanismo de mesoescala é provocado quando frentes do HN interagem com a ZCIT quando situada mais ao sul ou quando a ZCIT está mais intensa, sobre o Atlântico ou próxima à costa da África. Em todo caso, os complexos convectivos de mesoescala (CCM), resultantes dessa interação ou da intensificação da ZCIT, podem gerar rajadas de ar descendentes mais frias (*micro bursts*). Essas rajadas atuam como mini sistemas frontais em forma de arco, responsáveis pelas perturbações no campo dos Alísios (POAs). As POAs se propagam como ondas para oeste com velocidade de 6° a 8° de longitude por dia.

Kousky et al (1984) afirmaram que se formam entre 5° e 10°S e tendo uma velocidade de 8 a 10° de longitude por dia sobre o mar. Em fase com a brisa, penetram até 300km para o continente. Em oposição como a brisa terral, muito comum à noite no litoral do ENE, pode produzir precipitações de até 50 mm/dia e rajadas de vento de até 50 km/h devido à intensificação da convergência e redução da velocidade.

Para CHAN (1990) os distúrbios do tipo ondas nos ventos Alísios, predominantes no Atlântico Sul, associados às formações de aglomerados de nuvens convectivas que se propagam de leste para oeste, têm sido vistos como um dos principais fatores causadores de precipitação no ENE.

Yamazaky e Rao (1977) analisaram imagens de satélites de órbita polar para as faixas 5° a 10°S e 10° a 15°S e concluíram que as perturbações ondulatórias poderiam ser uma das causas de chuvas no ENE. Assim, as POAs provocariam precipitação ao longo do litoral de 5° a 13°S (leste do Rio Grande do Norte até o nordeste da Bahia) durante o período de maio a agosto. A velocidade média de propagação desses sistemas seria de aproximadamente 1100 km por dia. As POA parecem influenciar áreas costeiras e não avançam para o interior da região. No INFOCLIMA (2004), durante o mês junho de 2004, foram observadas fortes chuvas no ENE. A formação de aglomerados de nuvens e a intensificação da alta pressão subtropical do Atlântico Sul foram favoráveis à ocorrência de chuvas acima da média histórica em toda a faixa ENE. As entradas de aglomerados de nuvens associadas a distúrbios de leste produzem totais que ultrapassaram 300 mm por dia. Na cidade de Maceió, o total acumulado foi igual a 653,6 mm, sendo a média climatológica igual a 298,3 mm para o mês de junho.

A aproximação de sistemas frontais do HS pode provocar aparecimento de linhas de instabilidade, que se propagam à jusante e paralela aos mesmos. Essas têm velocidade

horizontal da mesma ordem que as POAs (10° de latitude por dia), produzindo totais pluviométricos de 50 mm e rajadas de vento maiores que 100 km/h, com maior frequência de abril a julho.

1.4. Efeitos de brisas e convecção local

Durante as primeiras horas da manhã o continente se aquece mais rapidamente que o oceano, e se estabelece um gradiente térmico de mais ou menos $1^\circ\text{C}/20\text{ km}$ com temperaturas mais elevadas sobre o continente. A diferença entre os fluxos de energia provenientes do continente-oceano para a atmosfera e assim, causa gradientes de pressão em alguns níveis acima da superfície, impulsionando o movimento. Esse movimento faz com que haja divergência e convergência na atmosfera próxima e assim, cria-se uma célula de circulação. Como o continente aquece-se mais rápido que o oceano fazendo com que o ar sobre o continente se expanda mais rápido do que o ar sobre o oceano, esse gradiente gera uma circulação rasa (campo de vento), com o ar subindo sobre o continente. A baixa pressão resultante, advectiona ar marinho sobre o continente, cuja componente se soma ao vento Alísio dominante e o intensifica.

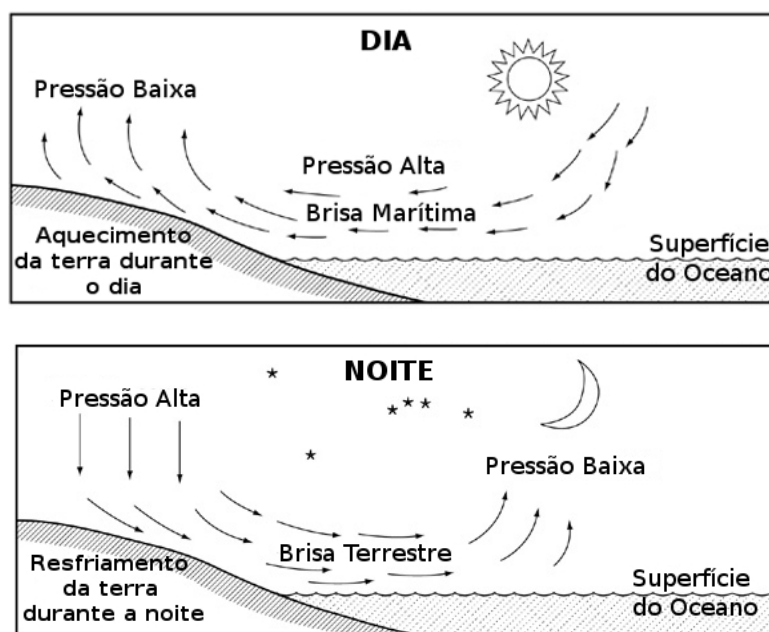


Figura 4 - Esquema da brisa marítima durante o dia e da brisa terrestre em direção ao oceano, durante a noite. Fonte: NDU

À noite o oceano se mantém mais aquecido que a terra e, assim, o gradiente se inverte, com o ar subindo sobre o mar, o que resulta na criação de um gradiente horizontal de

pressão. Produz-se uma componente de vento oposta aos Alísios, que pode até causar calmaria entre 23:00 a 01:00h da manhã. O vento resultante, caso a componente seja maior que os Alísios, é conhecido como brisa terral. Na região de convergência, Alísio/terral, sobre o oceano, provocam pequenos e médios totais pluviométricos durante a noite, e nas primeiras horas da manhã. Cerca de 20% a 40% do total pluviométrico do ENE é devido às influências de meso escala, tais como as brisas, POAs ou linhas de instabilidade (MOLION, 2007).

Kousky (1980) mostrou que o ENE tem um máximo noturno na precipitação associada com a brisa terrestre é mais do que 50% da precipitação dessa região cai à noite. Que a provável causa disso é a formação de uma zona de convergência entre a brisa terrestre e o fluxo dos Alísios de sudeste, ligado ao fato de que a brisa terrestre tende a se intensificar durante o outono/inverno austral, época com maior contraste de temperatura entre terra-mar. Durante o dia, a brisa marítima não produz convergência, ela se soma aos Alísios e leva a umidade para o interior, alcançando uma distância de 200 a 300km, restando à orografia modular a produção da precipitação.

A convecção local ocorre devido ao aquecimento da superfície e a convergência de umidade transportada pelos Alísios, produz pequenas nuvens rasas (topo quente) de baixos totais pluviométricos, no entanto, muito importantes para o semi-árido. Bernardo (1999) verificou que 56% das chuvas diárias no ENE apresentaram totais inferiores a 5 mm, ou seja, produzidas por nuvens de pequeno porte, o que caracterizaria uma precipitação de nuvens rasas. Maior aquecimento provoca intensificação da convergência e a convecção local que, embora produza pequenas células de chuva e baixos totais pluviométricos, não deve ser desprezada por constituir-se um mecanismo muito importante para a vida do semi-árido. Esse tipo de precipitação ocorre em todos os meses, porém pode ser inibida pela subsidência associada à circulação de grande escala.

1.5. Vórtices Ciclônicos nos Altos Níveis (VCAN)

Outro sistema atmosférico responsável por uma parcela da precipitação sobre o NEB, mas sem uma região específica de ocorrência, são os ciclones da alta Troposfera também chamados de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), baixas frias, que se formam na alta troposfera sobre a região. A **Figura 5** é uma carta de linhas de corrente e vorticidade relativa em 200 hPa, para o mesmo dia, onde podem ser observados dois centros, um com vorticidade anticiclônica (Alta da Bolívia), em cerca de 18°S e 53°W, e outro com vorticidade ciclônica (VCAN) em 18°S e 19°W. A divergência em altos níveis, associada à Alta da Bolívia, foi intensificada com a entrada do Sistema Frontal do HS em 25°S.

Período de formação ocorre de novembro a março, com frequência máxima em janeiro devido ao pico do inverno no HN. Tem como condições necessárias a presença de SF do HS presente em baixas latitudes; Sistema frontal do HN próximo às latitudes equatoriais e a Alta da Bolívia intensa e posicionada no oeste/centro-oeste do Atlântico Sul.

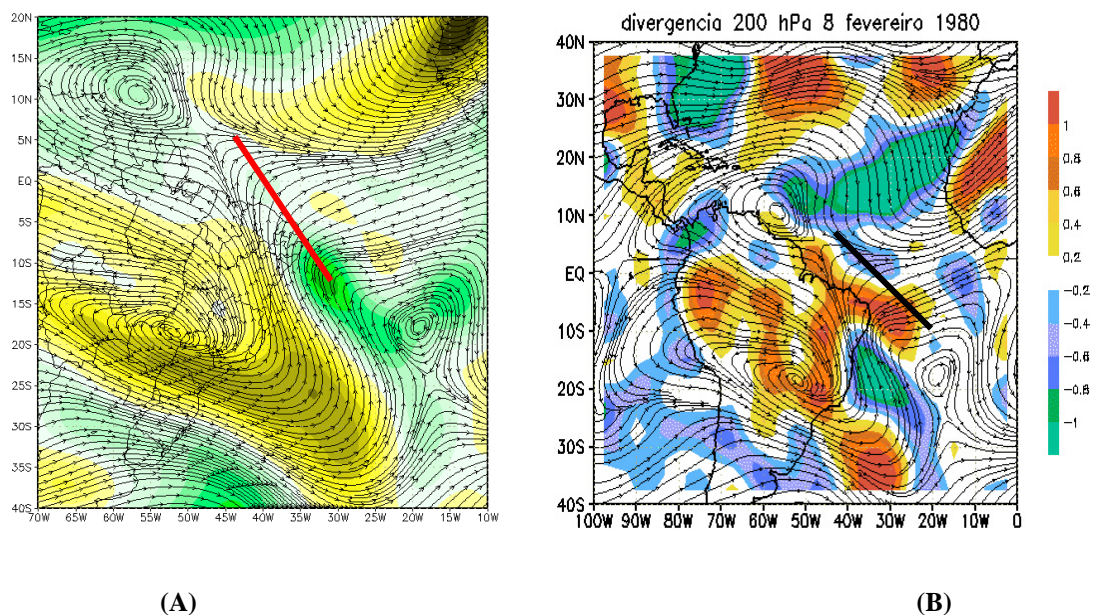


Figura 5 – (A) Linhas de corrente e vorticidade em 200 hPa para o dia 8 de fevereiro de 1980. (B) Linhas de corrente e divergência em 200 hPa. Fonte: Adaptado de MOLION et al (2006).

Dean (1971) observou que os VCAN entre 300 e 200mb estariam relacionados à circulação geral da atmosfera, e que a posição média do centro do vórtice é ao longo da costa do NEB. Para ARAGÃO (1995), trata-se de uma circulação ciclônica com o centro do vórtice, mais frio que a periferia, apresentando movimento vertical descendente. Com efeito, a região central do VCAN apresenta céu claro e sem chuva, enquanto sua periferia é submetida a

grandes totais pluviométricos. Esses vórtices podem aparecer nos altos níveis, mas sem causarem precipitações significativas, porém, quando se estendem desde 700mb até pelo menos 300mb (9 km) há o aparecimento da precipitação. Geralmente, o ramo ascendente oeste é o que produz mais precipitação sobre o NEB.

A deformação nas linhas de corrente da **Figura 6a** geraram um cavado em altitude e respectiva região de baixa pressão inicial. Na área do cavado, há a aproximação das isóbaras. Desta maneira, três processos podem ocorrer na área de máxima aproximação das isóbaras: aumento, redução ou estabilidade na velocidade dos ventos. Como o aumento e a redução necessitam de trabalho, a atmosfera tende a executar os processos mais simples e prefere manter a velocidade. Como na região do estrangulamento há convergência de massa, a atmosfera tende a deslocar o excesso dessa massa para outros níveis, por exemplo, os inferiores (já que o ar neste nível é mais frio e tende a descer). Em contrapartida, na região de divergência, o nível superior necessita de massa para compensar, ou seja, adquire dos níveis inferiores. Está feita a conexão com a superfície (**Figura 6c**): na área de divergência em altitude, haverá uma região de convergência em superfície, ou seja, uma alta pressão fria. Já na área de divergência em altitude, haverá uma região de convergência em superfície, ou seja, uma baixa pressão quente. Na região da alta, o ar tende a escoar do centro para a periferia e fortalece o setor frio da Frente Fria. Na região da baixa, o ar tende a escoar da periferia para o centro e enfraquece o setor quente da Frente Quente, mas fortalece a circulação ciclônica.

O ar em altitude permanece escoando paralelo às isóbaras e cruza as isotermas, pois o deslocamento foi demasiadamente acelerado para haver equilíbrio térmico. Então, verifica-se que na região de convergência haverá deslocamento de ar de setores mais frios para setores mais quentes, ou seja, transporte de ar frio (advecção fria). Em contrapartida, no deslocamento da região do estrangulamento para a região de divergência haverá transporte de ar quente (advecção quente).

Depois de muitas horas, quando ocorre a oclusão (**Figura 6c**), há o máximo desempenho do processo ciclogênético e a tendência é a formação do ciclone e desprendimento das frentes em superfície, enquanto o vórtice se estrutura como uma formação tubular por todos os níveis da troposfera, elevando o setor quente capturado. Quando o centro de baixa consegue se propagar totalmente pela troposfera, o ciclone tenderá ao enfraquecimento, já que passou para a fase barotrópica (as isóbaras e isotermas não se cruzam, ou seja, não há mais troca de energia) e teremos uma baixa tanto em superfície como em altitude.

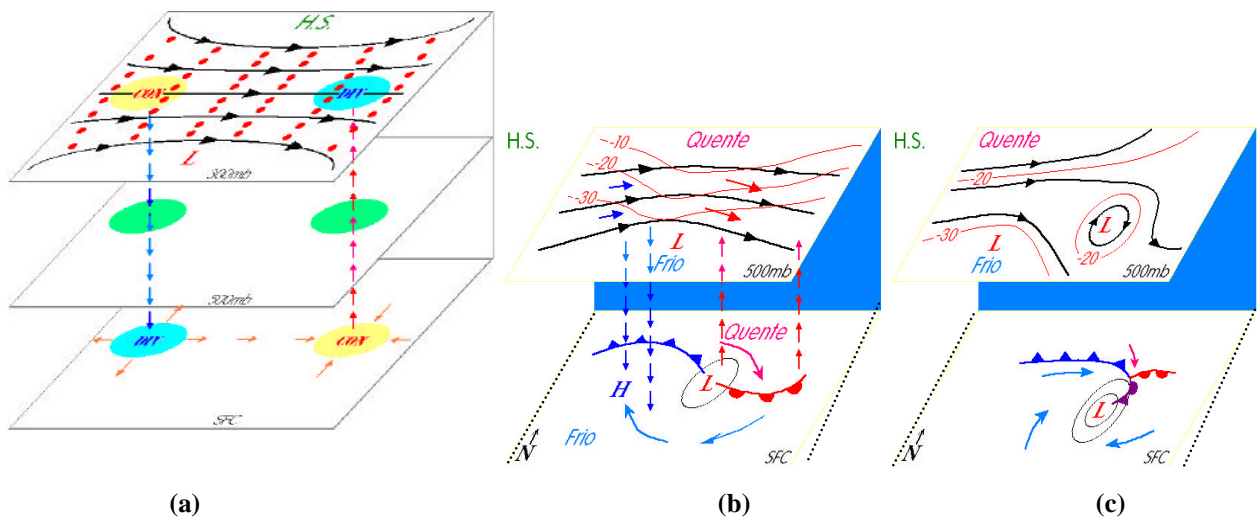


Figura 6 – Níveis de pressão com onda curta que gerou um pequeno estrangulamento nas linhas de pressão gerando Divergência à jusante (leste) em altos níveis (a); cavado em altitude e respectiva região de baixa pressão (b) e formação do ciclone e desprendimento elevando o setor quente capturado (c). Fonte: FELICIO, 2009.

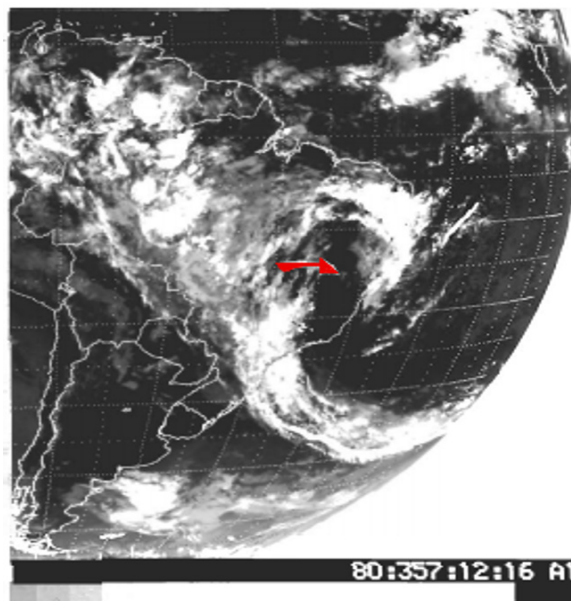


Figura 7 - VCAN de origem tropical sobre o NEB observado na imagem do satélite GOES, dia 22 de dezembro de 1980 às 12:16 TMG, a seta vermelha indica possível localização do centro da baixa fria. Nebulosidade, ao norte e a leste do centro, associada à baixa. Fonte: GAN, M. A., (1983).

Kousky e Gan (1981) afirmam que os VCAN originados nas baixas latitudes, estão em torno de 600 mb, podendo permanecer nos trópicos por longos períodos, geralmente, se intensificando, quando de passagem para as latitudes mais altas. Os VCAN podem estar associados a frentes sobre o ENE, durando até 4 a 6 semanas. A passagem de um sistema frontal, oriundo das latitudes subtropicais, provoca forte advecção de ar quente, podendo

amplificar a crista em altos níveis. Como a vorticidade absoluta se conserva, o cavado a sua direita (leste) também é intensificado, formando um ciclone da alta troposfera. Esses vórtices ocorrem durante a estação seca, preferencialmente entre os meses de novembro a março, sendo janeiro o mês de maior frequência. Devido à temperatura do ar no centro do vórtice ser mais baixa do que na área circunvizinha vem à denominação de baixa fria (**Figura 7**).

Molion et al (2006) analisou um sistema combinado que provocou as chuvas superiores a 150 mm/dia, em vários postos pluviométricos do Brasil Central e Leste da Amazônia, e acumulados de 10 dias (7 a 16 do mês) superiores a 800mm, mostrado na imagem do canal infravermelho do satélite GOES para o dia 8 de fevereiro (**Figura 8**). A frente fria do HS alimenta o VCAN pelo ramo direito, enquanto a frente do HN perturba os Alísios de SE que alimenta o ramo direito do VCAN. Os totais gerados pela atuação conjunta da passagem de uma crista e cavados bem amplificados no Hemisfério Norte, possivelmente associados à passagem de um sistema frontal, aparente no canto direito superior da Figura 8 sobre o oeste da África e Atlântico Norte e de um SF do HS, com uma inclinação NW-SE, cruzando a costa em 25°S. Também houve atuação de um VCAN (**Figura 5A**) próximo à costa do Nordeste, além de restos de outro sistema frontal sobre o Atlântico Sul. A ação da crista e do cavado sobre o Atlântico Tropical Norte, próximo ao norte da América do Sul, é mostrada na **Figura 5B**, em que se nota a convergência em altos níveis entre o eixo da crista e do cavado, que ocasionou movimento subsidente nessa região. Divergência em altos níveis sobre grande parte da América do Sul, que favoreceu os movimentos ascendentes, foi consistente com a atividade convectiva visualizada pela nebulosidade na imagem da Figura 8.

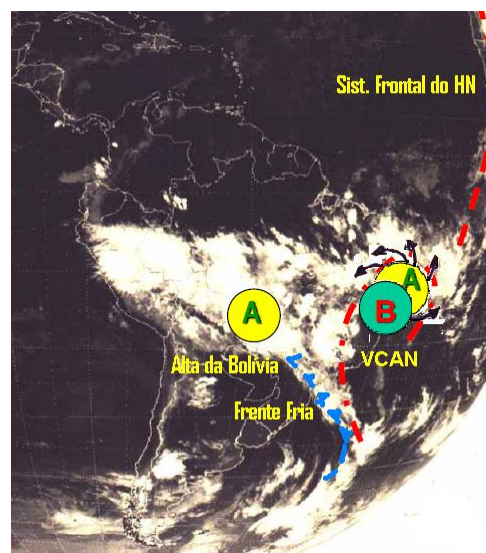


Figura 8 - Imagem no canal de radiação infravermelha do satélite GOES para o dia 8 de fevereiro de 1980. Fonte: Adaptado de MOLION et al (2006).

2. Variabilidade Climática do Nordeste do Brasil

2.1 A questão da Semi-Aridez do NEB.

Nobre e Molion (1988) sugeriram que a semi-aridez do NEB é devida à adjacência à Região Amazônica, onde ocorrem amplos e intensos movimentos convectivos. O ar, que ascende sobre a Amazônia, adquire movimento anticiclônico nos altos níveis (alta da Bolívia), divergindo e parte dele, desloca-se para Leste, criando o ramo descendente e uma forte inversão dos Alísios. A subsidência se estende desde o Atlântico Sul até mais a oeste, sobre a Amazônia (**Figura 9**). Hastenrath (1985) mostrou que, no verão, o centro de subsidência está a 33° S; 0° quase na costa da África, deslocando-se no inverno até 27°S-15°W na direção SE-NW. Quando está mais próximo do Brasil, todo o Centro Oeste, o sul da Amazônia e o NEB, com exceção da costa do ENE, apresentam o período mais seco do ciclo anual.

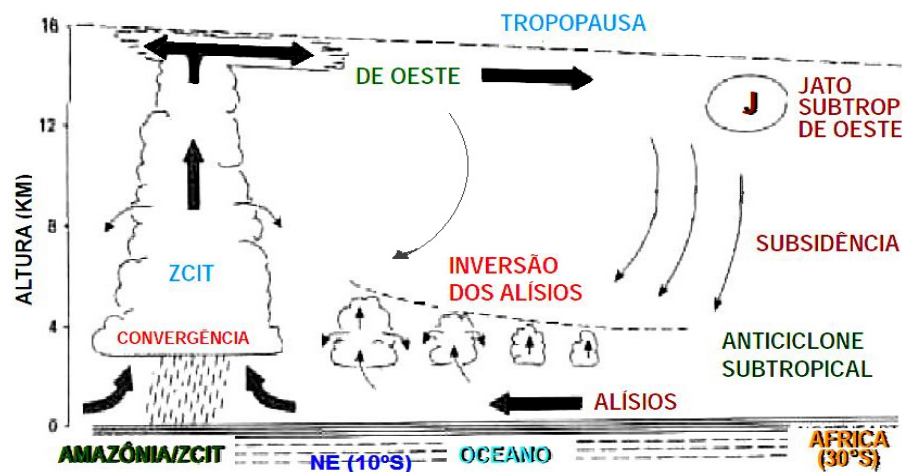


Figura 9 – Circulação de Hadley-Walker e a Inversão sobre os ventos Alísios.

Fonte: MOLION (2007).

Moura e Shukla (1981) mostraram que a precipitação do NEB, em anos secos, é correlacionada com as anomalias da TSM do Atlântico nas áreas sul e norte deste. Segundo eles, um ramo ascendente estaria a 10° norte e o ramo descendente sobre o NEB. Marques et al (1983) verificaram que as maiores diferenças entre as estações seca e chuvosa, com relação ao transporte de vapor d'água, estariam na troposfera ao norte e ao sul sob o NEB, porém não haveria diferença de vapor na baixa troposfera entre as duas estações. Parece, então, que as mudanças na posição da ZCIT e penetração de frentes frias do HS são os norteadores desse fluxo de vapor d'água da alta troposfera, mas que na baixa troposfera ele é constante. Assim,

o NEB fica dependente de fenômenos transientes, como perturbações ondulatórias ou frentes, capazes de manter a convecção úmida e de romper inversão psicrotérmica, de modo a elevar a umidade suficientemente alta para que haja saturação e precipitação pluvial.

Gomes Filho (1979), que utilizou a hipótese do feedback biogeofísico, proposta por J. G. Charney em 1975, na qual superfícies semi-áridas (desertos) possuem alto albedo, refletem mais radiação solar que as áreas vizinhas e apresentam uma coluna troposférica relativamente mais fria. Por haver compensação termodinâmica, o ar desce e se aquece por compressão adiabática, contribuindo também para a intensificação da camada psicrotérmica, acerca de 2 km de altura sobre a região. Seria mais um motivo para a inibição das chuvas, particularmente no inverno, período em que o centro da Alta do Atlântico Sul está próximo da região. Todo o NEB sofreria essa influência, exceto o ENE, que está sob a ação da ZCEN, seu período mais chuvoso (**Figura 10**).

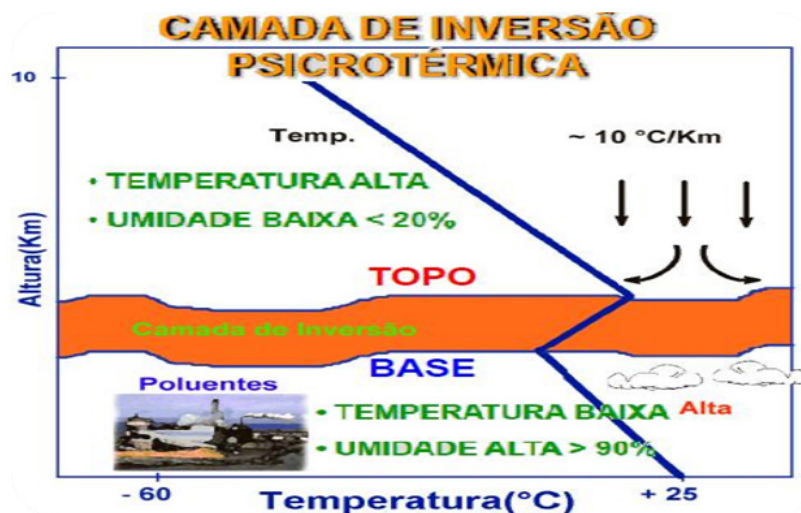


Figura 10 – Esquema de formação da camada psicrotérmica segundo GOMES FILHO, 1979. Fonte MOLION (2007).

2.2 Variabilidade interanual da precipitação do NEB.

A atuação dos fenômenos anteriormente citados sobre o NEB pode variar de ano para ano, dependendo da circulação geral da atmosfera (CGA) e que, no ENE, os fenômenos de mesoescala produzem precipitação em até 40% dos casos. Consideremos também, que as interdependências climáticas entre diferentes partes da Terra, ou seja, as teleconexões podem influenciar o comportamento de tais precipitações, tendo como foco principal, o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), como também, mecanismos externos ao sistema terra-atmosfera-

oceano, como no caso das manchas solares ou por erupções vulcânicas (MOLION e BERNARDO (2002); MOLION (2005)).

A Terra apresenta uma proporção de 29% de continentes e 71% de oceanos em sua superfície. Considerando que a atmosfera terrestre é aquecida por baixo, devido a sua transparência à Radiação de Ondas Curtas (ROC), assim, os oceanos constituem uma condição de fronteira inferior de grande importância para os processos atmosféricos, em particular o Oceano Pacífico correspondente a 30% da superfície terrestre. Alterações nas configurações da temperatura da superfície do mar (TSM), que persistam por um tempo suficientemente longo, certamente devem causar um forte impacto no clima. Existem fenômenos oceânicos capazes de interferir significativamente no clima global, como por exemplo, os El Niños, fenômeno oceânico caracterizado pelo aquecimento das águas do Oceano Pacífico Equatorial. Apresenta duas fases: fase quente e uma fase fria, denominada La Niña. O El Niño (fase quente) ocorre com uma frequência variável de 3 a 7 anos, e dura cerca de 6 a 18 meses. As anomalias de TSM influenciam a atmosfera sobre elas e modifica o campo de pressão na direção leste-oeste, originando o fenômeno atmosférico denominado Oscilação Sul (OS) que, por sua vez, modifica a CGA tropical e interfere no clima global por meio de teleconexões.

Cane e Trenberth (1992) entendem o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) como um fenômeno de escala global associado a um forte e complexo acoplamento oceano-atmosfera, o qual surge sobre a bacia do Oceano Pacífico Equatorial. Tem como componente oceânica o El-Niño, relacionado ao aquecimento anômalo das águas próximas à costa do Equador e Peru, e, como componente atmosférica, a Oscilação Sul, relacionada com as variações no campo de pressão atmosférica entre o Pacífico Ocidental (Estação de Darwin) e o Pacífico Centro-Leste (Taiti). A diferença entre as pressões atmosféricas normalizadas nestas estações fornece um índice denominado de índice de Oscilação-Sul (IOS). O IOS negativo representa a situação de El Niño. Durante os episódios de El Niño, as regiões aquecidas do Pacífico fazem com que haja um deslocamento do ramo ascendente da circulação de Walker para leste. Ocorre uma diminuição da pressão da superfície sob o ramo ascendente. Os ramos descendentes dessa circulação anômala são encontrados sobre a Indonésia, a Amazônia e Atlântico equatorial, provocando uma anomalia positiva na pressão. Considerando que mudanças de precipitação ocorrem inversamente às da pressão, se observam chuvas acima da média na região centro-equatorial do Pacífico e redução a oeste do Pacífico.

Ornelas (1997) verificou que os El Niños no seu estágio maduro apresentam: anomalias de Pacífico Leste e Pacífico Equatorial acima da média climatológica maiores que $0,4^{\circ}\text{C}$; convecção intensa e persistente sobre o Pacífico Equatorial Leste; alísios fracos sobre o Pacífico Equatorial; e jato Subtropical intenso sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Verificou, ainda, que o fenômeno 1997 indicou que a situação inicial semelhante a aquela de 1982/83 (**Figura 11**). Quando o fenômeno se apresenta totalmente configurado traz as seguintes conseqüências para o Brasil: redução das chuvas sobre o Nordeste Brasileiro, principalmente sobre o setor norte (estação chuvosa: fevereiro a maio); aumento das chuvas sobre a Região Sul durante dezembro, janeiro e fevereiro; inverno mais quente sobre parte da Região Sul e Região Sudeste; e ventos fortes em altos níveis sobre as Regiões Sul e Sudeste do País.

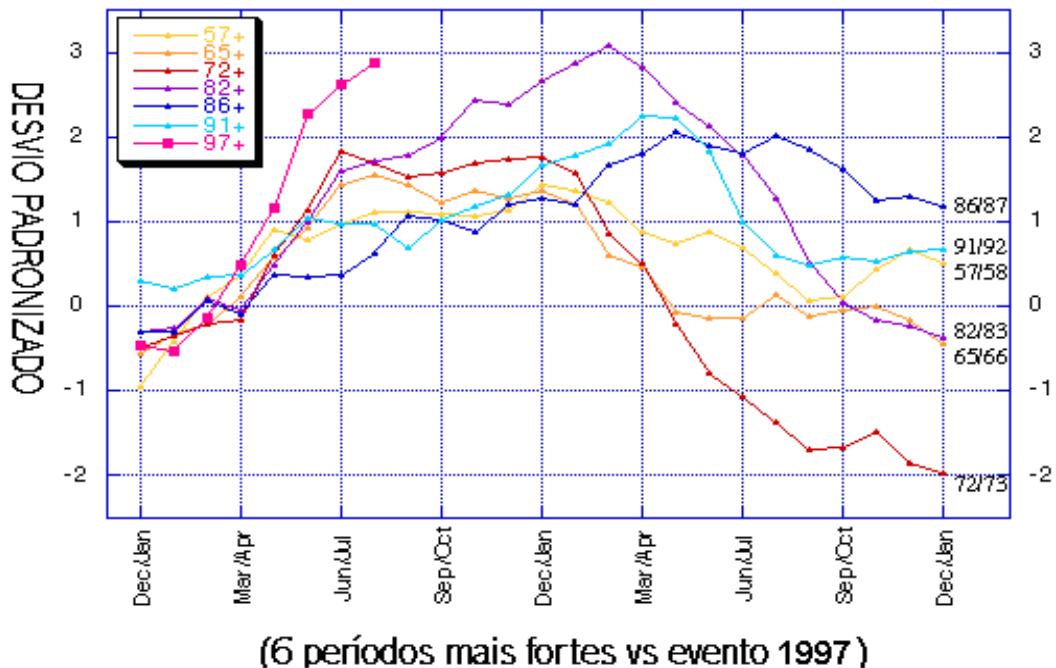


Figura 11 – Índice multivariável de ENOS. Fonte ORNELAS (1997).

Quinn et al. (1978) mostraram que o tempo médio entre episódios de El Niños sucessivos é de 3,2 anos, porém até 12 anos pode separar dois episódios fortes. Que este se inicia quando as anomalias mensais médias da TSM estão maiores que $+0,5^{\circ}\text{C}$. Geralmente, o fenômeno atinge sua máxima intensidade nos meses de dezembro e janeiro, enfraquecendo na metade do ano posterior.

Segundo KOUSKY et al (1984), durante anos de El Niño, a precipitação aumenta na costa do Peru, uma vez que essa região está sob influência direta das anomalias positivas de TSM no Pacífico leste. Por hipótese, para o NEB, uma condição de Índice de Oscilação Sul (IOS) maior que zero representa um El Niño (anomalia positiva da TSM no Pacífico Sul) que, por sua vez, produz um estado de seca no NE. Mais recentemente, as observações no CPC (2007) mostram que os eventos de ENOS apresentam fortes impactos no clima global e que, em sua fase quente, causam secas nas regiões tropicais e excesso de chuva fora dos Trópicos, sendo o oposto na fase fria.

Kane (1993) mostrou que não existe correlação significativa entre evento de El Niño/Oscilação Sul (ENOS) e a variabilidade de chuvas nordestinas

Alves et al (1997), utilizando as definições de ROPELEWSKI e ALPERT (1987a), chamando de anos (0) para aqueles com ENOS em fase madura e de anos (+) para os ENOS em dissipação, investigaram essas fases de ENOS em relação aos anos secos, normais e chuvosos no ENE, mostraram que os sistemas atmosféricos causadores de precipitação no ENE podem não sofrer influências diretas dos processos decorrentes dos eventos de ENOS. Apesar dos meses de abril, maio, junho e julho (AMJJ) terem apresentado um maior número de anos considerados secos, observaram que, mesmo para esses anos, o desvio padrão médio foi de apenas 0,5 ao longo do ENE (ALVES et al. 1997). Que o resfriamento ou aquecimento das águas do Pacífico equatorial afeta o volume das precipitações observadas sobre o setor centro-norte do Nordeste do Brasil (NEB), especialmente em sua quadra chuvosa (fevereiro a maio). Mas que, não há evidência sólida quanto ao efeito do fenômeno ENOS sobre o ENE, área que engloba a maior parte de Alagoas e Sergipe. Focalizando o período chuvoso dessa área, que abrange de maneira geral, os meses de abril a agosto, o fenômeno ENOS não causa mudanças visíveis no regime pluviométrico dali, já que os desvios de precipitação normalmente se encontraram em torno da climatologia para aquela área (ALVES et al., 1997). Igualmente RAO et al. (1993) chegaram ao mesmo resultado, só que pela correlação entre a precipitação do ENE e o IOS.

Pontes da Silva et al. (2008) observaram a relação estudada entre o volume pluviométrico observado no período chuvoso dos anos de 2003 a 2006 no Estado de Alagoas e o fenômeno ENOS. Atuante naquele período deixou claro que os eventos quentes (El Niño) não afetaram diretamente o regime de chuvas daquela área, o qual apresentou valores que se encaixam próximo à normal climatológica. A análise mostra que não existiu uma relação direta entre o período chuvoso de Alagoas e a fase quente do fenômeno ENOS, já que o

desvio de precipitação observado na maior parte do Estado ficou em torno da normal climatológica em todos os anos pesquisados.

Outros fatores moduladores da precipitação de origem externa ao sistema poderiam potencializar a atuação dos ENOS. A questão seria então, combinar os eventos de ENOS com outros fatores da mesma forma intensificadores das condições de seca no NEB.

A estabilidade do clima depende basicamente do equilíbrio radiativo do sistema terra-atmosfera-oceano, ou seja, o fluxo de radiação solar, ou radiação de ondas curtas (ROC), absorvido pelo Planeta deve ser igual ao de radiação infravermelha, ou radiação de ondas longas (ROL), emitida pela superfície para o espaço exterior, de modo que o fluxo radiante que entre seja igual ao que sai a uma dada temperatura. Já o albedo planetário, razão entre a ROC e a ROC refletida é fator no equilíbrio radiativo, pois quanto mais albedo menos energia fica no sistema. Ainda, a presença da atmosfera com gases semipermanentes (75% de N₂ e 20% de O₂) transparente ao ROC e de gases variáveis (4% de Vapor d'água, maior que 0,04% de CO₂, CH₄ e O₃ estratosférico) que reduzem a saída de ROL, o chamado efeito estufa, garante que a temperatura de equilíbrio seja bem maior. Agora, considere que as erupções vulcânicas explosivas lançam grandes quantidades de aerossóis na estratosfera, que é uma camada muito estável. Se o material é rico em dióxido de enxofre (SO₂) o qual se hidrata formando gotículas de H₂SO₄ aumentam o albedo planetário e podem causar resfriamento significativo durante décadas. O efeito de uma erupção é sentido rapidamente em curto prazo. A seca de 1993 foi considerada por RAO et al (1993) uma das mais severas do século XX, podendo ser comparada às de 1915 e 1958. Foi atribuída, segundo especialistas, ao evento de ENOS moderado de 1992/93. Porém, o evento de ENOS mais forte do século XX só ocorreu entre 1997/98 e não produziu seca com a mesma intensidade. A questão é que em 1992/93, ao nível global, aerossóis vulcânicos estavam presentes na estratosfera e segundo MINNIS et al. (1993), usando dados de satélite ERBE, mostraram que a erupção do Pinatubo (Filipinas) ocorrida em junho de 1991, fez com que o albedo planetário aumentasse 50%, sua máxima intensidade, diminuindo a entrada de ROC no sistema. Durante vários meses reduziu de 10 a 15 Wm⁻² o saldo de radiação planetário Tropical, reduzindo a temperatura média Global em apenas 0,5°C devido à grande capacidade térmica dos oceanos. Molion (1995a), estudando os eventos dos dois últimos séculos, mostrou a coincidência que existe entre grandes erupções vulcânicas, secas e eventos de El Niño. Portanto, outro provável mecanismo produtor de secas é o albedo planetário, que devido à presença de aerossóis, resfria toda a coluna troposférica, criando uma alta pressão e subsidência, e reduz a evaporação do

Atlântico e a convergência de umidade sobre a Amazônia e NEB. Com a troposfera mais fria e seca, ou seja, mais estável, a convecção e a produção de chuvas são reduzidas. O autor atribuiu a severidade da seca de 1992/93 à grande erupção vulcânica ocorrida alguns meses antes. As erupções vulcânicas foram significativamente menores entre 1916-1962, do que no período após 1962, ejetando, assim, menos material particulado na atmosfera tornando-a, nesse período, mais transparente. Com a atmosfera menos refletiva, um menor albedo planetário, ou seja, uma maior absorção da energia solar radiante é verificada. Logo, as taxas de evaporação seriam bem maiores que as atuais, sobre os 71% da superfície do globo coberta por oceanos. Assim, a redução dos aerossóis teria provocado, nesse período, mais precipitação e aquecimento global, pois o vapor d'água é o principal gás de efeito estufa.

O Sol é a principal fonte de energia para os processos físicos que ocorrem na atmosfera. Porém, sua produção de energia denominada “constante solar”, em média 1368 Wm^{-2} , não é propriamente constante. Observações recentes, feitas por satélites em apenas dois ciclos de manchas solares de 11 anos, sugerem que sua produção possa variar de 0,2% pelo menos, ou seja, $2,7 \text{ Wm}^{-2}$ dentro de um ciclo.

2.3 Variabilidade Interdecadal das TSM e a Precipitação

Em 1997 pesquisadores da Universidade de Washington detectaram um fenômeno de oscilação no padrão do comportamento climático sobre o Oceano Pacífico que parecia obedecer a ciclos de 20 a 30 anos. As temperaturas da superfície do Oceano Pacífico apresentam uma configuração com variações de longo prazo, semelhante aos El Niños (só que com duração de 6 a 18 meses), as quais foram denominadas de Oscilação Decadal do Pacífico - ODP (MANTUA et al., 1997). Da mesma forma que o El Niño, a ODP apresenta duas fases. A fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e ao longo da costa oeste das Américas e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios (**Figura 12a**). Na fase quente da ODP (**Figura 12b**) ocorre o inverso, com anomalias de TSM negativas no Pacífico Extratropical. Não se sabe, ainda, qual é a causa da ODP, principalmente, pela incapacidade técnica em estimar, com precisão suficiente, o transporte de energia pelas correntes oceânicas, tampouco seus impactos sobre o clima. Que as estimativas modernas de transporte sugerem que metade do transporte é feito pela atmosfera e a outra metade pelos oceanos, porém com uma incerteza de 30%, o que é inviável quando se discute variabilidade climática, particularmente a regional.

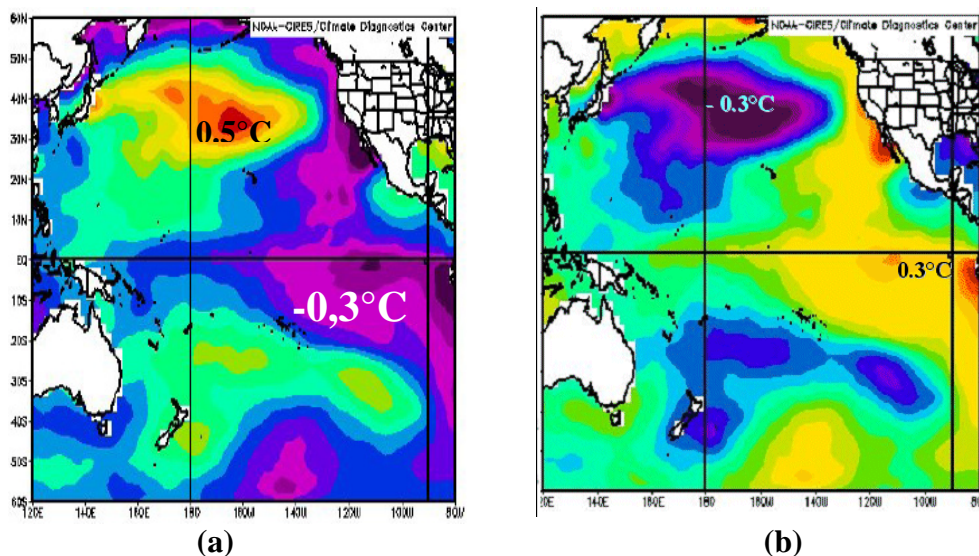


Figura 12 - Área de atuação da Oscilação Decadal do Pacífico (a) fase fria e (b) fase quente.

Fonte de dados: ESRL/PSD/NOAA em MOLION, 2008.

A reconstrução dos dados de TSM do Pacífico no Século XX (**Figura 13**) mostrou que a ODP apresentou pelo menos duas fases quentes distintas, uma entre aproximadamente 1925-1946 e outra entre 1977 e 1998, e uma fase fria entre 1947 e 1976.

Considerando que a atmosfera é aquecida por baixo, ou seja, pela superfície terrestre, que o Pacífico ocupa 35% dessa superfície e, ainda, o longo tempo de duração de cada fase da ODP, essas oscilações devem impor um sinal no clima global que seja detectável nas análises. A hipótese utilizada é que o Pacífico, e sua ODP, sejam um dos principais controladores internos do sistema climático na escala interdecadal e que essa oscilação explique parte da variabilidade climática observada nos últimos 100 anos (MOLION, 2008).

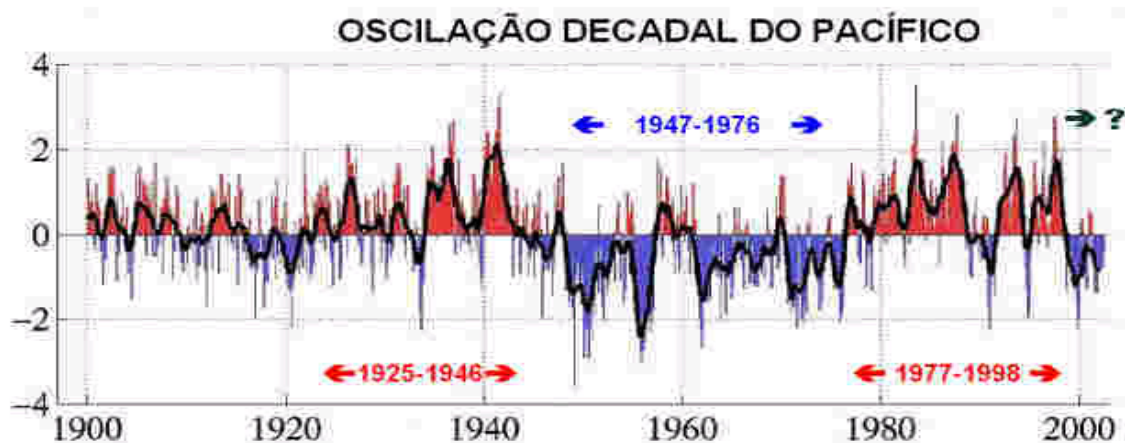


Figura 13 - Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (Adaptada de MANTUA et al, 1997).

Na **Figura 13** Mantua et al (1997) mostraram as anomalias da temperatura média global em função do tempo. Observa-se que a temperatura média global aumentou cerca de $0,4^{\circ}\text{C}$ durante o período da fase quente da ODP (1925-46). Uma análise dos ciclos de 11 anos de manchas solares revelou que, simultaneamente, o número máximo de manchas aumentou entre 1920 e 1957, indicando que houve uma maior atividade solar durante esse período. No período subsequente (1947-76), que coincidiu com a fase fria da ODP e maior frequência de eventos La Niña, as anomalias da temperatura média global apresentaram um decréscimo aproximado de $0,2^{\circ}\text{C}$. A partir de 1977, as anomalias de TSM tornaram-se positivas e a temperatura média global teve um aumento de $0,4^{\circ}\text{C}$, atribuído, possivelmente, à intensificação do efeito-estufa pelas atividades antropogênicas. Coincidentemente, esse aumento da temperatura média global aconteceu quando a ODP estava em sua fase quente e a frequência de eventos El Niño intenso foi intensificado.

Para GRAY (2009), o aquecimento global, que tem sido observado desde meados da década de 1970 e ao longo do século passado, não deve ser automaticamente atribuído às atividades antropogênicas, produtoras de gases de efeito estufa. O autor propôs um mecanismo físico alternativo, relacionado com a circulação profunda dos oceanos, denominado de Ciclo de Transporte global Oceânico. O ciclo compreende a circulação termohalina com a subsidência de água mais densa pela salinidade no círculo Ártico. A duração desse ciclo seria de 10 a 15 anos até a ressurgência forçada pela orografia do fundo dos oceanos, pelo vento e por diferença de salinidade, o que poderia trazer uma gradual mudança de temperatura global pelos oceanos. Quando a velocidade do ciclo é mais forte (fraco) do que o normal, há mais (menos) ressurgência de água fria nos oceanos tropicais do hemisfério sul, a chuva global aumenta(diminui), e com um atraso de 5-10 anos, ocorre um gradual resfriamento (aquecimento) global ocorre.

Derbi (1885) observou relação entre manchas solares com as relações com as secas do NEB. Sampaio Ferraz (1950) notou periodicidades aparentes de 12 anos na série pluviométrica de Fortaleza, com registros desde 1849, e sugeriu que as secas estariam relacionadas às manchas solares. Foi acertada sua previsão de que haveria seca durante o máximo de manchas seguinte (1957/58). Em 1958, a precipitação total em Fortaleza foi de 295 mm quando a normal para o período de 130 anos é de 1055 mm, ou seja, houve uma redução de 72% abaixo da normal. Observações recentes feitas por satélites confirmaram que a produção de energia solar varia de cerca de 0,1% de ano para ano, ou seja, $1,3 \text{ Wm}^{-2}$ com o ciclo de 11 anos das manchas solares. A produção de manchas estaria relacionada à presença do planeta Júpiter no periélio, uma vez que este tem um período de translação de 11,9 anos (MOLION, 1995a).

A **Figura 14** ilustra análises das anomalias de temperatura da superfície do Pacífico no período de 9 anos (1999-2006), com relação à fase quente da ODP, mostraram uma configuração semelhante à da fase fria anterior da ODP anterior (1947-1976), sugerindo que o Pacífico já esteja em uma nova fase fria (**Figura 13**).

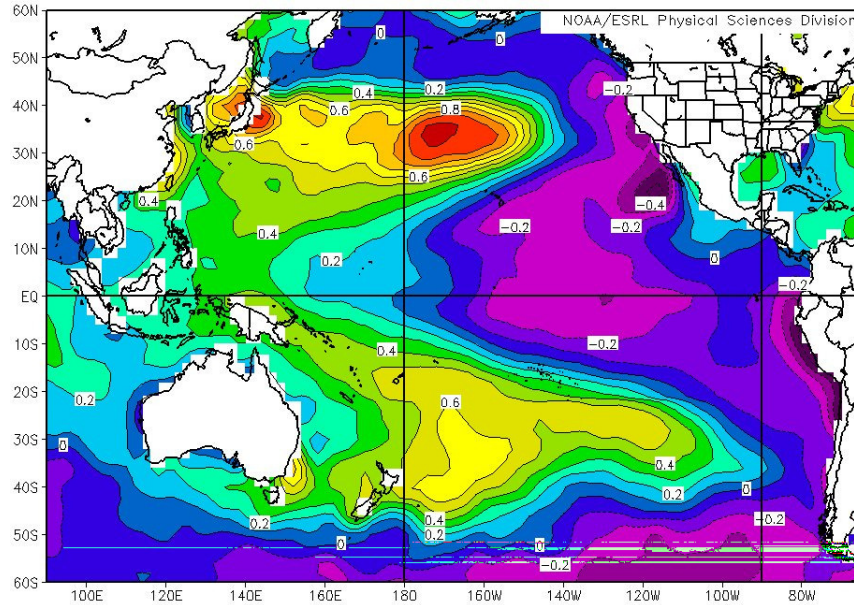


Figura 14 - Anomalias da temperatura da superfície do Pacífico no período 1999-2006 (em °C), em relação à média da fase quente da ODP (1977-1998), (Fonte: MOLION, 2008).

Porém esta nova fase fria difere da última, período de 1947-1976, na qual o Sol não havia entrado num período de baixa atividade, em um novo mínimo do Ciclo de Gleissberg, um ciclo solar cuja duração média é de 90 anos. Observações por satélites mostraram que os valores de radiação solar, no mínimo do último ciclo de 11 anos de manchas, em 2006 ($1365,3 \text{ Wm}^{-2}$), ficaram abaixo dos mínimos dos dois ciclos anteriores. A variação da atividade solar dos últimos 300 anos sugere que, nos próximos dois ciclos de manchas solares, ou seja, até cerca do ano 2030, a atividade solar seja comparável às primeiras duas décadas do Século XX. Portanto, com o Pacífico em uma nova fase fria e a atividade solar mais baixa, é muito provável que as condições climáticas globais entre 1947-1976 venham a se repetir qualitativamente, ou seja, um arrefecimento global nas próximas duas décadas, semelhante ao que ocorreu na fase fria anterior (MOLION, 2008).

A quantidade de CO_2 na atmosfera pode variar com a condição de ODP. Considerando, o efeito “cerveja choca”, no qual os oceanos deixam de absorver cerca de 30 ppmv de dióxido de carbono (CO_2) para cada grau centígrado, que a temperatura de sua camada de mistura aumentar. Isto é, a solubilidade do CO_2 nos oceanos varia inversamente à sua temperatura. Portanto, durante a fase quente da ODP, em que o Pacífico Tropical está mais quente e predominam os El Niños, espera-se que mais CO_2 fique armazenado na atmosfera quando comparado com sua fase fria. Como a ODP parece ter entrado novamente em sua fase fria a partir de 1999, na qual deve permanecer, possivelmente, até cerca de 2030,

ou seja, pelos próximos 30 anos, com conseqüente aumento (redução) da freqüência de eventos La Niña (El Niño), aumentando também o estoque de CO₂ dissolvido no oceano. Até que ponto estas transferências de CO₂ afetaria a temperatura global, a qual é muitas vezes maior que toda produção antropogênica observada? (MOLION, 2007).

Molion (2007a) ainda firmou que no Brasil as condições climáticas não serão favoráveis, as chuvas se reduziram em todo o país, resultando em deficiência hídrica para abastecimento de populações e geração de energia elétrica e as Regiões Sul e Sudeste sofrerão um aumento na freqüência de massas de ar polar intensas (geadas fortes) no inverno. O Sudeste do Pará poderá apresentar uma redução média de 500 mm a 700 mm por ano, cerca de 30%, em seus totais pluviométricos.

Para o ENE espera-se o que Bernardo (1999) observou nos períodos de 1930-1960 comparado com 1961-1990. Entre 1961 e 1990, o total anual de precipitação subiu 30% da media climatológica, distribuídos entre os meses de abril (+39%), junho (+13%) e julho (+50%) passaram a ser equivalente ao mês de maio, mês de maior precipitação isolada, com relação ao período 1930-1960. A fase mais seca também sofreu aumento na precipitação. Como visto na **Figura 15**, possivelmente, voltaria ao estágio anterior (1930-1960), agravado ainda mais pela redução da atividade e solar.

Na **Figura 16**, verifica-se a diferença entre a fase quente e a fase fria da ODP para o período outubro-março, média em cm/mês, na qual os desvios positivos são representados na cor azul e negativos na cor amarela. Algumas áreas (cor azul escuro, 20 a 40 mm/mês), como o sul do Brasil e o ENE apresentam diferenças acumuladas em um quadrimestre, entre esse duas fases, da ordem de 80mm e 160mm. Tucci (2002) notou que as vazões do Rio Paraná, em Corrientes a 27°S/58°W, sofreu incremento de 27,8%, após o início dos anos 1970, parte desse incremento foi atribuído ao aumento de 15% a 17% nos totais pluviométricos sobre a bacia.

Logo, para estas regiões anteriormente citas a fase quente da ODP representou não seca, mas incremento nos totais pluviométricos. Com uma possível Nov fase fria se aproximando teríamos, novamente, uma tendência à redução hídrica

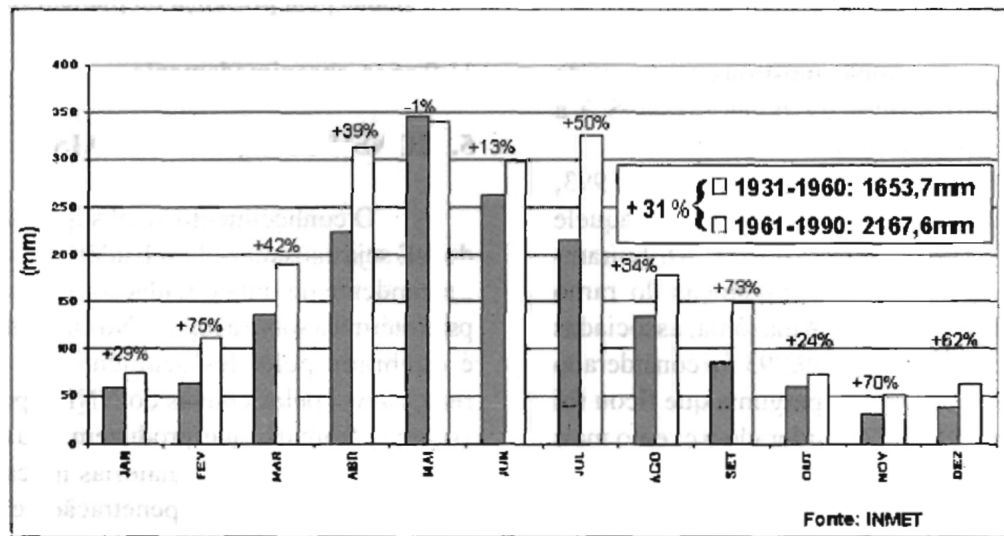


Figura 15 - Normais de Precipitação para Maceió. Adaptada de BERNARDO (1999);

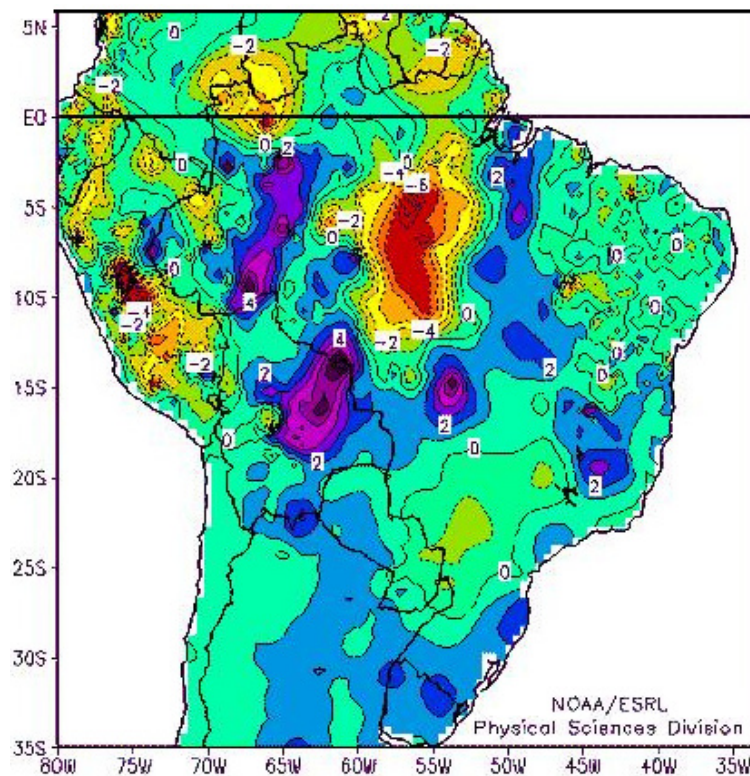


Figura 16 - Desvios de precipitação observada UDEL (1950-1999) em cm/mês para fase quente (1977-1999) menos fase fria (1950-1976) da ODP para o período outubro-março. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA – Adaptada de MOLIN, 2008).

2.4 Regimes de Precipitação para o NEB

O ENE abrange do litoral até a Zona da Mata e é a região de maior importância para o Estado de Alagoas pelo seu potencial econômico e produtor. Ocorre nesta faixa os maiores totais de precipitações, no que facilita a maioria das atividades econômicas, tais como as plantações extensivas de cana da agroindústria do açúcar e álcool, a pecuária leiteira, a agricultura de subsistência e a exploração do turismo e maior densidade demográfica. Moura et al. (1998) consideraram os meses de outono e de inverno como os mais chuvosos no ENE, indo de março a julho. Molion e Bernardo (2002) observaram que a quadra mais chuvosa do ENE compreende os meses de abril, maio junho e julho (AMJJ).

Podemos destacar três regimes pluviométricos sob o NEB em tempos e regiões distintos de acordo com a **Figura 17**:

- O norte do NE (NNE), representado pelo posto pluviométrico de Quixeramobim no Ceará (5,5°S/40°W), com o máximo de chuva no mês de março. Apresenta o período chuvoso de fevereiro a maio, atingido no litoral 2.000mm/ano. O NNE sofre influência principalmente da ZCIT, também recebe contribuição das POAs, brisas, convecção local e, muito raramente, por frentes do HS;
- O sul do NE (SNE), representado pelo posto pluviométrico de Caitité (14°S/43W), com pico de chuva no mês de dezembro e período chuvoso de dezembro a março, atinge 600 mm no interior e 3.000 mm/ano no litoral. A ZCAS é o principal mecanismo de produção de chuvas. O litoral SNE recebe contribuição dos sistemas pré-frontais, das brisas (mar e terra) e da convecção local;
- O ENE, faixa até 300km do litoral entre 5° e 8°S, representado pelos postos pluviométricos de Olinda (7°S/35°W) e de Salvador (13°S/39°W), o máximo de precipitação se dá no mês de maio. O seu período chuvoso vai de abril a julho, atingindo 600 até 3.000mm/ano, que o destaca das regiões ao redor que estão em pleno ou entrando no período seco. Segundo PONTES DA SILVA et al. (2008), as chuvas no Estado de Alagoas, em seu período chuvoso, apresentam volumes iguais ou superiores a 1000 mm na sua região nordeste, entre 500 e 700 mm na região central, sul e noroeste e valores que oscilam entre 250 e 450 mm no setor sudoeste. Para MOLION e BERNARDO (2002), a convergência da umidade dos alísios pela ZCEN é a maior responsável pela precipitação no período chuvoso. Demais

contribuições são pelas POAs, tanto do HS como do HN, por VCAN e as brisas, convecção local e orográfica completariam (30-40%) da pluviosidade anual. Bernardo (1999) realizou estudo em dados horários de precipitação, entre 1991 a 1996, para Maceió. Verificou que, dos dias com chuva, 75% foram de até 10mm/dia. Que os eventos de 50 mm foram raros, ocorrendo em 4% dos dias de chuva e de preferência no inverno e associados à penetração de frentes polares. Isso sugeriu que as nuvens que produzem chuvas na região são de topo quente, associada, possivelmente, à convecção rasa, ou seja, semelhante à ZCEN;

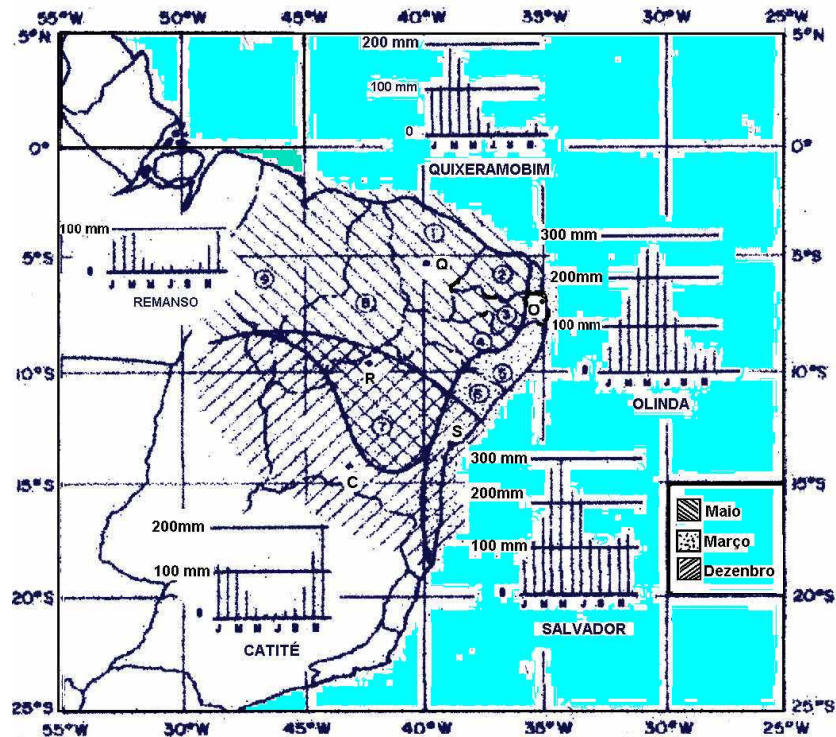


Figura 17 – Distribuição espacial dos regimes de chuva sobre o Nordeste brasileiro. Os histogramas de precipitação (mm) são para as estações de cidades selecionadas e marcadas pelas iniciais no mapa. Fonte: Nobre e Molion (1988).

3. Anomalia interoceânica (A.I.)

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do 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 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical seja significativamente menor 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 Atlântico Sul tem sua parcela de atuação às influências dos possíveis efeitos dos ENOS. Pela sua proximidade com o ENE, a brisa marítima somada aos Ventos Alísios de NE, advectam umidade até cerca de 200 km dentro da região. Esta convergência da umidade dos Alísios, pela ZCEN, é a maior responsável pela precipitação no período chuvoso (MOLION e BERNARDO, 2002). Se o fluxo de umidade dos Alísios tem alguma relação com as TSM do Atlântico e se as interações desse fluxo com os eventos de Oscilação Sul, possam amenizar ou, até mesmo, intensificar os efeitos dos ENOS sobre o ENE, então, as ATSM do Atlântico-Pacífico combinadas poderiam explicar parte da variabilidade de precipitação sob o ENE.

Para incluir também a variabilidade do Atlântico Sul foi calculado as ATSM, a partir de uma região representativa entre 25°W-8°W e 5°S-15°S. Essa região foi escolhida por sua ATSM apresentar correlação linear da ordem de 0,7 (**Figura 23**) e 0,55 (**Figura 25**) com Índice do Oceano Pacífico Equatorial (**Figura 20** e **Figura 28**), respectivamente. Deste modo, a diferença entre as anomalias do Índice do Atlântico Sul (**Figura 26**), em um determinado mês (T), e as anomalias do Índice do Pacífico Equatorial do mesmo mês (T), foram aqui denominadas de “*Anomalia Interoceânica*” (**Figura 43**), obtendo-se uma influência combinada da TSM de dois oceanos sobre a precipitação no NEB. Não estamos interessados em avaliar a relação entre as chuvas no NEB com o fluxo de umidade, mas representar em um único índice - **Anomalia Interoceânica** - as ATSM do Pacífico e Atlântico, afim de que o

correlacione com as precipitações sob o NEB e com o objetivo de identificar possível influência.

ARAGÃO et al. (2000) relacionaram os gradientes do dipolo do Atlântico Sul e Norte com a precipitação do ENE e verificaram que 73% dos gradientes positivos (TSM do Atlântico Sul acima da média e a do Atlântico Norte abaixo) apresentaram chuvas maiores ou iguais à média normal para os Estados de Alagoas, Sergipe e Bahia. Que o Atlântico Sul explicou melhor o comportamento das chuvas no ENE, indicando que os sistemas frontais de sul, ondas de leste nos Alísios e brisas são enfraquecidos (intensificados) e apresentam menor (maior) frequência quando as águas do Atlântico Sul estão mais frias (quentes) que a média normal.

No caso de anomalias positivas, o resultado da sobreposição das duas séries dada por $A.I. = (+TSM_{Atlântico}) - (+TSM_{Pacífico})$ ocorreria suavização dos dois eventos. O aumento de subsidência gerada no Pacífico é em parte compensado pela excelente fonte de umidade do Atlântico, com seu gradiente positivo como citado por ARAGÃO (2000). No caso da $A.I. = (-TSM_{Atlântico}) - (+TSM_{Pacífico})$, ter-se-ia uma tendência muito favorável à precipitação, tanto pela ausência do efeito de El Niño sobre o NEB, pela redução da subsidência de ar sobre o continente, quanto pelo bom fornecimento de umidade advectada do oceano Atlântico Sul.

No Atlântico Sul, mais próximo do local avaliado (ENE), observa-se anomalias de até $2,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 26), enquanto que no Pacífico vão até $+1,8^{\circ}\text{C}$. O índice do Pacífico está em fase até 30% das vezes na área marcada na Figura 25, região utilizada para extrair a série média do Atlântico. Assim, a situação anos normais $+A+P$ e $-A -P$ de tendência neutra estariam em 30% da distribuição, enquanto que $-A +P$ (secas) ou $+A -P$ (excesso hídrico) de tendência intensivista no período restante. Para UVO et al. (1994), a Fração da Covariância Quadrática para o campo de Precipitação sobre o NEB foi de 7,8% com a TSM do Pacífico. Entretanto, sobre a TSM do Atlântico um dipolo foi evidente com uma Fração da Covariância Quadrática associada a esse campo de 11,2%. Concluíram que TSM do Atlântico explica mais a variância da precipitação sobre o NEB que a TSM do Pacífico e que a bacia do Atlântico Sul correlacionou positivamente com a precipitação sobre o NEB, covariando no mesmo sentido. Neste caso, esperamos melhorar a correlação ao usar um índice composto pela variabilidade do Pacífico e do Atlântico.

UVO et al. (1994), utilizando estatística multivariada como a Decomposição ao Valor Singular, analisaram as relações entre as anomalias normalizadas da TSM do Pacífico e da precipitação mensal entre os meses de dezembro e junho. Consideraram tanto as relações

simultâneas como atrasos no tempo(lag) para a estação das chuvas do NNE iniciada em fevereiro. Afirmaram que nenhum padrão significativo da TSM do Pacífico sobre a precipitação do NEB foi encontrado para este mês. Porém, no mapa de correlação heterogêneo da TSM do Pacífico e a precipitação média entre fevereiro-maio mostrou claramente as diferentes influências sobre a precipitação no NNE, mas não sobre o ENE que, estando no período mais seco, não poderia apresentar déficit hídrico significativos.

A Figura 46, com o Índice A.I., mostra o resultado da correlação entre as anomalias de precipitação do conjunto de dados de UDEL sobre o Brasil, com ênfase no NEB. Foram consideradas, no cálculo das médias, as mudanças de sinais verificadas tanto no Índice Multivariado de ENOS – IME, como nas duas fases da ODP, ocorridas dentro do intervalo da amostra das séries temporal de temperatura e precipitação.

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do 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 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical seja significativamente menor 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).

II. DADOS E METODOLOGIA

1. Dados

Os Dados de precipitação terrestre da UDEL - versão 1.02 de 1950 até 1999 - formato NETCDF- Global Historic Climatology Network (GHCN). Após a atualização da UDEL.(v 1.01) de 1950 a 1996, utilizamos a versão 1.02 estendida até 1999, também no formato NETCDF (*.nc) compatível com o GRADS. Os dados estão definidos apenas em terra, não sendo visualizados sobre o mar e, além disso, não possuem boa definição no litoral. O total de estações utilizadas pelo GHCN para precipitação chegou a 20.599 pontos em todo o globo, porém sem cobrir os oceanos. O total de estações disponíveis para cada mês variou de 1.870 a 16.360 pontos.

Nos locais sem dados foram feitas interpolações espaciais, baseadas no método peso-distâncias na tradicional versão esférica de SHEPARD (1968). A fim de se completar a grade precipitação, a média mensal foi interpolada entre as estações, com dados de 20 estações próximas. Na versão anterior foram apenas utilizadas 07 estações próximas, no que resultava em maiores erros de interpolação. A validação espacial foi feita retirando uma estação de valor medido por outra de valor estimado pela interpolação. O erro da interpolação estimado será dado pela diferença entre o valor real da estação retirada e o valor interpolado. A validação é refeita para todas as estações e, então, a estação removida é colocada novamente no conjunto. O tratamento dos dados de precipitação é melhor explicitado em WILLMOTT e MATSURA (2001).

Os **dados de TSM** utilizam uma Reconstrução Estendida da média mensal da Temperatura da Superfície do Mar (RETSM.v2) baseado no conjunto COADS – Comprehensive Ocean-Atmosphere Data System, versão 2, com período de observações de 1854 – 2004 do National Climate Data Center (NCDC, 2007). Porém, o período de uso foi limitado, neste trabalho, entre 1950 – 1999 que é o intervalo dos dados de precipitação da UDEL na versão 1.02. A resolução da grade é de 2,5° de longitude por 2,5° de latitude no formato NETCDF. A RETSM.v1 (1854 – 1997) também foi utilizada neste trabalho no cálculo do índice da TSM do Pacífico de 1950 a 1996. Posterior correlação com dados da RETSM.v1 de 1950 a 1996, foi executado de modo a se verificar a variabilidade de correlações do índice TSM média do Pacífico com as áreas do Pacífico e Atlântico. O mesmo procedimento foi executado na RETSM.v2 de 1950 a 1999.

O tipo da grade utilizada neste trabalho pode ser visto na **Figura 18**, que mostra a disposição da TSM em torno do globo em janeiro de 1998. Destaca-se também, que as áreas de interesse deste trabalho se localizam as zonas de máxima temperatura do Oceano Atlântico Sul e sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Na **Figura 18**, as anomalias da TSM atingiram, no verão do HS, até 4°C acima da média normal no Pacífico Equatorial e 3°C no Atlântico próximo ao ENE, marcadamente o que foi considerado o El Niño mais forte do século.

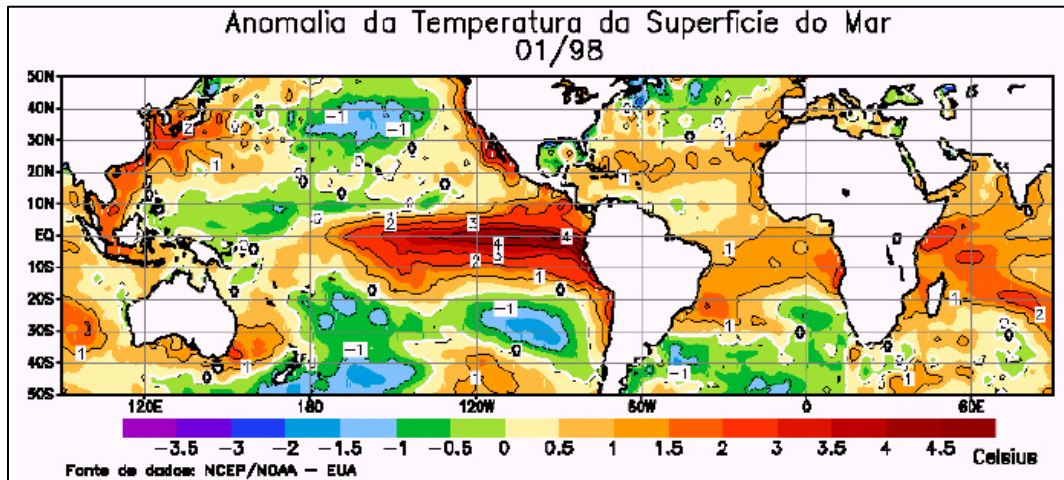


Figura 18 – Anomalias de TSM durante o mês de janeiro de 1998, mostrando a área de interesse de ocorrência do El-Niño (180°W - 90°W e 10°N - 10°S). Fonte: NCEP/NOAA

Smith e Reynolds (2003) aperfeiçoaram, na segunda versão do COADS (RESST.v2) baseado no conjunto COADS, as técnicas de correção dos dados, minimizando a quantidade de dados descartados durante a eliminação de pontos fora do esperado (outliers). Devido a um melhor controle de qualidade, evita-se eliminar os dados bons, oriundos de anomalias verdadeiras, pois dados históricos de TSM são escassos e é desejável não descartar boas observações. Assim, o método filtra os dados e remove “outliers”, enquanto minimiza a rejeição de dados bons. Algumas causas para “outliers” incluem: a má leitura de termômetros, erros na transcrição de dados, ou erros de posição de navio observador. Logo, a filtragem de dados e o controle de qualidade são necessários para eliminá-los ou não. O filtro anteriormente usado na primeira versão do COADS excluía a maioria do outliers, como também poderia excluir alguns dados bons nas situações em que as anomalias eram altas. Wolter (1997) mostrou no Pacífico Equatorial Oriental, algumas observações razoáveis da TSM associadas com um episódio quente em 1878 teriam sido descartadas pelo COADS devido à filtragem de dados na versão 1. Não mencionou se foi realmente um ano de El Niño o dado descartado, no entanto, verificou-se que a nova correção trouxe, possivelmente, mais benefícios e confiabilidade nestes dados de TSM.

2. Metodologia

2.1 Coeficiente de Correlação Linear

Objetivando identificar possíveis conexões entre a atmosfera-oceano, calculou-se a correlação entre:

- a série temporal de médias mensais da TSM do Oceano Pacífico equatorial com as séries de precipitação nos demais pontos sobre o NEB;
- a série temporal de média quadrimestral da TSM do Oceano Pacífico equatorial com a série (abril, maio, junho e julho) dos demais pontos sobre o NEB
- um índice, dado pela diferença entre as TSM dos Oceanos Pacífico equatorial e Atlântico Sul com as séries de precipitação nos demais pontos sobre o NEB;

O coeficiente de correlação é calculado a partir de uma amostra de n pares de observações X e Y. Ele mede o grau de dispersão em torno da equação linear ajustadas através do método dos mínimos quadrados, ou o grau de relação das variáveis numa amostra. Fonseca e Martins (1993) definem o coeficiente de correlação linear pela equação 01 como a razão entre covariação e a raiz quadra do produto das variações (desvio padrão) de X e Y:

$$r = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sigma_X \cdot \sigma_Y} \quad -1 \leq r \leq 1$$

Onde:

- r - coeficiente de correlação das variáveis x e y;
- Cov (XY) - covariância de X e Y
- σ_X - desvio padrão de X
- σ_Y - desvio padrão de Y.

A razão entre a variação explicada por uma reta de regressão pela variância total dos dados é chamada de **coeficiente de determinação**. Essa razão é sempre um número não-negativo que chamamos de r^2 . O percentual de variabilidade explicada, a um dado nível de significância, entre as variáveis será:

$$\% Var = r^2 * 100$$

A quantidade r , chamada de **coeficiente de correlação**, é dada por:

$$r = \pm \sqrt{\frac{\text{variação explicada}}{\text{total da variação}}} = \pm \sqrt{\frac{\sum (Y_{est} - \bar{Y})^2}{\sum (Y - \bar{Y})^2}}, \text{ onde } r \text{ varia entre } -1 \text{ e } 1$$

Usando o fato de que o desvio-padrão de Y é dado por:

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum (Y - \bar{Y})^2}{N}}$$

Substituindo em (Eq.4) vem:

$$r = \sqrt{1 - \frac{S_{Y.X}^2}{S_Y^2}} \quad \text{ou} \quad S_{XY} = S_Y \sqrt{1 - r^2}$$

Para o caso das correlações lineares, a quantidade r é a mesma não importando se X ou Y são consideradas variáveis independentes. Assim, r é uma boa medida da correlação linear entre 2 variáveis.

A relação anterior representa a correlação de duas variáveis no mesmo instante t . Fixando a variável de interesse, podemos então mover a outra em lags e, assim, obtemos outra expressão, abaixo, mais adequada em termos computacionais:

$$r_{XYL} = \frac{\sum_{i=1}^{n-j} (x_i - \bar{x}_i) \cdot (y_{i+j} - \bar{y}_{i+j})}{\left[\sum_{i=1}^{n-j} (x_i - \bar{x}_i)^2 \right]^{1/2} \cdot \left[\sum_{i=1}^{n-j} (y_{i+j} - \bar{y}_{i+j})^2 \right]^{1/2}}$$

onde:

r é o coeficiente de correlação de x em relação à y

L é lag ou fase entre as séries correlacionadas;

x e y são as variáveis da amostra;

\bar{x} e \bar{y} serão as médias normais das variáveis;

O coeficiente de correlação (r) é uma medida cujo valor se situa no intervalo entre $-1 \leq r \leq +1$. Poder-se-ia atribuir qualidades aos valores de r , tal que $r = 0$ (nulo) não significa ausência de relação entre X e Y , mas apenas ausência de relação linear, restando investigar a curva mais adequada, se é que existiria uma. Para $r = +1$ (direta) e $r = -1$ (inversa) não indica, necessariamente, que exista dependência entre as variáveis, mas que a relação linear é perfeita.

Algumas considerações:

- 1- Correlação entre 02 variáveis, mesmo com coeficientes altos, não traduz a relação de causa-efeito;
- 2- Em conclusão, numa correlação entre 02 variáveis quando os coeficientes de correlação são:
 - a. Positivos - significa que as duas variáveis apresentam correlação direta, se uma aumenta a outra também, tais como as anomalias positivas da temperatura com áreas positivas da precipitação;
 - b. Negativas: as duas variáveis são opostas - Uma aumenta a outra diminui, tais como as anomalias positivas da temperatura com áreas com déficit da precipitação.
- 3 – Os coeficientes não expressam a variação das variáveis e não explicam o percentual de variação. Assim, $r = 0,25$ não quer dizer que as TSM explicam 25% das chuvas, mas r^2 é que explica a variabilidade.

2.2 Teste de hipótese

Suponha n pares de valores observados das variáveis X e Y integrantes de uma amostra de tamanho n , extraída da população de todos os pares de valores possíveis dessas variáveis. Por considerarem-se duas variáveis, a população é bidimensional.

O coeficiente de correlação r descreve, apenas, os dados da amostra, porém é de interesse o parâmetro populacional ρ . Assim, o que se quer é provar a hipótese nula de que não há relação linear alguma na população ($H_0: \rho = 0$) é falsa, ou obter intervalos de confiança para ρ . Para isto, ρ representaria um coeficiente de correlação de uma população teórica, o que é conseguido a partir do coeficiente de correlação amostral r . A distribuição amostral de r , sob a hipótese de $\rho = 0$, é simétrica, que no caso, uma distribuição *t Student* é adequada.

Passos para os testes de hipótese:

- Estabelecimento das hipóteses: hipótese nula e hipótese alternativa. Hipótese Nula (H_0): É um valor suposto para um parâmetro. Se os resultados da amostra não forem muito diferentes de H_0 , ela não poderá ser rejeitada. Hipótese Alternativa (H_1): É uma hipótese que contraria a hipótese nula, complementar de H_0 , Essa hipótese somente será aceita se os resultados forem muito diferentes de H_0

- Obter a DISTRIBUIÇÃO NULA, a qual é simplesmente a distribuição amostral do teste estatístico dado que a hipótese nula é verdadeira. Dependendo da situação, a distribuição nula pode ter parâmetros conhecidos (por exemplo, uma distribuição normal, com média μ e desvio-padrão σ^2 , Coeficiente de Momento de Assimetria $\alpha_3 = 0$, Coeficiente de Momento de Curtose $\alpha_4 = 3$ e Desvio Médio $\sqrt{2/p}$, uma distribuição t-student, uma distribuição χ^2 , etc.);

- Calcular a estatística do Teste: É o valor calculado a partir da amostra, que será usado na tomada de decisão. Uma maneira de tomar-se uma decisão é comparar o valor tabelado com a estatística do teste.

- Região Crítica: o valor da estatística do teste, no caso, o valor Z , é calculado supondo que a hipótese nula (H_0) é verdadeira. No entanto, o valor calculado pode estar associado a uma probabilidade de ocorrência muito baixa. Nesse caso, a hipótese nula deve ser rejeitada

e aceitamos a hipótese alternativa. A região crítica é a região onde H_0 é rejeitada. A área da região crítica é igual ao nível de significância (α), que estabelece a probabilidade de rejeitar H_0 quando ela é verdadeira. Por exemplo, se utilizarmos o nível de significância de 5%, a probabilidade de rejeitar H_0 quando ela é verdadeira é igual a 5%. Na prática, os valores usuais de alfa são $\alpha = 0,01$ ou $0,05$ ou $0,10$.

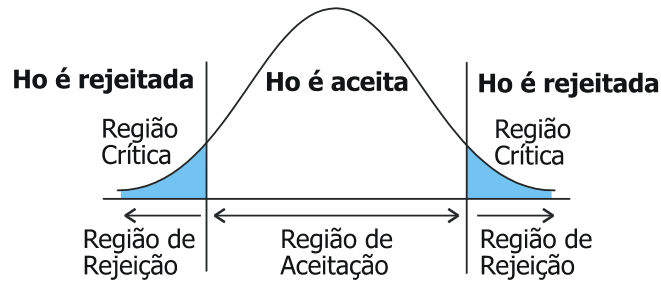


Figura 19 - Distribuição nula e o que ocorre quando consideramos valores de P cada vez menores. Fonte: CARVALHO, 2009.

- **Conclusão:** Aceitar H_0 implica que a hipótese nula não pode ser rejeitada. Rejeitar H_0 implica que temos evidências estatísticas para rejeitá-la com um risco conhecido: α .

Há dois tipos de erros que se pode cometer numa análise estatística. Primeiro, pode-se rejeitar H_0 quando, de fato H_0 for verdadeiro; ou pode-se aceitar H_0 quando, na verdade for falso:

No *Erro Tipo I* se rejeita a hipótese nula (H_0) quando esta é verdadeira.

No *Erro Tipo II* não a rejeita no caso de H_0 ser falsa.

Segundo a lei das probabilidades de eventos complementares, quem corre um risco(x)% de errar tem a probabilidade $(100 - x)$ % de acertar, o que também é valido para probabilidade condicionada à validade de certa hipótese:

$$\text{Nível de confiança} = 100\% - \text{nível de significância (risco de erro)}$$

O nível de confiança é uma probabilidade ligada à validade da hipótese nula. Se o nível de significância é $\alpha = 5\%$, o nível de confiança será 95% a certo grau de liberdade. Isso

significa que temos 95% de certeza em declarar que H_0 verdadeira, no caso dela ser realmente verdadeira, ou seja, não se comete o Erro Tipo II (PASQUALI, 2008).

As hipóteses submetidas ao teste unilateral são, para dado nível de significância:

$$\begin{cases} H_0 : \rho = 0 \\ H_1 : \rho > 0 \end{cases} \qquad \begin{cases} H_0 : \rho = 0 \\ H_1 : \rho < 0 \end{cases}$$

Utilizamos o teste t de Student ao se dispor de variáveis aleatórias quantitativas. Caso os valores sejam numéricos, existe um coeficiente de correlação. A variável do teste t-Student se distribui com $\varphi = n - 2$ graus de liberdade:

$$t_c = \frac{r \sqrt{n - 2}}{\sqrt{1 - r^2}}$$

Sendo t_{calc} observado com $n-2$ graus de liberdade.

Com base na distribuição unicaudal da distribuição t de Studente, no presente trabalho foi considerado o nível de 5%. H_0 não é rejeitada se $t_c \leq t_\alpha$ com $n-2$ graus de liberdade nas observações com dados. Para uma correlação quadrimestral, teremos 48 graus de liberdade em correlações sazonais, ou seja, em 50 anos observados.

As hipóteses submetidas ao teste bilateral são:

$$\begin{cases} H_0 : \rho = 0 \\ H_1 : \rho \neq 0 \end{cases}$$

Se o coeficiente populacional for diferente de zero, sempre podemos pressupor uma população normal bivariada e, assim, construir um intervalo de confiança precisando do desvio padrão do coeficiente de correlação:

$$\sigma_r = \frac{1 - \rho^2}{\sqrt{N - 1}}$$

Onde, σ_r é o desvio padrão da correlação com $N-1$ graus de liberdade.

Como a distribuição amostral de r não é simétrica será introduzindo uma variável Z de Fisher que tem a distribuição aproximadamente normal.

A tabela 1 mostra os resultados do cálculo dos valores das correlações mínimas em relação aos níveis de significância e o grau de liberdade. A primeira Linha da tabela com apenas 2 graus de liberdade seria necessário uma correlação de 100% para quaisquer níveis de

significância. Com 45 graus de liberdade são suficientes correlações a partir de 0,248 ao nível de 95%.

Graus de Liberdade	Níveis de significância			
	0,950	0,980	0,990	1,000
2	1.000	1.000	1.000	1.000
3	0.920	0.954	0.977	0.986
4	0.833	0.891	0.936	0.956
5	0.758	0.829	0.889	0.919
6	0.697	0.774	0.844	0.880
7	0.646	0.727	0.802	0.843
8	0.605	0.685	0.764	0.808
9	0.570	0.650	0.729	0.775
10	0.540	0.619	0.699	0.746
11	0.514	0.592	0.671	0.719
12	0.491	0.567	0.647	0.695
13	0.471	0.546	0.624	0.672
14	0.453	0.526	0.604	0.652
15	0.437	0.509	0.585	0.633
16	0.423	0.493	0.568	0.615
17	0.410	0.478	0.552	0.599
18	0.398	0.465	0.538	0.584
19	0.387	0.453	0.524	0.570
20	0.377	0.441	0.512	0.557
21	0.367	0.431	0.500	0.545
22	0.358	0.421	0.489	0.533
23	0.350	0.411	0.479	0.522
24	0.343	0.403	0.469	0.512
25	0.336	0.395	0.460	0.503
26	0.329	0.387	0.451	0.493
27	0.322	0.380	0.443	0.485
28	0.316	0.373	0.436	0.476
29	0.311	0.366	0.428	0.469
30	0.305	0.360	0.421	0.461
31	0.300	0.354	0.415	0.454
32	0.295	0.349	0.408	0.447
33	0.291	0.343	0.402	0.441
34	0.286	0.338	0.396	0.434
35	0.282	0.333	0.391	0.428
36	0.278	0.329	0.385	0.423
37	0.274	0.324	0.380	0.417
38	0.271	0.320	0.375	0.412
39	0.267	0.316	0.370	0.407
40	0.264	0.312	0.366	0.402
41	0.260	0.308	0.361	0.397
42	0.257	0.304	0.357	0.392
43	0.254	0.300	0.353	0.388
44	0.251	0.297	0.349	0.384
45	0.248	0.294	0.345	0.379
48	0,241	0,290	0,337	0,360

Tabela 1- Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Adaptada de ESR0L/PSD/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/significance.html>).

2.2.1 Correlação linear em lag

Com o intento de localizar possíveis conexões entre as anomalias da TSM dos oceanos Pacífico e A.I. com eventos de escassez /excesso de chuva no ENE, foi utilizado o coeficiente de correlação linear simultâneo e em lag Procuramos, assim, verificar possíveis padrões de acoplamento das anomalias da TSM do Pacífico Equatorial e Atlântico Sul que poderiam influenciar, durante as fases: aquecida e acima da média (coincidentes ou não com eventos de El Nino), de tendência ao aquecimento e de tendência ao aquecimento acima da média; a precipitação mensal e sazonal, principalmente no ENE.

Foram correlacionados, considerando 4 modos da ATSM do Pacífico ($ATSM > 0$; $dATSM/dt > 0$; $dATSM/dt < 0$ quando as $ATSM > 0$ e A.I.), simultaneamente, com o quadrimestre mais chuvoso sobre o Pacífico. Igualmente, os 4 modos das ATSM foram correlacionados com as médias de precipitação em até 3 meses anteriores ao evento. Na correlação simultânea tipo quadrimestre a quadrimestre, usou-se um total de 50 anos, considerado um nível de significância de 5% e com 48 graus de liberdade. Na correlação linear em las, com 3 meses de diferença, utilizou-se até 50 anos com 58 graus de liberdade.

O tempo de atraso de 0 a 4 meses (lag temporais - lag 1 e 4) da ATSM sazonal, correlacionada com a precipitação sazonal, foi alterada de acordo com a **Tabela 2**. Deste modo, as médias quadrimestrais de TSM entre os meses MAMJ, foram correlacionadas com os totais de precipitação dos meses fixos AMJJ, de acordo com os scripts no Apêndice 1. Essa quadra representa os meses de maior índice pluviométrico para o ENE, permanecendo fixa. Do mesmo modo, procedeu-se até o lag4, ou seja, os 4 meses anteriores (DJFM) para a TSM, mantendo-se a precipitação como variável fixa em AMJJ. Por exemplo, para o lag -1, a precipitação será em AMJJ e a TSM nos meses MJJA.

lag (L)	TEMPO	TSM (X)	PRECIPITAÇÃO (Y)
0	T	AMJJ	AMJJ
1	T-1	MAMJ	AMJJ
2	T-2	FMAM	AMJJ
3	T-3	JFMA	AMJJ
4	T-4	DJFM	AMJJ

Tabela 2 – Meses utilizados nas médias quadrimestrais da TSM do Pacífico Equatorial e nos acumulados quadrimestrais de precipitação sobre o NEB, no período de pico do ENE em AMJJ – abril, maio, junho e julho (AMJJ) e suas relações com os lag's temporais.

As séries de precipitação foram correlacionadas com o índice A.I em até 3 meses anteriores ao evento. Na correlação simultânea tipo mês a mês usou-se um total de 600 meses, considerado um nível de significância de 5% e com 598 graus de liberdade. Na correlação linear em lag, com 3 meses de diferença, utilizou-se até 597 meses com 595 graus de liberdade.

No caso da correlação entre a série de A.I. e a precipitação, os dados eliminados na ATSM, devido às correções de falhas (outliers) são respectivamente eliminados da grade de precipitação sobre o ENE. Para a correlação em lag 0, tomou-se a precipitação e a TSM no mesmo tempo (T): AMJJ com AMJJ. Para lag 1, a TSM foi em (T-1) e a precipitação em (T), ou seja, TSM de MAMJ com precipitação de AMJJ. E assim por diante, conforme a Tabela 2.

2.3 Condições de contorno de TSM

Para estudo da correlação El Niño com a precipitação no NEB, delimitou-se uma área específica na região do Pacífico Equatorial, onde, mais marcadamente, se manifestaram as anomalias da TSM ligadas ao fenômeno ENOS (UVO e NOBRE, 1989; ALVES e REPELLI., 1993; ARAGÃO et al., 2000; COELHO e AMBRIZZI, 2000; MOLION, 2005; PONTES DA SILVA, et al., 2008).

Neste trabalho, as TSM do Pacífico Equatorial foram definidas como uma série de médias sobre um retângulo 90°W a 180°W com 10°N a 10°S nos dados do conjunto COADS (versão 2 entre 1854-2004) no que foi extraída a série média no período de 1950 a 1996. Inicialmente, para se testar o El Niño mais intenso do Século XX foi utilizado a ERSST versão1, de 1854-1997, extraindo a série média do período de 1950 a 1996. A média de todos os valores contidos nesse retângulo forneceu uma média em cada mês, formando uma série de 600 meses (50 anos) médios. Posteriormente, estas anomalias obtidas foram analisadas de modo a separar, de forma automatizada, os dados de interesse. Doty et al (1998) sugerem os comandos DEFINE, TLOOP e AAVE no programa de análises gráfica GRADS. Os scripts com cálculo das séries médias de área, de correlações e outros estão em ANEXO ao final desta dissertação.

A Figura 20 apresenta intervalo de dados de 1950 até 1996. Os períodos com El Niño estão em destaque, na linha da data, grifados em vermelho (CPTEC/INPE) e mostram em que em alguns anos, de fato ocorreram EL Niños. A subtração do intervalo 1997 a 1999 ocorreu para se verificar o quanto o El Niño de 1997/1998, um dos mais intensos do Século

XX, poderia influenciar a correlação interoceânica. A verificação é vista **Figura 25** e **Figura 26**, onde se vêem diluição dos índices correlacionais talvez até pela redução dos gradientes de TSM.

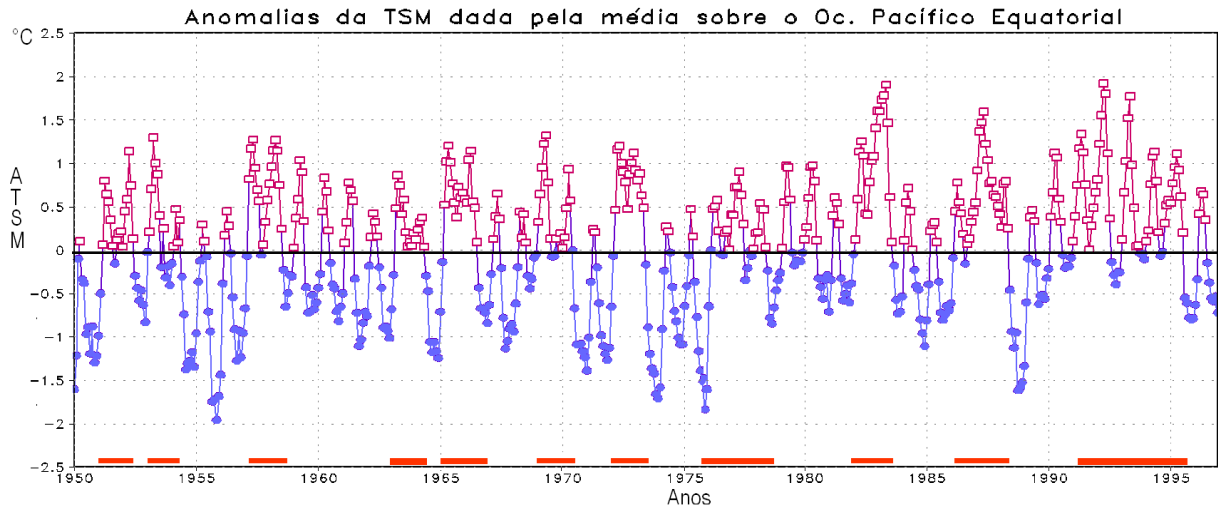


Figura 20 – Anomalias mensais da TSM do Pacífico. Índice dado por 90°W/180°W a 10°N/10°S. Média normal de 1950 a 1996. O período de ocorrência das Anomalias(+) em retângulos (ATSM>0); Os períodos com El Niño estão em destaque, na linha da data, grifados em vermelho (CPTEC/INPE). Dados (ERTSM v.1, de 1854-1997).

Verificamos que a série de médias mensais da TSM, obtidas sobre um retângulo 90°W a 180°W por 10°N a 10°S, estavam de acordo com os Índices Multivariados de ENOS (IME) de WOLTER & TIMLIN (2006), como pode ser visto na **Figura 21**.

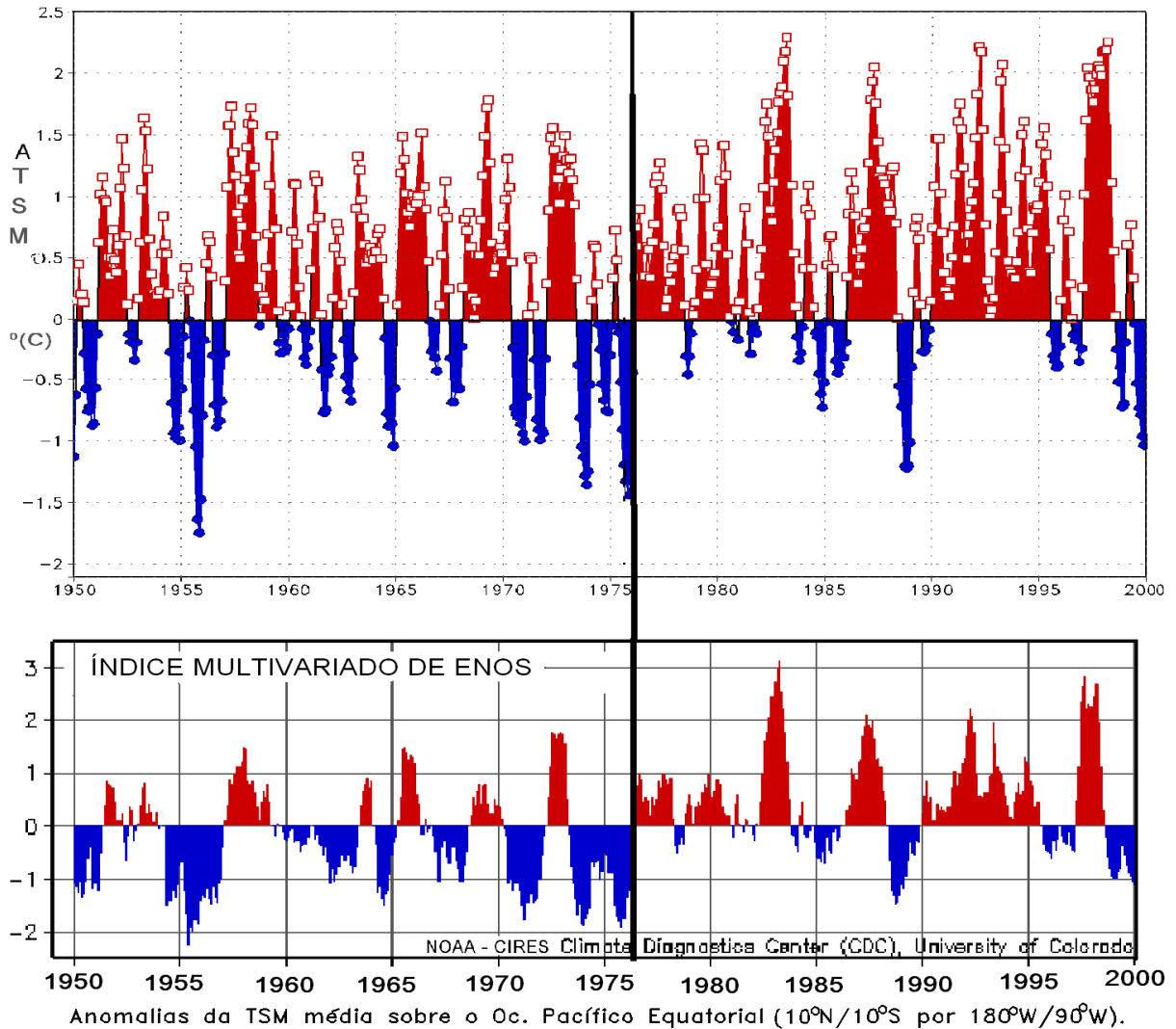


Figura 21 – Anomalias mensais de TSM (acima) de 1950 a 1999 referentes às médias entre 90°W-180° W e 10°N-10°S. a partir do conjunto de dados de superfície do GHCN (°C), dados (ERSST versão 2, de 1854-2004). A separação cronológica se refere às mudanças na frequência de El Niños (vermelho) na ODP/IME (abaixo).

Com o intuito de verificar como as variações da TSM do Pacífico influenciam as precipitações sobre o NEB, definiu-se **quatro condições** de contorno. **Três** a partir da série de TSM média de área do Pacífico Equatorial, simulando as situações de “El Niño” e, ainda, buscando a melhor variação em atraso (lag) para uma possível previsão de comportamento na precipitação sazonal do ENE ligadas às condições da TSM do Pacífico equatorial. A precipitação correlacionada foi dada pela média da quadra mais chuvosa do ENE, ou seja, os meses de **abril até julho**. A média normal do período de dados foi utilizada, correspondendo aos 600 meses (jan/1950 até dez/1999).

A **quarta condição** fez-se através de um índice adimensional dado pela **diferença** entre as ATSM do Atlântico Sul e do Pacífico Equatorial, aqui denominada de “*Anomalias Interoceânicas*” – (**A.I.**). A **A.I.** foi correlacionada mês a mês, não fixando, assim, a sazonalidade do ENE dos meses de abril a julho de acordo com o Script 05. Admitindo-se ainda, que influências oceânicas ao estarem acima ou abaixo da média, produzam chuvas em excesso ou secas severas, um gradiente (AI), obtido com contribuições de cada oceano, pode sugerir a potencialização, neutralização ou apenas amenizar as interações como mostra o resultado na **Figura 45**.

Vários autores mostraram serem baixos os coeficientes de correlação entre a TSM do Pacífico e a precipitação no Leste do NEB (ENE). Por exemplo, Coelho e Ambrizzi (2000) apresentaram uma correlação de apenas +0,2 entre a precipitação do ENE e os períodos de ENOS. Já para Aragão et al. (2000), as correlações entre índices regionais pluviométricos variaram entre -0,35 no Rio Grande do Norte (RN) até -0,11 em Sergipe (SE), considerando as anomalias da TSM média entre dezembro e fevereiro na região de ENOS 3 (Pacífico Centro-oeste equatorial).

EVENTOS EL NIÑO				
INÍCIO	FIM	DURAÇÃO (MESES)	ATSM (°C)	
			MÉDIA	MÁXIMA
ago/51	fev/52	7	0.6	0.8
mar/53	nov/53	9	0.4	0.8
abr/57	jun/58	15	0.9	1.9
jun/63	fev/64	9	0.8	1.1
mai/65	jun/66	14	1.0	1.8
set/68	mar/70	19	0.7	1.2
abr/72	mar/73	12	1.3	2.1
ago/76	mar/77	8	0.7	1.0
jul/77	jan/78	7	0.5	0.8
out/79	abr/80	7	0.4	0.6
abr/82	jul/83	16	1.5	2.9
ago/86	fev/88	19	1.2	1.9
mar/91	jul/92	17	1.0	1.9
fev/93	set/93	8	0.6	1.1
jun/94	mar/95	10	0.8	1.4
abr/97	abr/98	13	1.9	2.8

Tabela 3 - Início, Fim, Duração e Magnitude dos Eventos El Niño no Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4), no Período de 1950-2000, adaptada de SOUSA, 2004.

A Tabela 3, adaptada de SOUSA (2004), mostra o comportamento das anomalias de TSM do oceano Pacífico no período de 1950 a 2000 (51 anos ou 612 meses), analisado através do critério de TRENBERTH (1997) com as médias móveis de 5 meses na região **Niño**

3.4 $>0,4^{\circ}\text{C}$ (El Niño). Baseados neste critério podem ser definidos o início, o fim, a duração e a magnitude de cada evento.

Sousa (2004) identificou 16 eventos El Niño, num total de 186 meses ou 30% do período. Verificou que o El Niño 97/98 não foi o mais longo, porém foi o mais intenso em média com $1,9^{\circ}\text{C}$. Que o evento de 1982/83 foi considerado o mais forte de todos com um pico de $2,9^{\circ}\text{C}$, seguido dos eventos de 1997/98, 1972/73, 1991/92, 1957/58, 1986/88 e 1965/66.

INPE/CPTEC consideraram anos de El Niño como segue: 1951/52; 53/54; 57/58; 63/64; 65/66; 69/70; 72/73; 76/77; 77/78; 82/83; 86/87; 91/92; 92/93; 94/95 e 97/98, possivelmente nas anomalias da TSM do Pacífico $>0,5^{\circ}\text{C}$.

Neste trabalho foram considerados como El Niño, 04 condições de contorno das TSM do Pacífico equatorial, para posterior correlação com as precipitações interanuais acumuladas nos quadrimestres de abril, maio, junho e julho durante um período entre 1950 a 1999 (50 anos), nos intervalos de dados onde:

1 – as anomalias da TSM (ATSM) forem positivas, $(T - \bar{T}) > 0$, onde, na literatura se consideram estes anos como normais e após $0,5^{\circ}\text{C}$ acima da média, como de El Niño. Foram excluídos da série os demais dados, cujos valores estejam abaixo da média. Neste caso, os El Niños foram entendidos com todas as ATSM positivas. Na **Figura 21** os dados eliminados (hachuras em azul), assim com a média, entendidos como “La Ninas” foram eliminados. Os acima da média (ATSM >0) estão representados em pontos vermelho. Para isto, Doty et al. (1998) sugere o comando MASKOUT de GRADS 1.8 para eliminação de dados se o argumento for negativo num dado instante de tempo. A curva de ATSM média do Pacífico resultante é positiva e descontínua no tempo. Eliminados os dados, calculam-se as médias quadrimestrais (AMJJ). A mesma aplicação foi efetuada nos dados de precipitação da UDEL sobre a região de interesse para posterior correlação. A série das ATSM média do Pacífico em círculos vazados/verdes, vista na **Figura 27**, serviu de base para se extrair a série quadrimestral. Esta série quadrimestral foi então correlacionada: simultânea e adiantado de um a quatro meses, fixadas as precipitações da quadra mais chuvosa sobre o ENE, nos meses de abril, maio, junho e julho (AMJJ) de acordo com os scripts descritos em Anexo;

2 – as derivadas das anomalias da TSM $[d(T - \bar{T}) / dt > 0]$ forem positivas. Neste caso, os El Niños foram entendidos desde a mínima temperatura de La Niña, ou seja, bem antes das temperaturas ultrapassarem a média histórica, abrangendo, dessa forma, apenas o lado esquerdo (crescente) da curva da ATSM. A **Figura 28** tem os resultados desta

interpretação, em vermelho, com que a série média da ATSM do Pacífico Equatorial é vista sob a condição de derivada positiva. A **Figura 29** serviu de base para se extrair a série quadrimestral entre 1950 a 1999. Esta série quadrimestral foi então correlacionada: simultânea e adiantado de um a quatro meses, fixadas as precipitações da quadra mais chuvosa sobre o NEB, nos meses AMJJ;

3 – Considerando a combinação das duas condições anteriores, ou seja, utilizando os dados com $(T - \bar{T}) > 0$ e para todo $d(T - \bar{T}) / dt > 0$. Assim, apenas os lados crescente dos desvios da TSM do Pacífico que estiveram cima da média histórica serão considerados como condição de ENOS. A **Figura 30** serviu de base para se extrair a série quadrimestral entre 1950 a 1999. Esta série quadrimestral foi então correlacionada: simultânea e adiantado de um a quatro meses, fixadas as precipitações da quadra mais chuvosa sobre o NEB, nos meses AMJJ;

4 – A TSM média do Pacífico combinada com a TSM média do Atlântico Sul em um índice denominado A. I. – anomalia Interoceânica a ser descrita na seção 3 da Revisão deste trabalho.

1) Em resumo foi obtido o Índice da TSM do Pacífico (90°W/180°W a 10°N/10°S) a partir:

- TSM.v1 – (1854 – 1997) – correlação Índice versus TSM Atlântico - 1950 a 1996;
- TSM.v2 – (1854 – 2004) – correlação Índice versus TSM Pacífico/Atlântico - 1950 a 1999;
- Verificando a variabilidade de correlações do índice do Pacífico com as áreas do Pacífico e definindo região do Atlântico Sul – (25°/8°W por 15°/5° S).

2) Em seguida determinou-se quatro condições de contorno das TSM (1950 – 1999):

- Anomalias(+) da TSM do Pacífico – média de abril a julho
- Derivadas(+) das anomalias(+) da TSM do Pacífico – abril a julho
- Derivadas(+) da TSM do Pacífico – abril a julho
- Índice Conjunto Anomalia Interoceânica (AI) – mensal dado por AI igual a $(TSM_{Atlântico}) - (TSM_{Pacífico})$.

3) Correlação condições de TSM em lag versus Precipitação sobre o NEB:

- Precipitação sobre o NEB fixada no quadrimestre (abril a julho);
- Precipitação sobre o NEB mensal e em lag no caso da AI.

III. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As correlações entre a série média da TSM do Pacífico (Índice do Pacífico) da área 10°N-10°S por 90°-180°W da ERTSM.v1, 1950 a 1996 (**Figura 20**), com as séries entre 20°N-20°S por 50°-190°W também da ERTSM.v1 de mesmo período são mostradas na **Figura 22**. O nível de significância foi de 95% a 550 graus de liberdade. O resultado revela em quais regiões deste oceano estão mais relacionadas com esta série médias regionais. Resultados equivalentes ao da série de referência seriam produzidos, principalmente, com os núcleos a 5°N-6°S e 150°-110°W, cujo coeficiente de correlação de 0,95 explica 90,3% da variabilidade desta. Os núcleos estão em sua maior parte no HS de encontro à América Central. Podemos afirmar que, ao correlacionarmos a precipitação sobre o NEB, tanto com a série do índice do Pacífico ou com quaisquer séries oriundas dessas áreas na **Figura 22**: (148°W-115°W por 2°S-7°S) e (128°W-104°W por 0°-6°N), de correlação 0,95, obter-se-ia, possivelmente o mesmo padrão de teleconexões. Verificou-se, ainda, que ao norte de 170°W-15°N, as relações lineares tornaram-se negativas até $r = -0,35$, indicando que de 12,3% dos meses foram frios, quando essa região estava aquecida. Isto pode ser melhor observado na **Figura 23**.

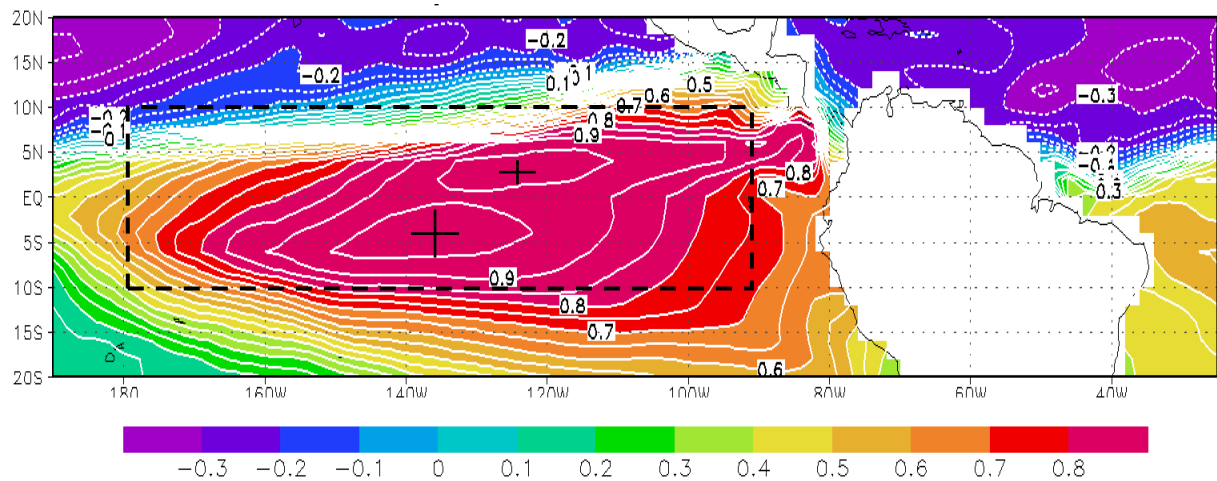


Figura 22 - Correlação entre a grade TSM do todo o Pacífico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v1 1950-1996.

A **Figura 23** apresenta a correlação entre as médias (10°N-10°S por 90°W-180° e 1950 – 1996) das TSM sobre Oc. Pacífico Equatorial e as TSM do Oc. Atlântico, utilizando dados da versão 1 da ERSST de 1854–1997. Foi verificado um coeficiente de correlação linear entre os dois oceanos de 0,7 com núcleo situado a 5°S-12°S por 8°W-25°W. Isto sugere que 49% da variabilidade na região hachurada do Atlântico Sul apresentou um tele-acoplamento com a TSM do Pacífico Equatorial. Deste modo, há uma tendência para se estabelecer, na bacia do Atlântico Sul, anomalias positivas durante eventos de El Niño (La Niña). Dessa área em questão, foi retirada uma série média regional (Índice do Atlântico), representante das variações do Atlântico Sul, mostrada na **Figura 24**, onde, verifica-se que os mínimos na TSM do Atlântico, a partir 1977, são menores que os ocorridos nas décadas anteriores.

A Figura 25 apresenta a correlação entre as médias (10°N-10°S por 90°W-180° e 1950 – 1999) das TSM sobre a bacia do Pacífico Equatorial e as TSM do Oceano Atlântico, utilizando dados da versão 2 da ERSST de 1854–2004. Com a ampliação da testou-se a influência do El Niño 1997/98 em relação às correlações com a série média até 1996, ou seja, após a inclusão de mais 3 anos de dados, contendo este evento considerado o mais forte do século XX. Observamos que houve redução da variabilidade explicada entre a série média do Pacífico (1950-1999) e as TSM do Atlântico em relação à correlação anterior (1950 a 1996). Observa-se também, que o núcleo de máxima correlação com -0,55 da Figura 23, no Atlântico Norte, reduziu na Figura 25 para -0,35. O mesmo ocorreu com o núcleo de +0,7, que caiu para +0,55 no Atlântico Sul, com nível de confiança superior a 95%. No Atlântico Sul a região com 0,55 com a TSM média do Pacífico está a 10°S e 25°W. Em mais de 30% (r^2) dos meses até 1996, a referida região estava mais quente (fria) quando o Pacífico Equatorial também estava aquecido. Ainda na **Figura 23** o dipolo do Atlântico tem sua linha de transição inclinada em relação à linha do Equador. Ela aproxima-se da costa do NEB a 4°N por 50° W, mudando de direção, possivelmente, devido às influências da costa brasileira nas isotermas do oceano. Há evidências observacionais, teóricos e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Atlântico Tropical influenciam fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (MOURA e SHUKLA, 1981; HASTENRATH, 1984; NOBRE e SHUKLA, 1996).

As reduções nos coeficientes de correlação sugerem que a parcela de aquecimento (resfriamento) local do Atlântico explicada pela TSM do Pacífico sejam relativamente menores. Reduziu, assim, a variabilidade do Atlântico explicada pela TSM média do Pacífico,

embora, estatisticamente significantes. Os anos adicionados foram anos de El Niño intenso e esta variabilidade, possivelmente, não foi acompanhada pela Bacia do Atlântico. A atenuação dos coeficientes de correlação pode ter sido provocada por causas exclusivas no Pacífico. Segundo SMITH e REYNOLDS (2003), também houve modificações da versão 1 para a versão 2, aperfeiçoando o preenchimento de falhas e quantidade de estações de dados da ERSST e estes poderiam ter influências nos resultados.

Uvo et al (1994) conduzindo uma análise Estatística Multivariada entre a TSM do Atlântico e Pacífico, mostraram que as anomalias da TSM nos dois oceanos estão bem correlacionadas. Entre as regiões El Niño de janeiro e a bacia do Atlântico Norte de março obtiveram coeficientes maiores que 0,6 em módulo. As anomalias da TSM do Atlântico Sul de março com as regiões de El Niño em janeiro não apresentaram coeficientes altos; mas foram igualmente positivas em sua totalidade. Os autores não mencionaram a situação janeiro-janeiro.

Curtis e Hastenrath (1995) verificaram que os eventos quentes no Pacífico são tipicamente seguidos, após vários meses, de aquecimento das águas do Atlântico Tropical devido à combinação de forçantes relacionadas ao campo de vento. O gradiente interhemisférico de TSM no final do verão austral controla hidrosticamente o gradiente meridional de pressão na superfície, conseqüentemente influencia o campo da componente meridional do vento e a posição latitudinal da ZCIT, com conseqüências para as precipitações no Nordeste e possivelmente Norte do Brasil.

Enfield e Mayer (1997) e outros mostraram que o Atlântico Tropical Norte é a região mais fortemente afetada, tendo em torno de 25% da sua variabilidade explicada pela tele conexão com o Pacífico. As anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte são forçadas pelos fluxos de calor latente modificados na camada de mistura, associados com as variações de velocidades dos ventos alísios relacionados ao ENSO. O processo é sazonal, ocorre na primavera boreal e leva a efeitos defasados na ZCIT e no Atlântico Tropical Sul durante os meses de verão seguintes. As conclusões que chegaram foram que a variabilidade de grande escala das anomalias de TSM do Atlântico Tropical é representada por dois modos dominantes de componentes principais que enfatizam a total independência das suas flutuações na região tropical norte e sul. A variabilidade do ENSO do Pacífico é fortemente correlacionada com as anomalias de TSM do Atlântico Tropical quando filtradas para focalizar as flutuações na escala interanual (menos que 60 meses).

Jones et al. (1999) mostraram que os desvios da temperatura do ar média global desde 1860 a 1998 coincidem com as fases da ODP. Os dois períodos de aquecimento global, 1925-1946 e 1977-1998, coincidem com as respectivas fases quentes da ODP, enquanto o resfriamento global no período 1947-1976, não explicado pelos defensores do aquecimento global antropogênico correspondeu à sua fase fria (MOLION, 2008). E mostraram que a frequência de eventos El Niño (La Niña) foi maior durante a fase quente (fria) da ODP.

Diante do exposto, a área do Atlântico, que representou a maior variabilidade explicada pela série média de área das TSM do Pacífico, também poderia ser relacionada com os eventos pluviométricos do ENE. A referida área do Atlântico tem coeficiente de correlação 0,55 a 95% de confiança. Desta área foi extraída uma série média representativa destas séries de TSM do Atlântico Sul com maior variabilidade com a TSM média do Pacífico Equatorial. Da combinação destas duas séries médias (Atlântico Sul e Pacífico Equatorial) em um índice denominado de Anomalia Real (A.I.) a ser correlacionada com as precipitações sobre o NEB, considerando os divisores vistos nos pontos de mudança de sinal na ODP, como referência no cálculo da correlação.

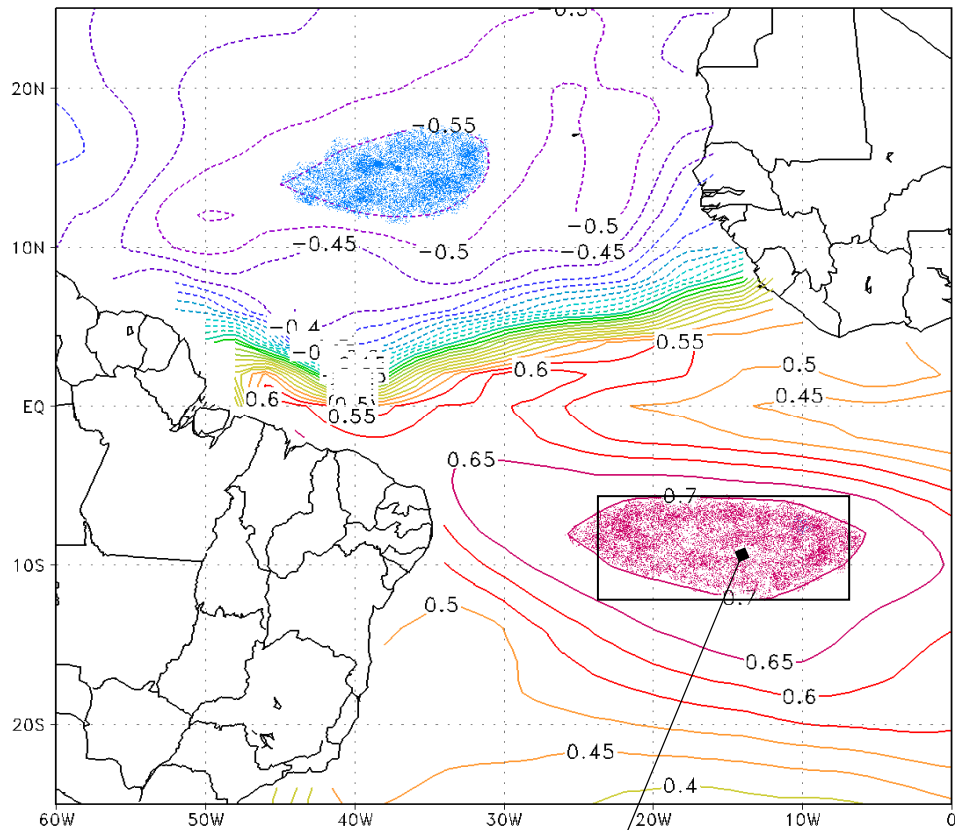


Figura 23 - Correlação entre a grade TSM do todo o Atlântico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v1 1950-1996.

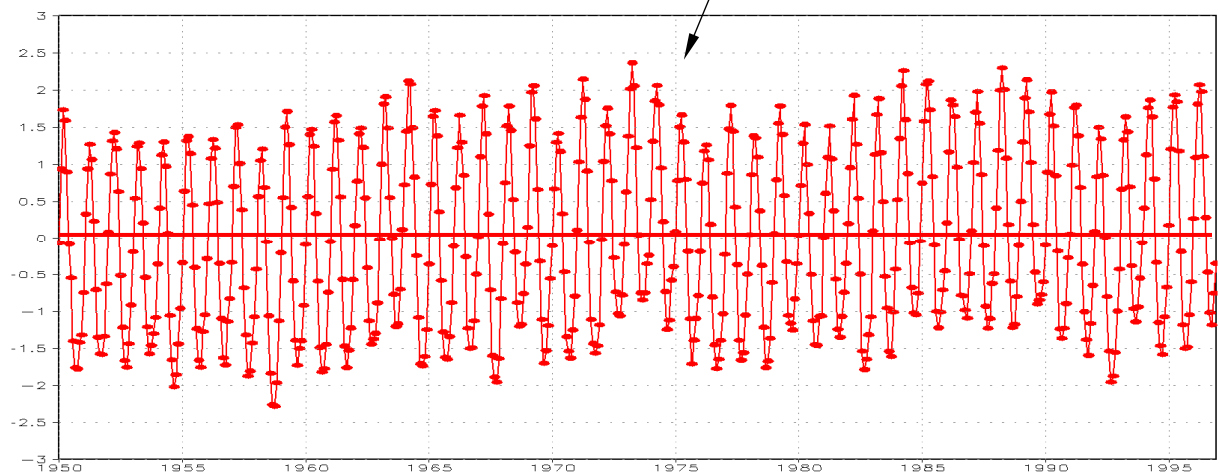


Figura 24 – Anomalia média da TSM do Atlântico Sul extraída da área (25°W/8°W por 12°S/5° S) com 0,7 de correlação na Figura 23. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v1 de 1854–1997).

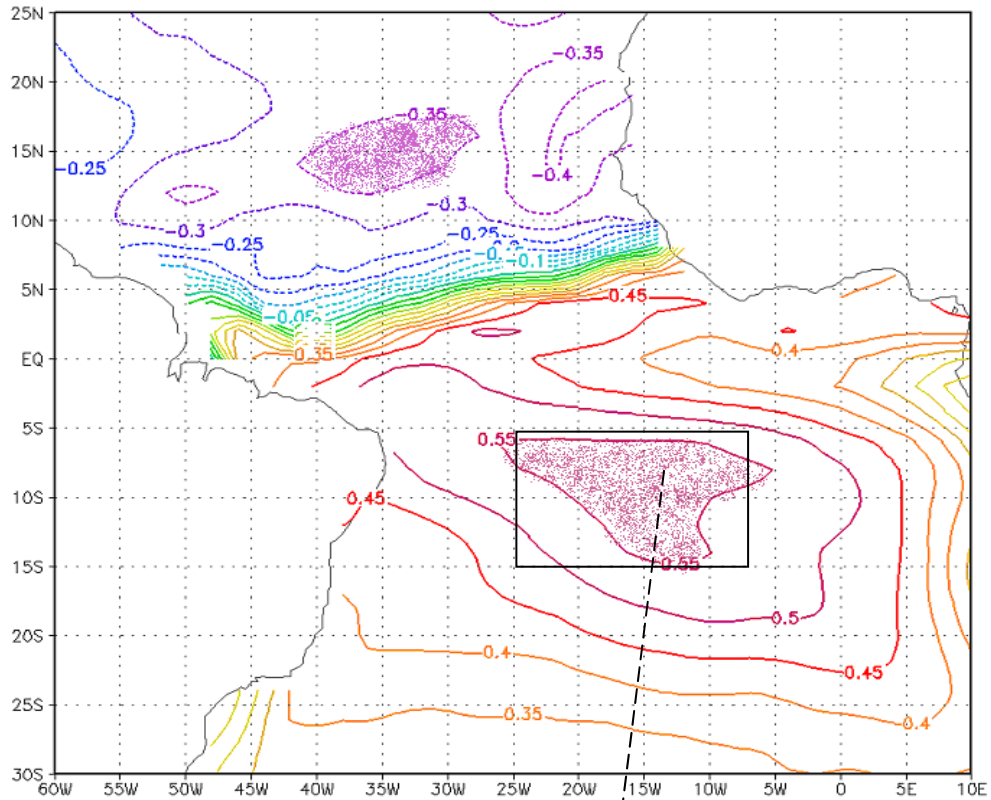


Figura 25 - Correlação entre a grade TSM do todo o Atlântico e o Índice 10°N/10°S a 180°W/90°W (Pacífico). Dados ERTSM.v2 1950-1999.

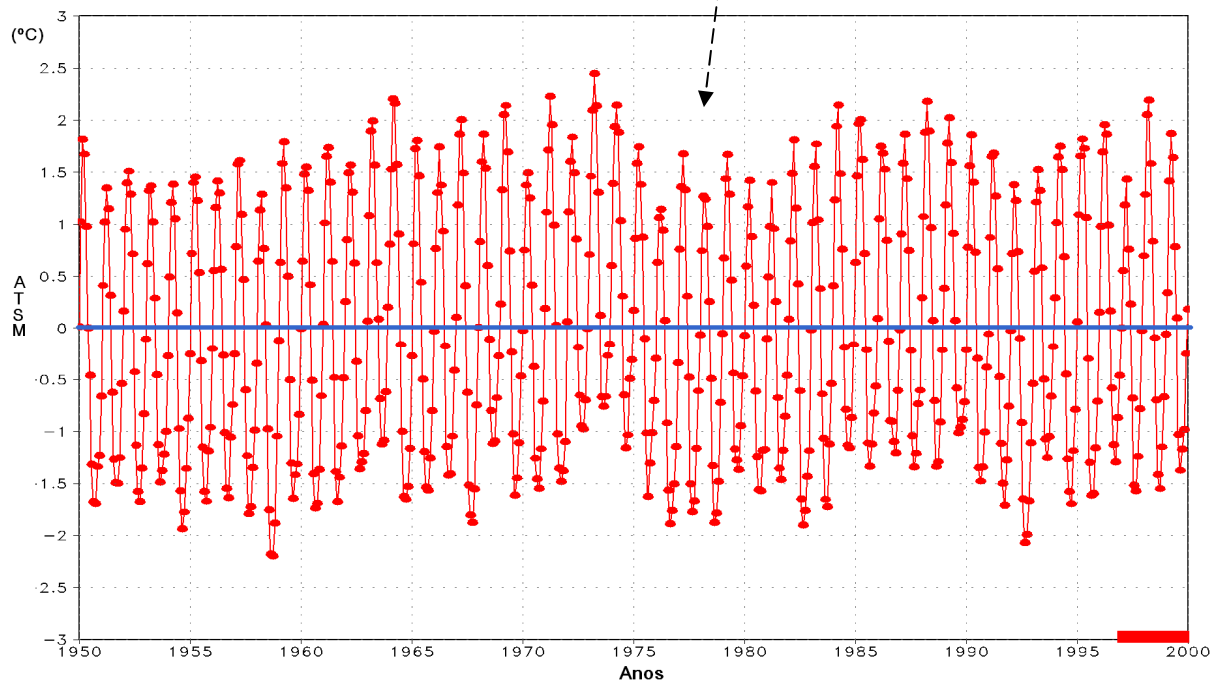


Figura 26 – Anomalia média da TSM do Atlântico Sul (Índice 25°/8°W por 15°/5° S) da área da **Figura 25** com 0.55 de correlação a 95% de significância. Dados do COADS – NCDC (ERTSM.v2 de 1854–2004).

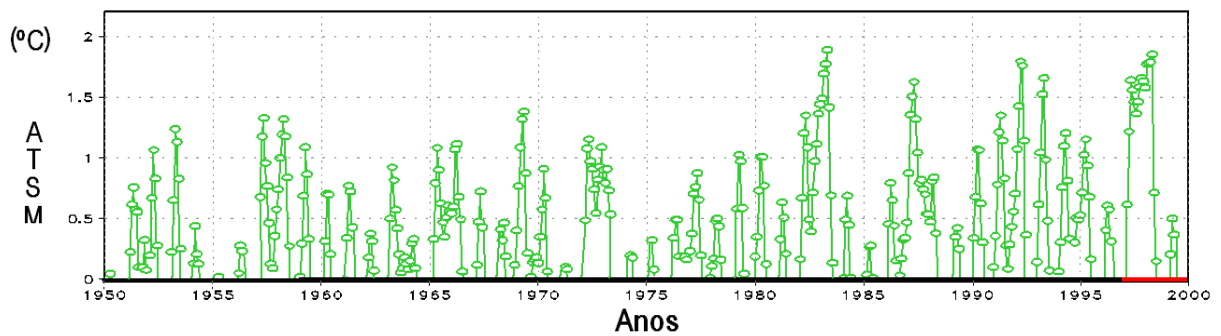


Figura 27 – Anomalias (+) do Índice Pacífico (ATSM > 0). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).

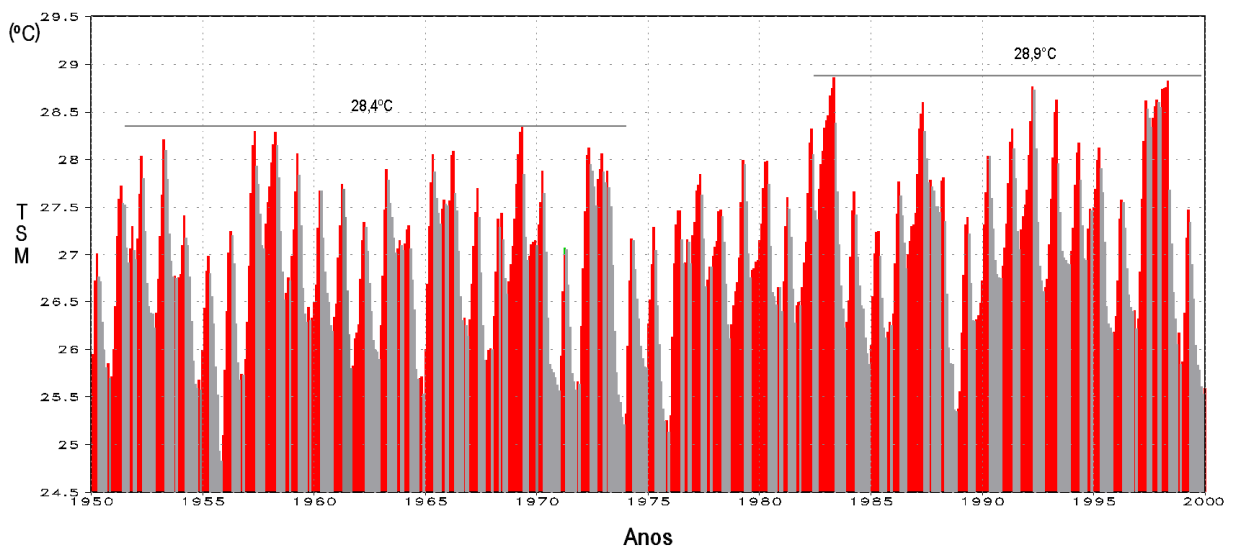


Figura 28 - El Niños definidos como anomalias média mensal do Pacífico ($dTSM/dt > 0$) em vermelho. Média normal de 1950 até 1999. Dados do COADS – NCDC. (ERSST v2 de 1854–2004).

Na **Figura 28** pode se observar dois períodos. O primeiro, mais frio, até 1976 com TSM máxima da ordem de 28,4°C e, um segundo, marcadamente mais quente até 1999 com pico de 28,9°C. Foi observada, ainda, a presença de El Niños de maior duração e intensidade a partir de 1976. Por 30 anos (1950–1977), ocorreu, em média, um evento de El Niño de porte relativamente menor a cada 4,3 anos, sendo que nos últimos 16 anos (1980–1996), a frequência aumentou para 01(um) evento de El Niño por cada 4 anos. Neste período, eles são mais duráveis do que antes dos anos 80. O maior evento foi o iniciado em 1991 até 1995. Fica claro que existe uma distinção entre os dois períodos, que pode ser mais bem visto com o

Índice Multivariado de ENOS (IME), que destaca, mais precisamente, a mudança a partir de 1977. Há de se ressaltar que este modelo não excluiu a variabilidade interanual e episódios de anomalias positivas de menor duração, os quais aparecem como El Niños fracos e não estão catalogados oficialmente, pois podem não passar de $0,5^{\circ}\text{C}$ da média. Assim, a intenção foi manter a variabilidade livre de escolhas por períodos pré-definidos como El Niños, deixando a escolha automatizada por um processo matemático.

Supondo que os efeitos dos ENOS já estejam em atuação, mais especificamente, sobre o ENE, antes mesmo da TSM do Pacífico Equatorial atingir a sua média normal, durante o processo de aquecimento das águas deste oceano, tomemos também como uma situação de El Niño todos os dados em situação crescente. O resultado dessa simulação é visto na **Figura 29** até 1999, onde, apenas o ramo crescente da TSM foi preservado para que seja, posteriormente, relacionada à pluviometria ocorrida no NEB.

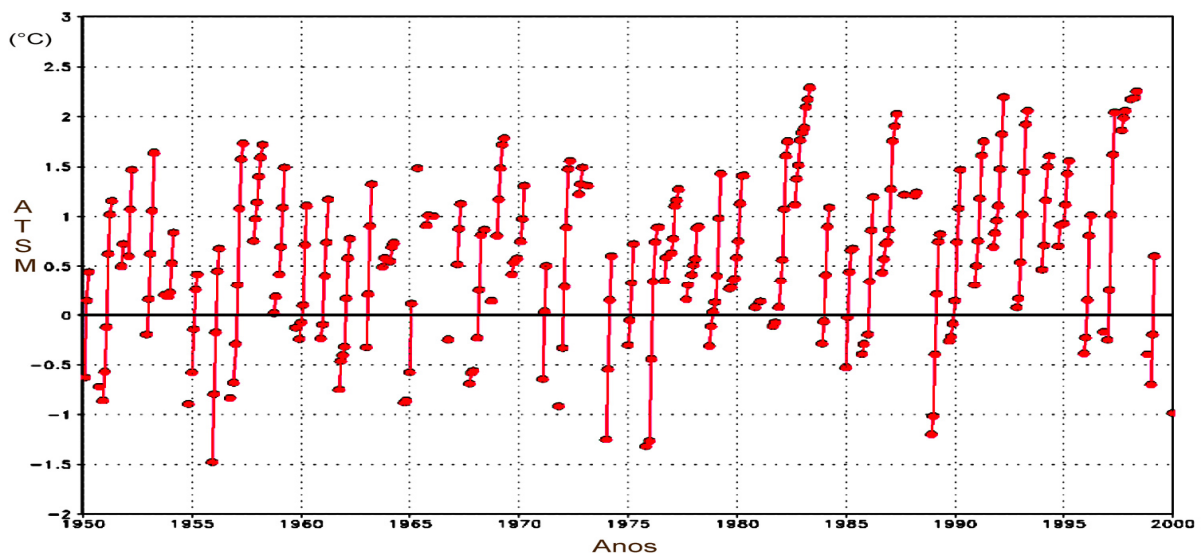


Figura 29 – Anomalias do Índice do Pacífico cujas derivadas são positivas ($d\text{ATSM}/dt > 0$). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).

Na **Figura 30**, a mesma TSM média de área foi suprimida de sua fase jovem e de dissipação dos El Niños, ou seja, apenas os dados à esquerda e positivos da curva das ATSM do Pacífico foram utilizados no processo de correlação. Matematicamente, consideraram-se os dados crescentes e acima da normal climatológica, ou seja, onde a primeira derivada das anomalias for positiva $d(T - \bar{T})/dt > 0$ e onde as anomalias $T - \bar{T} > 0$ fossem positivas.

Nota-se uma redução nos períodos de ENOS, tornando-os ainda mais fragmentados. Na Figura 30 destacam-se, ainda, as anomalias positivas, indicando como o aquecimento está acima média. São observados, deste modo, os El Niños em estado *jovem* (antes da média) ainda com anomalias negativas, porém em pleno aquecimento até ultrapassarem a média tornando-se anomalias positivas e em contínuo aquecimento. A primeira derivada da TSM com relação ao tempo detectou-se um El Niño em fase de intensificação.

Teoricamente, com o aquecimento acima da média, as águas do Pacífico provocam ascensão de ar e nuvens, com ramos de subsidência sobre o Nordeste do Brasil e a Amazônia. Analisando a primeira derivada da TSM com relação ao tempo, detectou-se um EN em fase de enfraquecimento, o qual foi eliminado dos dados. Mesmo estando acima da média climatológica, o lado direito da curva da anomalia eliminado da **Figura 30** estaria sofrendo um feedback negativo e não mais influenciaria o NEB. Assim, a nebulosidade produzida durante o aquecimento, reduziria a energia solar direta disponível para o oceano e aumentaria o albedo planetário que, por sua vez, atuaria como redutor da TSM do Pacífico.

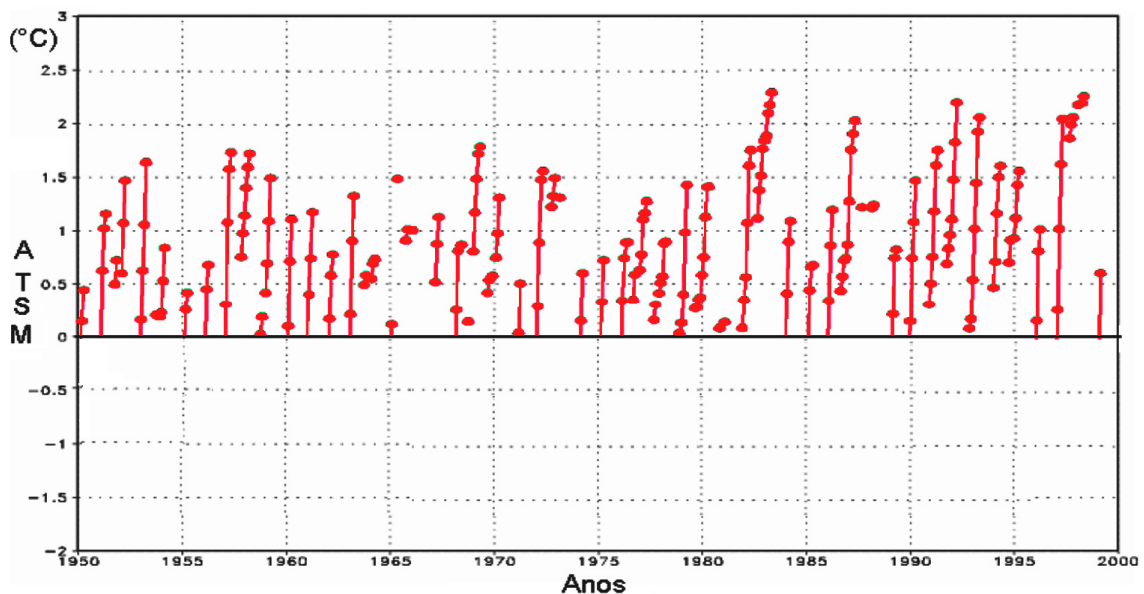


Figura 30 - Anomalias(+) do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas ($ATSM/dt > 0$ se $dATSM/dt > 0$). Média normal 1950-1999. Dados do COADS – NCDC. (ERTSM.v2).

Buscou-se correlacionar os efeitos das anomalias das TSM média, com a quadra mais chuvosa do ENE que é AMJJ segundo MOURA et al. (1998) e MOLION e BERNARDO (2002).

Doty et al (1988) relatam que para correlacionar duas grades ponto a ponto é necessário que sejam matrizes de mesma dimensão, o que não ocorreu entre UDEL ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) e a ERSST ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$). A solução poderia ser a produção de séries de médias temporais e/ou índice representativo de uma das grades que, no caso em pauta, foram extraídos médias quadrimestrais do Pacífico e as Anomalias Interoceânica (Atlântico e Pacífico) a serem correlacionados com a precipitação sobre o ENE.

As séries da ATSM de médias quadrimestrais no período de inverno do ENE foram correlacionadas em lag com a precipitação quadrimestral. Cada grade foi definida como uma variável entre 1950-1996, exigindo memória computacional proporcional à área (latitude x longitude) utilizada, rodando em scripts do GRADS^R no formato .gs (DOTY et al.,1998). Os scripts do Apêndice 1 foram rodados em programa gráfico 2D de código livre - Grid Analysis and Display System (GRADS), versão 1.8 for Windows®, Copyright (c) 1988-2001 by Brian Doty (Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions, Institute for Global Environment and Society, Calverton), com imagens resultantes no formato, pelo menos, em 1600 por 1200 no formato “.gif”.

1. Correlações em lag do Índice TSM do Pacífico com a Precipitação sobre o NEB.

Para identificar possíveis padrões de acoplamento dos ENOS com a precipitação sobre o NEB, a correlação linear foi utilizada com várias combinações de TSM do Pacífico produtoras de El Niños entre jan/1950 a dez/1999. Desse modo, esse método possibilitaria identificar, caso existam, padrões de teleconexões ligados à escassez ou excesso de precipitação no NEB.

2.1 Anomalias (+) de TSM versus Precipitação no NEB

A partir da **Figura 27** foram considerados apenas os períodos da $TSM > 0$ para se obterem os dados quadrimestrais. Os demais meses foram eliminados da série TSM do Pacífico e da grade de precipitação da UDEL. Restaram desta forma, os valores com anos normais (tais como 1975 ou 1998) e todos os anos de El Niños, partir de $0,5^{\circ}\text{C}$ acima da média histórica de 50 anos entre 1950 a 1999. Então, foram extraídas 50 médias quadrimestrais dos meses de abril-julho (AMJJ), apenas dos meses com $ATSM > 0$. Foi executado o mesmo procedimento na grade de precipitação da UDEL, fixando esta no quadrimestre mais chuvoso AMJJ. O lag 0 foi composto dos quadrimestres AMJJ da UDEL relacionado com a ATSM também de AMJJ. E assim, sucessivamente, até o lag4 com a precipitação da UDEL acumulada dos meses AMJJ relacionada com as ATSM do Pacífico de dezembro, janeiro, fevereiro e março (DJFM).

São mostrada na Figura 31 as isolinhas de coeficientes de correlação entre a precipitação quadrimestral da UDEL normalizada pela média e as ATSM do Pacífico para o período abril a julho, 1950-1999 (a) simultânea e (b) um mês antes.

Na Figura 31 (a) todo o Brasil e NEB, apresentaram coeficientes de correlação baixos, sugerindo que a parcela da precipitação do período mais chuvoso local, explicada pelo quadrimestre das ATSM do Pacífico, possui correlação muito pequena e estatisticamente não significativa. As correlações foram generalizadamente nulas sobre o Brasil (cor branca). No Centro-Oeste, Sul da Amazônia e NEB ocorreram tendências fracamente negativas. Já no litoral do ENE, as correlações foram de nulas a fracamente positivas. Assim, em lag0 houve correlação, sugerindo que os sistemas produtores de chuva local são pouco afetados pelas médias quadrimestral da TSM do Pacífico.

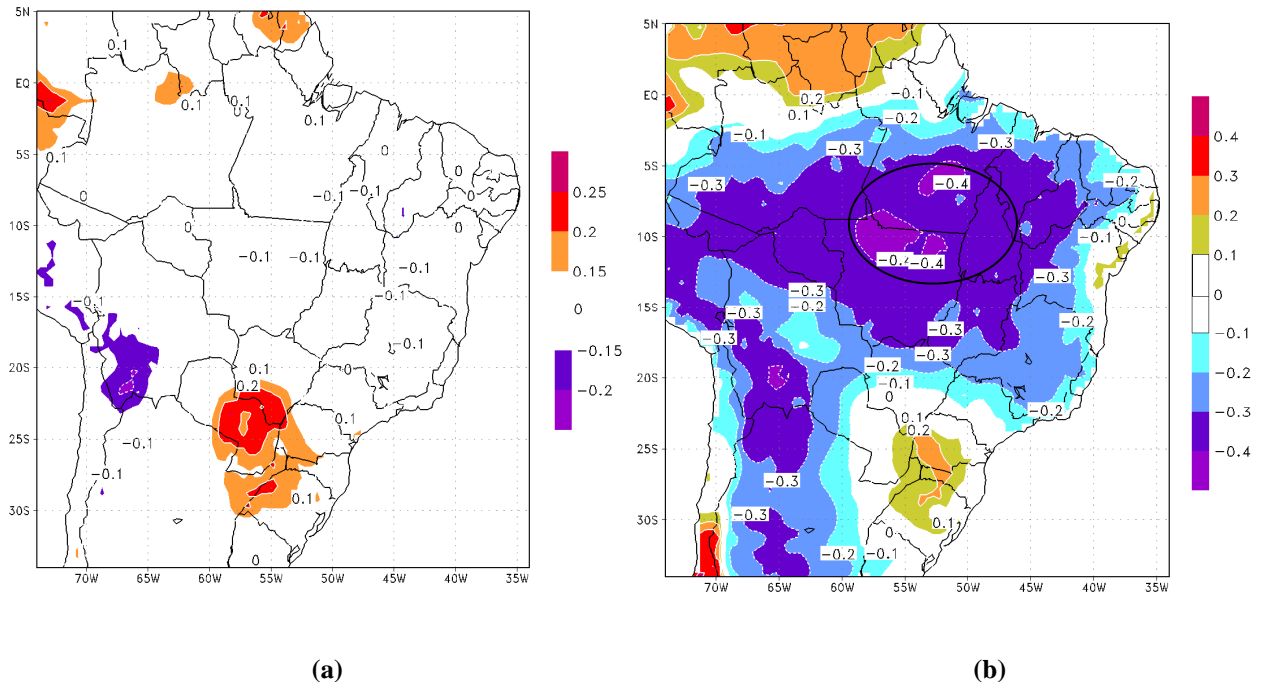


Figura 31 - Correlação lag0 (a) para o período abril a julho e lag1(b) período março a junho entre a precipitação UDEL, 1950-1999 normalizados pela média histórica e os quadrimestres da ATSM do Pacífico (COADS 1950-1999) – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.

Verificando a interação entre a ATSM do Pacífico e a quadra mais chuvosa sobre do ENE, constatou-se que durante os meses de abril a julho as ATSM do Atlântico Sul influenciaram suavemente e de forma inversa a precipitação no centro-oeste do Brasil. Quando as ATSM quadrimestrais apresentam-se maiores que zero, não podendo afirmar se a média de chuva de AMJJ aumentará no Centro-oeste e Sudeste do Brasil. O NNE, o norte do Pará e o ENE a relação foi fraca, no entanto, direta, demonstrando que se as ATSM tendessem a El Niño, a chuva aumentaria sobre a região mas, a 48 graus de liberdade, uma correlação de 0,1 não é significativa. Não houve, então, correlação em lag0 para as anomalias positivas quadrimestrais do período em estudo.

Na Figura 31 (b), apresenta-se a correlação entre a precipitação quadrimestral fixada em AMJJ e as ATSM atrasadas de 1 mês, ou seja, iniciado o quadrimestre em MAMJ. Nota-se que os coeficientes de correlação foram superiores a 0,3 em módulo para algumas localidades, com o mesmo nível de confiança. Com as ATSM 1 mês antes da média quadrimestral de precipitação, verificou-se maior definição e aumento da área negativa entre 8° e 12°S / 55°W maçada na Figura 31 (b), com núcleos de $r = -0,4$ ao norte de Mato Grosso e na região central do Pará. No ENE os coeficientes de correlação positivos com até 0,2 de correlação variam de valores ligeiramente negativos a positivos. Observaram-se

configurações opostas, com coeficientes de correlação negativos no Norte e Nordeste e positivos no Sul e Sudeste, até 0,4 em módulo em algumas localidades, com nível de confiança superior a 95% a 48 graus de liberdade. Coeficientes positivos indicam que, quadrimestres das ATSM positivas, tais como associados aos El Niños, sugere chuva abaixo da média localmente. Não ainda significativo para o ENE.

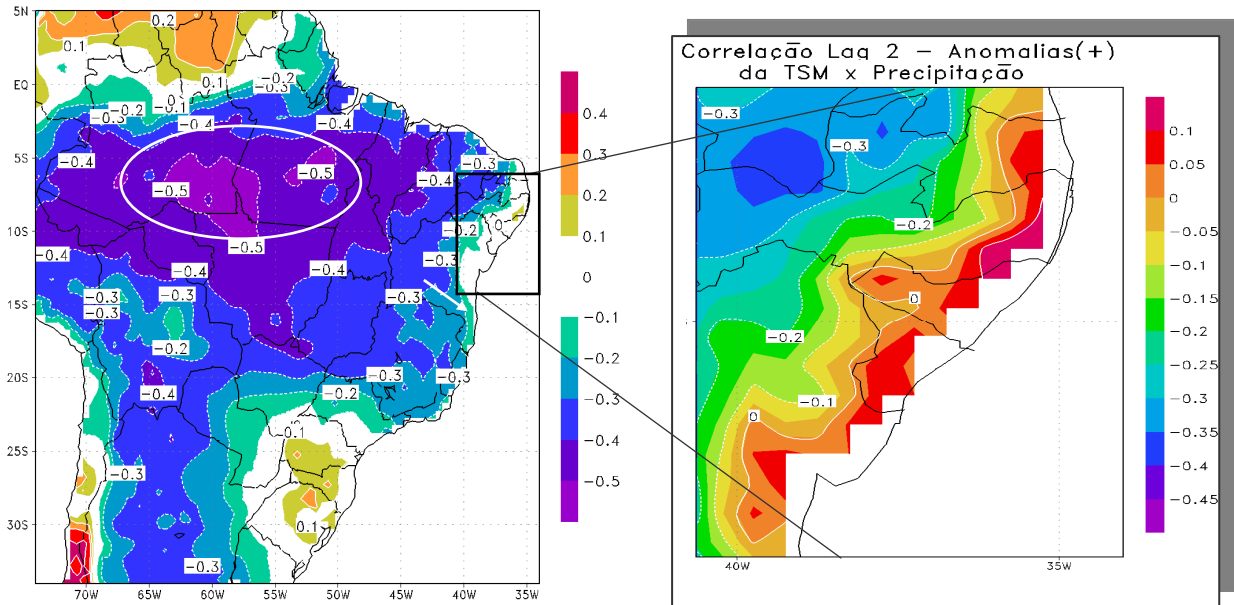


Figura 32 - Correlação lag 2 entre as médias quadrimestrais das ATSM>0 sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Período AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres FMAM da ATSM do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como ATSM>0.

A **Figura 32** lag2, ilustra as ATSM médias do Pacífico de 2 meses antes da ocorrência da precipitação. Observa-se aumento dos coeficientes de correlação para $-0,5$ e o deslocamento dos núcleos mais para o norte; aqueles que ocupavam o norte de Mato Grosso passaram a ocupar o Estado do Amazonas e Pará, entre 10° a 4° S / 60° W, com núcleos de $0,5$ de correlação. A expansão da área negativa atingiu o litoral entre o Rio de Janeiro e São Paulo, coincidindo com a atividade da ZCAS. O ENE apresentou correlação de nula até fracamente positiva, caindo para apenas $0,1$ entre Pernambuco, Alagoas até a metade do litoral da Bahia, como é observado em zoom (**Figura 32**, lag 2). As áreas de atuação da ZCAS e da ZCIT são as mais afetadas, onde o déficit de precipitação gerado é mais facilmente observado; pois são zonas convectivas, porém ressalta-se que o período observado trata-se da estação das chuvas no ENE e o déficit registrado aqui seja uma questão da sazonalidade. Assim, a variância ($R^2 = 0,25$) 25% das vezes que as anomalias estavam acima da média climatológica, representou redução de chuvas na referida região.

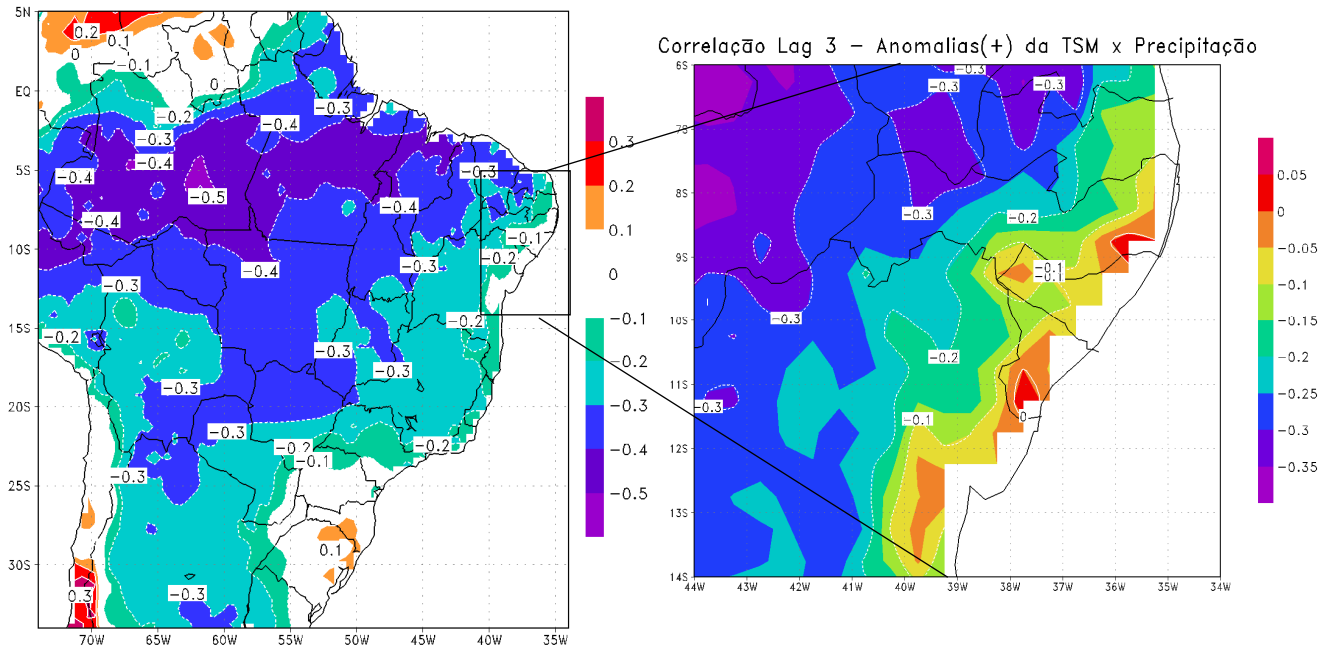


Figura 33 - Correlação lag 3 entre as médias quadrimestrais das ATSM >0 sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Média AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres JFMA da ATSM do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como ATSM >0 .

Na **Figura 33** (lag 3), sugere correlação entre precipitação acumulada de AMJJ observada durante o inverno do HS e as ATSM positivas atrasadas de 3 meses. Agora na época das chuvas no ENE, houve retração das áreas de maior correlação negativa, tendendo o déficit de chuva a concentrar-se sobre a ZCIT e ZCAS em relação ao período. Houve um avanço no norte do NE (NNE) para levemente negativo, o qual também está no período de estiagem, reduzindo ainda mais as áreas de relação linear positiva no ENE. Em zoom-lag3, o ENE apresentou valores ligeiramente positivos (vermelho) a 95% de significância. Apesar da resolução não acompanhar, com precisão as linhas do mapa no litoral, observa-se que entre Alagoas e Pernambuco, região de Maragogi há fraca correlação positiva (tendência a excedente hídrico), sugerindo que a parcela da precipitação local, explicada pelos estágios maduros dos ENOS, seja relativamente pequena, embora estatisticamente significativa.

Resultados semelhantes foram obtidos por MOLION (2008), ao analisar a correlação espacial entre a precipitação sobre o Brasil e a oscilação de baixa frequência da ODP. Possivelmente, a resposta da ODP não seja direta, mas esta pode alterar remotamente (teleconexões), tanto em intensidade como em localização, as estruturas da circulação geral da atmosfera e seus respectivos campos de pressão atmosférica, de vento e de convergência do fluxo de umidade, relacionados a fenômenos atmosféricos causadores de precipitação sobre o território nacional, como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência

da América do Sul (ZCAS) e Alta da Bolívia. Verificou-se também, que os coeficientes de correlação foram negativos na parte norte do Brasil e NNE e positivos sobre o ENE e Sul do Brasil. No caso Figura 33, apenas os quadrimestres $ATSM > 0$ foram correlacionados com o acumulado de abril a julho e caso os coeficientes de correlação forem positivos (negativos) e as $ATSM$ do Pacífico também positivas, significa que chove acima (abaixo) da média relativa ao período dos dados. O autor tomou como exemplo, a região entre os paralelos $55^{\circ}W-60^{\circ}W$ e ao norte de $12^{\circ}S$ com correlação negativa de 0,6 em módulo a um nível de confiança 99,5%. A região engloba a Bacia do Rio Xingu e parte do Tapajós, diferenças entre a fase quente menos a fria da ODP de até 400mm na média semestral de outubro a março.

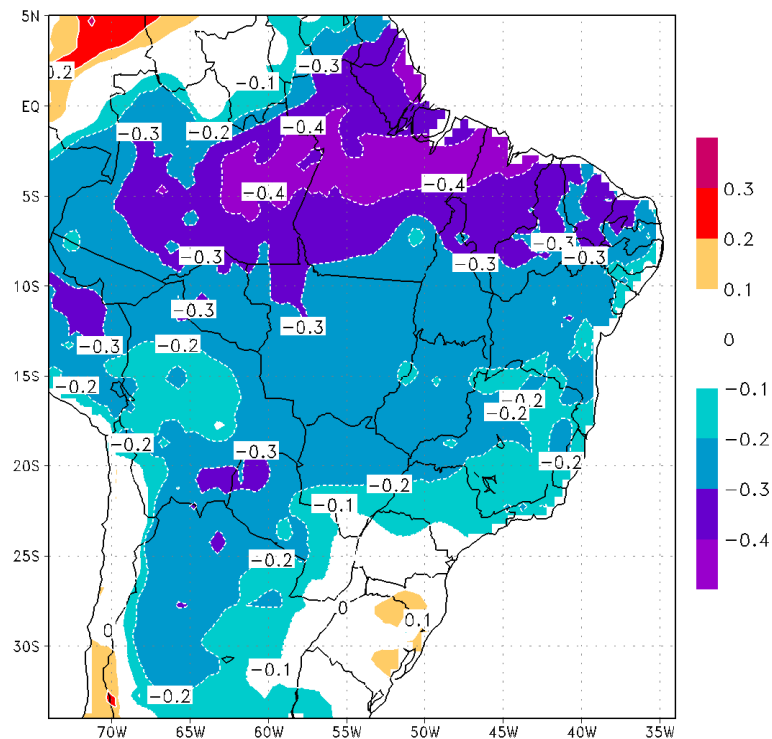


Figura 34 - Correlação lag 4 entre as médias quadrimestrais das $ATSM > 0$ sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Média AMJJ para precipitação normalizada pela média histórica e os quadrimestres DJFM da $ATSM$ do Pacífico – anos normais e com El Niño definido como $ATSM > 0$.

A **Figura 34** (lag 4) mostra a correlação espacial entre a precipitação UDEL, média de AMJJ e as ATSM do Pacífico no período dezembro a março representadas por isolinhas de coeficientes de correlação sobre o Brasil. Um núcleo significativo de $r = -0,4$ ao norte de 5°S , iniciando a 63°W até o extremo NNE, responderam às anomalias quadrimestrais positivas da TSM do Pacífico quatro meses antes da ocorrência do período chuvoso do ENE. A maior parte do Brasil apresentou um índice de $-0,3$, significando que apenas 9% das médias quadrimestrais acima da média climatológica, tomadas quatro meses antes da precipitação ocorrida, representaram redução de chuvas na referida região. Assim, a maior influência dos El Niños, em estado maduro e em início de dissipação parece ser na área de atuação da ZCIT. Esses resultados concordam com os de ROPELESKI e HALPERT (1987) e com os de ALVES et al. (1997). Já Nobre et al (2000) sugere que atuam sobre o Nordeste processos atmosféricos de mais alta frequência (ondas de leste e VCAN por exemplo) do que o fenômeno ENOS e o dipolo do Atlântico, com seus efeitos mais perceptíveis durante alguns anos tal com em 1992.

2.2 Anomalias do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas ($d(ATSM)/dt > 0$) vs Precipitação no NEB

A partir da **Figura 29** foram considerados apenas os períodos de $d(TSM)/dt > 0$ e foram obtidos os dados quadrimestrais. Os demais meses foram eliminados da série de ATSM do Pacífico e da grade de precipitação da UDEL. Restaram desta forma, os valores com anos iniciados com La Ninas maduras (tais como 1976 ou 1988) e terminados em de El Niños jovens, acima da média histórica de 50 anos entre 1950 a 1999. A partir desse filtro foram extraídas 50 médias quadrimestrais dos meses de abril, maio, junho e julho (AMJJ), apenas destes meses com $d(ATSM)/dt > 0$. Foi executado o mesmo procedimento na grade de precipitação da UDEL, fixando esta no quadrimestre mais chuvoso AMJJ. O lag0 foi composto dos quadrimestres AMJJ da UDEL correlacionado com a ATSM também de AMJJ. E assim, sucessivamente, até o lag3 com a precipitação da UDEL acumulados dos meses AMJJ correlacionada com as ATSM do Pacífico de janeiro a abril (JFMA).

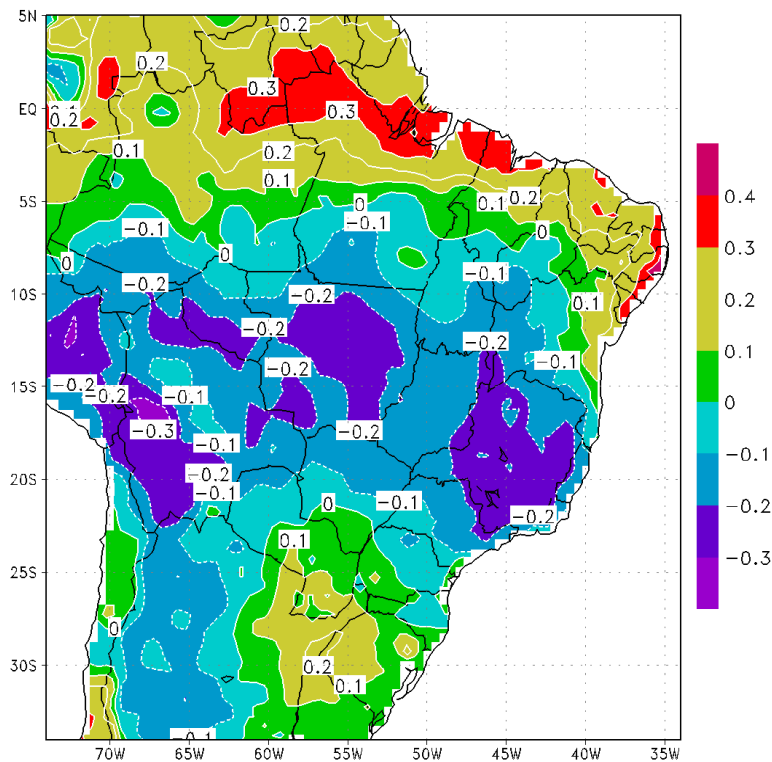


Figura 35 - Correlação lag 0 entre as médias quadrimestrais das $d(ATSM)/dt > 0$ sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99). Períodos abril-julho para precipitação normalizada pela média histórica simultânea com as ATSM do Pacífico – mínimos de La Niñas e máximo de El Niño definidos como $d(ATSM)/dt > 0$.

Na **Figura 35** (lag 0) a correlação entre médias do período AMJJ onde $d(TSM)/dt > 0$ e a precipitação normalizada pela média 1950-1999 foram simultâneas. De maneira geral também se observaram configurações opostas, com coeficientes de correlação positivos no extremo norte do Brasil, NNE, ENE e sul do Brasil e negativos no centro oeste, WNE e sudeste do Brasil, excedendo 0,4 em módulo, com nível de confiança superior a 95%. Coeficientes positivos indicam que, para $d(ATSM)/dt$ positiva - geralmente associados às mínimas das La Ninas até as máximas dos El Niños - chove acima da média localmente. Nas regiões de correlação positiva entre ENE até o norte do Pará, um acréscimo poderia ser verificado no período abril-julho, respondendo por 16% da variabilidade da precipitação. Sendo a fase quente predominante na formação de El Niños do que La Ninas, Molion (2008) verificou para a fase quente menos a fase fria da ODP aumento de 100 a 200 mm para o período de outubro-março sobre o ENE.

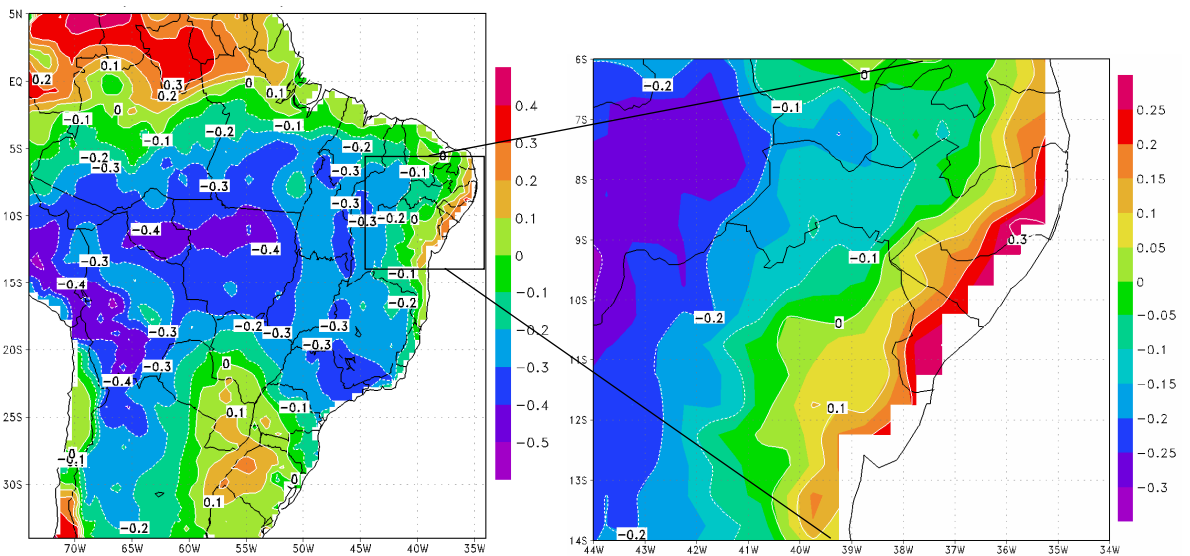


Figura 36 – Correlação lag1 $d(ATSM)/dt > 0$ com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 1950-99). Precipitação (abril-julho) e Índice ATSM do Pacífico (março-junho). Dados 1950-1999.

A correlação entre precipitação do período abril-julho e as ATSM atrasadas de período maio-junho (**Figura 36** - lag1) apresentou coeficientes de correlação positivo superiores a 0,3 em módulo para o ENE (zoom da Figura 36 lag1), ao nível de confiança de 95%. Com as $d(TSM)/dt > 0$ um mês antes da média quadrimestral de precipitação, verificou-se menor definição e diminuição da área positiva do ENE. A área negativa aumentou para $r = -0,4$ no centro oeste e sudeste do Brasil.

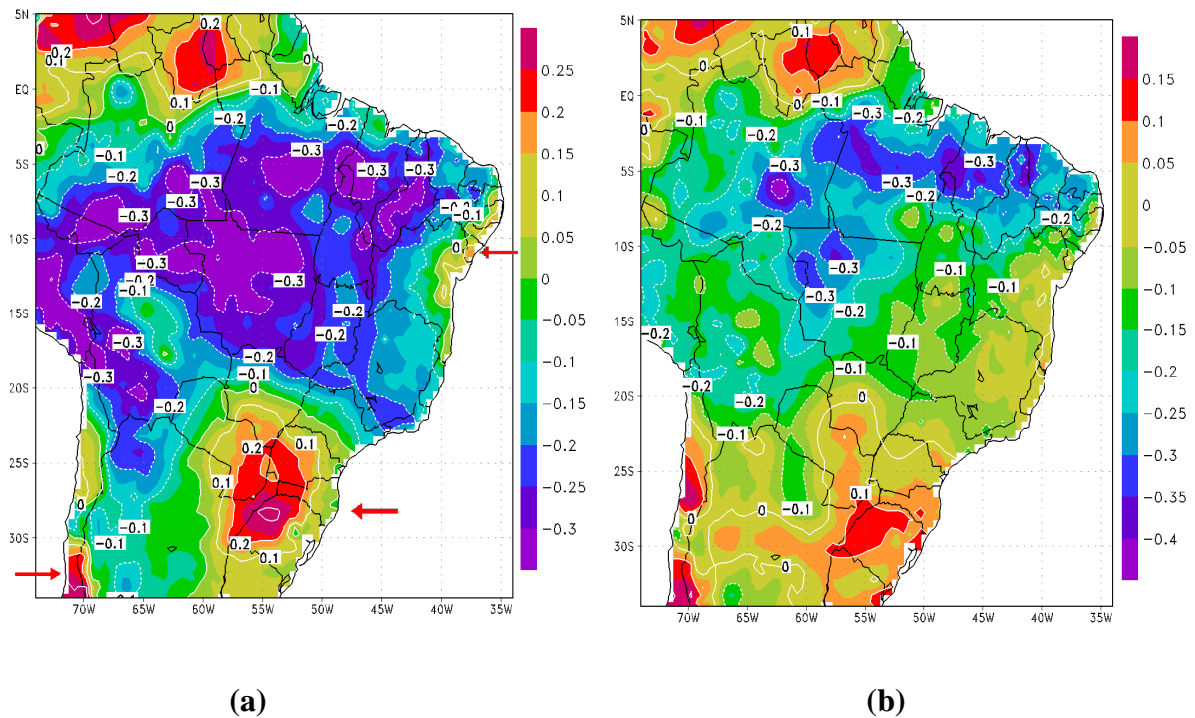


Figura 37 – lag2 (a) para o período março-junho e lag3(b) período fevereiro-maio entre a precipitação da UDEL (1950-1999) com as $d(ATSM)/dt > 0$ do Pacífico período de abril-julho (COADS 1950-1999).

Na **Figura 37 lag2 (a)** as médias da TSM do Pacífico de fevereiro a maio, cerca de dois meses antes da estação chuvosa do ENE (abril-julho), mostraram áreas entre $25^{\circ}S$ a $30^{\circ}S$ – $55^{\circ}W$, a noroeste do Rio Grande do Sul com $r = 0,25$ com 95% confiança e 48 graus de liberdade. Processos comuns nesta região, como a passagem de frentes frias, serão tanto mais produtoras de precipitação quanto mais permanecerem no local, e parecem estar sendo aumentadas (reduzidas) de suas potencialidades normais, refletindo $r^2 = 6,3\%$ dos meses com excesso (déficit) de chuva durante a fase final dos eventos de La Niña até o pico dos El Niños. No curso dessas frentes frias foi observada a formação de três áreas de correlação positiva, que se apresentou em três máximos:

O primeiro, à montante da Cordilheira dos Andes, abaixo de $30^{\circ}S$ / $70^{\circ}W$ e considerando-se que o fluxo é forçado pela orografia a elevar-se, haverá maior produção de chuva à montante da referida cordilheira durante o final das La Niñas e início de El Niño ($d(ATSM)/dt > 0$). O núcleo desaparece a norte de $30^{\circ}S$, talvez pela proximidade com a zona da subsidência resultante do anticiclone do Pacífico Sul;

O segundo núcleo apresentou seu máximo bem visível, com 0,25 de correlação a $28^{\circ}\text{S}/54^{\circ}\text{W}$ próximo a Corrientes na Argentina, cujo excedente hídrico dessa região foi devidamente investigado por TUCCI (2002);

E o terceiro sobre o ENE, verifica-se que é possível que haja interação do terceiro máximo intensificando a ZCEM. Assim, fatores como as TSM do Atlântico não contabilizados pela TSM do Pacífico, além dos efeitos brisas, frentes do HS, ondas nos Alísios e os VCAN, podem modular a formação desse núcleo, o que aumentaria a correlação.

As demais localidades, entre 0° e 20°S , apresentaram tendência a reduções na precipitação com os episódios de El Niños. Nestas condições a ZCAS reduziram seus potenciais pluviométricos, possivelmente devido à forte subsidência de ar característico nas condições de ENOS, oriundos das células de Walker instaladas sobre o Pacífico. Ressalta-se ainda, que o período abril-julho, inverno do HS, é a época de chuvas no ENE e de pouquíssima precipitação na maior parte do Brasil, logo, as áreas negativas já estariam fora de seu máximo chuvoso.

Considerando como prognóstico, a quadra JFMA das $d(\text{ATSM})/dt > 0$ (**Figura 13 - lag3**) os melhores resultados foram encontrados na zona de influência da ZCIT de até $-0,3$ na quadra AMJJ de precipitação. Nas demais regiões não houve correlações significativas a 95% de confiança, não representando um bom previsor do comportamento da precipitação nas condições de 3 meses antes do período abril-julho.

2.3 Anomalias(+) do Índice Pacífico cujas derivadas são positivas (ATSM/dt > 0 se dATSM/dt > 0) vs precipitação no NEB.

Nessa terceira condição de ATSM a ser correlacionada, tomaram-se como referência os dados, como os descritos na **Figura 30**, adotando todos os valores das ATSM do Pacífico Equatorial entre 1950-1999 (Dados do ERSST v2 de 1854–2004 COADS – NCDC) que estava acima da média normal e, cuja inclinação estava em forma crescente tal como $dATSM/dt > 0$ se $ATSM > 0$, obtendo os dados quadrimestrais. Os demais meses foram eliminados da série de TSM do Pacífico e da grade de precipitação da UDEL (1950-1999).

Nos dados de precipitação da UDEL, sobre o Brasil, foram aplicados o mesmo filtro de modo a correlacionar o período abril-julho, destacando a realidade do ENE. Dos dados filtrados foram extraídas 50 médias quadrimestrais do período abril-julho (AMJJ), ou seja, apenas dos meses com $dATSM/dt > 0$ para todo $ATSM > 0$.

Essa combinação possibilitaria a caracterização das possíveis relações dos El Niños, em estado **avançado** de formação, e ainda em expansão, com os sistemas produtores de precipitação da referida região. A partir desses máximos de ATSM que foram calculadas as médias quadrimestrais, nos acumulados pluviométricos levando-se em consideração a sazonalidade e a eliminação de “outliers” da série. A correlação que se seguiu teve os seguintes resultados:

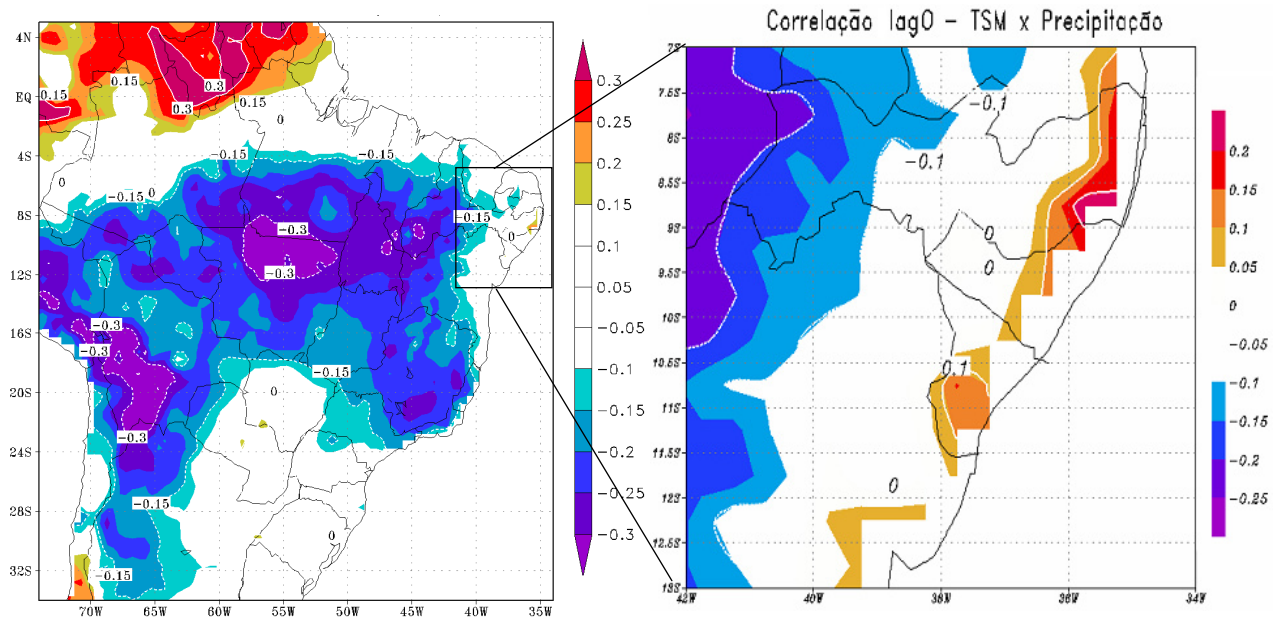


Figura 38 - Correlação lag 0 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt > 0$ quando $ATSM > 0$.

Pode se verificar o resultado da correlação simultânea (AMJJ x AMJJ), entre anomalias da TSM acima da média da série de 50 anos (Figura 30), e as médias pluviométricas do período abril-julho (o período mais chuvoso do ENE na **Figura 38**-lag 0). A série de ATSM, utilizada na correlação com chuva, possui correlação de até $r = 0,95$ a 95% de significância, com duas áreas entre $150^{\circ}W$ e $115^{\circ}W$ sobre a banda equatorial do Pacífico (Figura 22). No setor ampliado da Figura 38, entre Alagoas e Pernambuco, apresentou pequena área (próximo a Maragogi) que explica cerca de 4% da variabilidade de excesso de chuvas em função dos máximos de EL Niño.

Segue-se, então, uma faixa de transição com correlação de 0,1 (não significativa a 48 graus de liberdade e 95% de significância) sobre o SNE, ENE e NNE. Possivelmente seria uma zona de transição da influência do litoral e seus eventos de escala subsinótica. No extremo norte do Brasil verificou uma possível faixa de transição para os efeitos de subsidência de ar, próximo à ZCIT, que durante o inverno do HS está em média a $4^{\circ}N$.

Observou-se ainda, correlação negativa com núcleos de até 0,3 em módulo, respondendo por $r^2 = 9\%$ da variabilidade do período abril-julho. Os referidos núcleos sobre a região central do Brasil ($10^{\circ}S/53^{\circ}W$) estariam sob a subsidência da ZCIT, como também, da célula de Waker do Pacífico, característica dos episódios de El Niños. Desde o sul do Acre, Amazonas e Pará (sul de $4^{\circ}S$), passando pelo centro oeste até o sudeste do Brasil a $24^{\circ}S / 45^{\circ}W$, região de influência da ZCAS teve correlação negativa indicando redução dos totais pluviométricos para a condição de ATSM em questão.

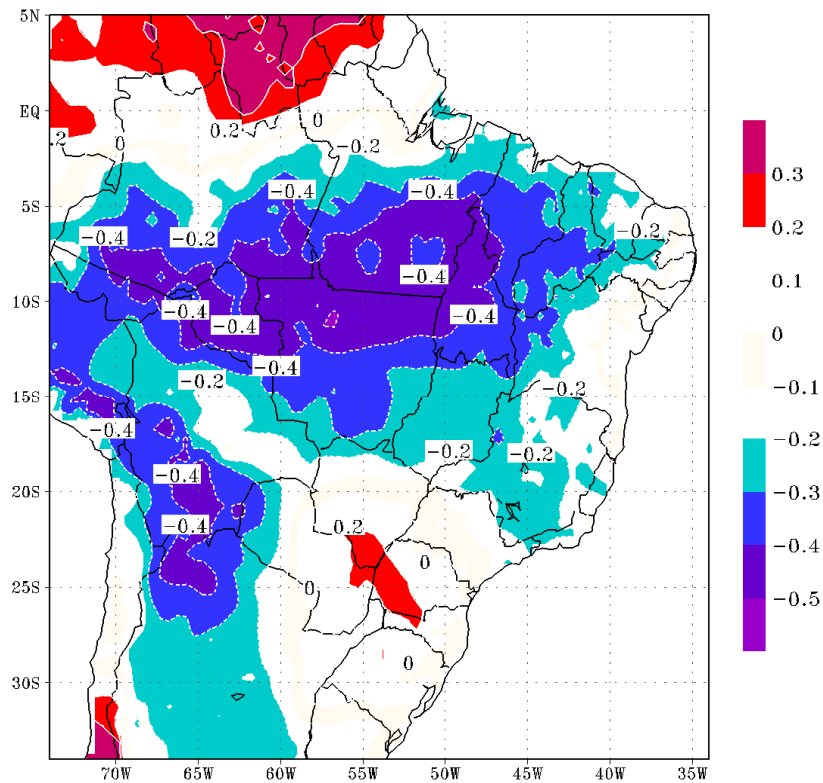


Figura 39 – Correlação lag 1 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt > 0$ quando $ATSM > 0$.

A correlação linear da TSM do período, ou seja, um mês antes da quadra AMJJ foi da ordem de 10% sobre o litoral do Rio Grande do Norte até Salvador (**Figura 39**-lag 1). Do Acre ao Piauí, obteve-se déficit de até 16% dos meses ($r = -0,4$) na pluviometria observada. A previsão em curto prazo poderia ser utilizada seguindo este parâmetro nessas regiões, pois poderia haver interesse em falar em redução hídrica fora da estação de máxima precipitação, para saber se vai ser mais seco que o normal, pois algumas culturas são plantadas fora do período de máxima precipitação

Aqui, o padrão de excedente pluviométrico também segue como descrito na **Figura 37 lag2 (a)**, só que sobre o litoral de Alagoas/Pernambuco não foi estatisticamente significativo ao nível de 95%, ficando a correlação TSM/Precipitação em torno de +0,1.

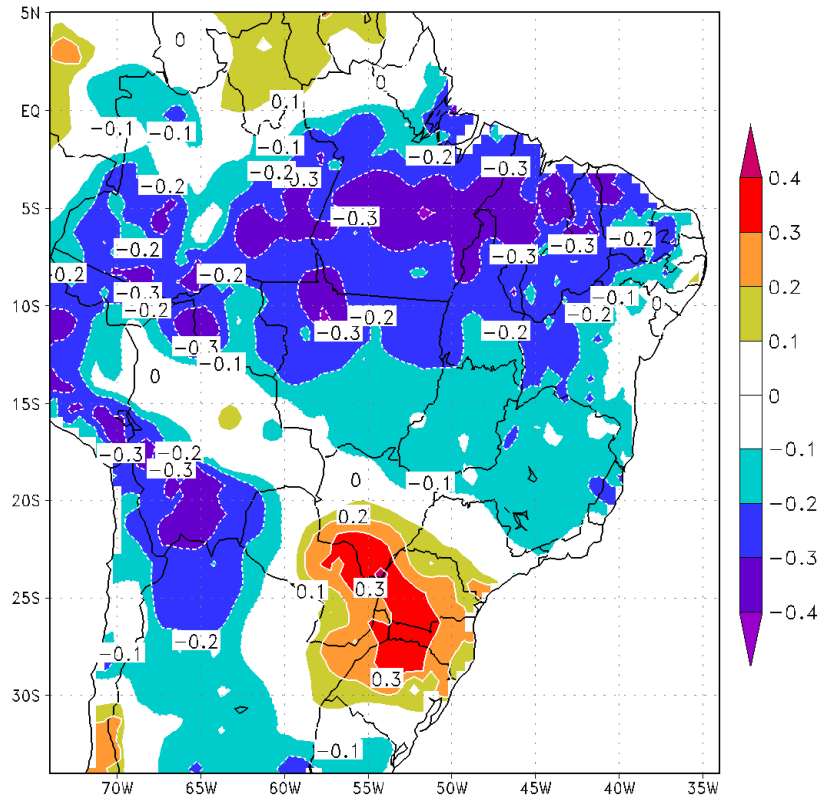


Figura 40 – Correlação lag 2 entre as ATSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial (COADS 50-99) com a precipitação sobre o Brasil (UDEL 50-99) – El Niño definido como $dATSM / dt > 0$ quando $ATSM > 0$.

Na **Figura 40** lag 2, verificou-se boa indicação de redução na precipitação relativa sobre 5°S entre 60°W/40°W dois meses após o registro dessas condições de ATSM. Um coeficiente de correlação linear de $-0,4$ para 50 anos à $n-2$ (48) graus de liberdade é significativa estatisticamente ao nível de 95%, ou seja, 5% de que não haja relação entre a ATSM e precipitação. Com esse coeficiente ($-0,4$), a variância explicada seria de $r^2 = 0,16$, ou seja, 16% da variabilidade. Mantiveram-se os núcleos de $-0,4$ ao norte da Ilha de Marajó, seguido por outros sobre os Estados do Amazonas, Pará até o NNE.

Excesso hídrico é visto no Sul e Sudeste do Brasil (20°/30°S por 60°/48°W) com coeficiente de correlação linear positivo de 0,3 em módulo, ao mesmo nível de significância.

Não houve correlações significativas com o ENE.

2. Interferência do Atlântico Sul nas Interações do Pacífico sobre o ENE.

O índice da ODP foi construído a partir da diferença entre as TSM do Oceano Pacífico centro tropical e as TSM do extratropical. Quando o valor do índice apresenta-se negativo, indica que a TSM no Pacífico centro tropical está abaixo da média da região, e no Pacífico Extratropical Norte se apresenta acima da média. No caso de correlação, a série precipitação da UDEL inicia em 1950, mas a fase fria iniciou três anos antes. Entre o período 1950 e 1976 encontrou-se a ODP negativa ou fase fria (**Figura 13**), se caracterizando pela maior frequência de La Niñas. Entre 1977 a 1999 encontraram-se a ODP positiva ou fase quente, marcada pela maior frequência dos El Niños.

A diferença é que os efeitos de cada ODP podem persistir por 20 a 30 anos; já os El Niños apenas de 6 a 18 meses em média. A última fase fria da ODP ocorreu entre 1947 e 1976 e foi caracterizada por anomalias negativas das TSM no Pacífico Tropical e simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical norte e sul. Já o segundo período de dados faz parte da fase quente da ODP, a qual se estendeu de 1976 a 1999 e apresenta configuração oposta. Verificamos que a média do primeiro(segundo) período, marcado pela mudança de sinal, foi de 26,77°C (27,14°C) significando um acréscimo de +0,37°C na TSM do Pacífico entre as duas fases da ODP, período de dados 1950 a 1999 referentes às médias entre 90°W/180° W e 10°N/10°S da ERSST v.2. Christy e Spencer (2004) verificaram que as temperaturas médias globais, obtidas por meio de Microwave Sounding Units (MSU) a bordo de satélites desde 1979, aumentavam dada a ocorrência dos El Niño e diminuía quando ocorriam La Niñas. No máximo do El Niño forte de 1997/98, a temperatura média global chegou a apresentar uma anomalia positiva de aproximadamente 0,75°C em abril de 1998, enquanto, na La Niña de 1984/85, as anomalias de setembro de 1984 chegaram a -0,50°C. Isso mostra a possibilidade de conexão desses eventos com atmosfera.

Diversos autores também observaram teleconexão entre o Pacífico e o Atlântico Tropical (MOURA e SHUKLA (1981); ROPELEWSKI e HALPERT (1987b); NOBRE e SHUKLA (1996); MARSHALL et al. (2001) e WALTER e GRAF (2002)).

Gray (2009) verificou que a TSM do Atlântico norte 1858 a 2006 tem correlação forte com a salinidade, que é ligada a circulação da Termohalina (CT). Ele estimou que houvesse de 3 a 5% mais evaporação e precipitação durante a CT forte que na CT fraca e esta diferença equivale a uma variação de 4-7W/m² na energia global da superfície do mar. Com

um lag de 10 anos, a temperatura global sofreu esfriamento (aquecimento) durante períodos de CT mais forte (fraca), resultando assim, mais ressurgência de água fria nos oceanos tropicais do HS, esfriando gradualmente em média 2-4 W/m² todo o globo. Desse modo, constatou condições não antropogênicas influenciando fortemente o clima global e que o Atlântico deve ser considerado nas investigações climáticas (**Figura 41**).

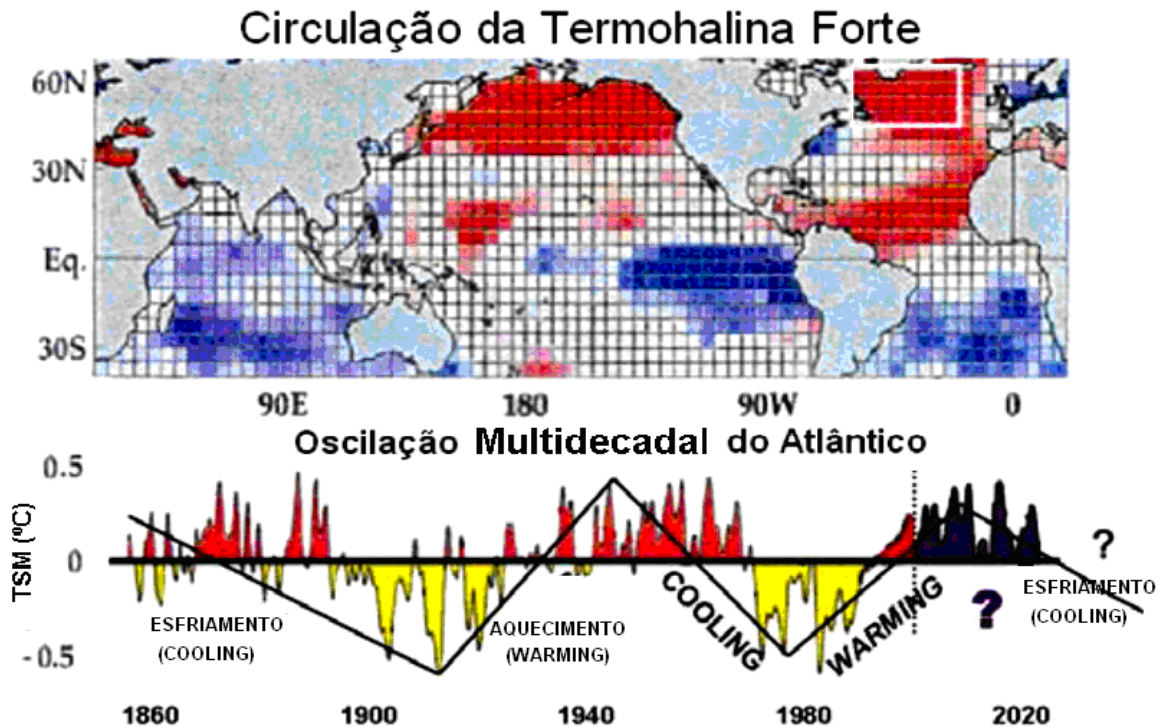


Figura 41 - Condições globais da TSM do Atlântico norte durante condições forte de Circulação da Termohalina (topo) e a variação da força de Circulação da Termohalina (CT) nos últimos 150 anos (em baixo). Figura adaptada de GRAY (2009).

O índice “*Anomalias Interoceânicas*” (A.I.), tratado neste trabalho se apresenta como um índice da diferença entre as ATSM do Atlântico Sul (média regional entre 25°W/8°W por 12°S/5°S –**Figura 26**) e das ATSM do Pacífico Equatorial (em média regional entre 180°W/90°W por 10°S/10°N – **Figura 21**), durante um período de 50 anos e média considerando as mudanças climáticas verificado no ODP.

Para o cálculo das médias relativas ao A.I. mostrado na **Figura 43** (topo), dividiu-se o período de dados em dois segmentos: o primeiro foi de 1950 a 1976, onde ocorreu maior frequência de La Ninas; O segundo foi entre 1977–1999, fase de alta da ODP com maior frequência a eventos de El Niños. Na **Figura 43** (base) pode ser vista a mudança de sinal no

IME (Índice Multivariado de ENOS) de WOLTER e TIMLIN (1998), presente também na ODP. A importância dessa subdivisão é melhor descrita por MOLION (2004).

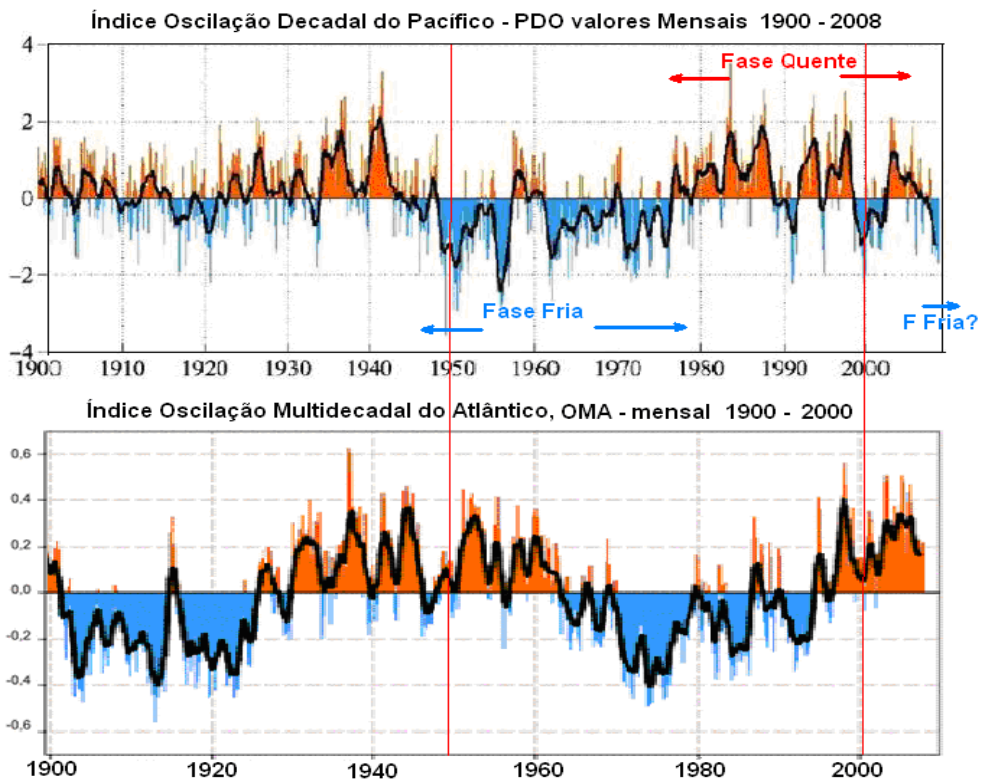


Figura 42 - ODP (topo) possui ciclo de 20-30 anos e parece estar entrando em uma nova fase fria. As ATSM do Atlântico norte (base), referida como a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) por KERR (2000) tem ciclo de 65-80 anos, com um intervalo de 0,4°C. Fonte adaptada do website GLOBAL WARMING SCIENCE (2009).

O índice Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) (**Figura 42**) foi definido em 2001 como médias móveis normalizadas das ATSM do Atlântico norte. Os dados de precipitação nesse trabalho estão entre 1950 a 1999 e equivalem a um comprimento de onda da ODP e meio comprimento do OMA. O ODP está, possivelmente, no início de nova fase fria, enquanto o AMO está em sua fase quente desde 1995 ou um terço do período quente (GRAY, 2009). Enfield et al (2001) destaca que, entre as fases quentes e frias do OMA, a descarga do Rio Mississippi varia de 10%. Na fase quente da OMA, a maior parte dos Estados Unidos tem menos chuva, incluindo as secas no centro oeste em 1930 e 1950, mostrando que o padrão de distribuição das chuvas de verão nos USA é bastante influenciado. Já os padrões de inverno de variabilidade interanual de chuvas associadas com ENSO também são significativamente alterados entre as fases da OMA, cujo sinal tem correlação forte do Pacífico norte.

Pela proximidade com o Brasil, seria o Atlântico sul quem influencia as interações dos ENOS com as precipitações sobre o NEB. A correlação entre a ATSM média do Pacífico com as ATSM do Atlântico (**Figura 25**) localizou em que áreas do Atlântico sul, com $r = 0,55$ a 95% de significância, responderam melhor ao sinal do Pacífico equatorial e assim, extraiu-se uma série de referência do Atlântico sul, a ser empregada na determinação do AI. O índice AI foi correlacionado com as precipitações sobre o NEB.

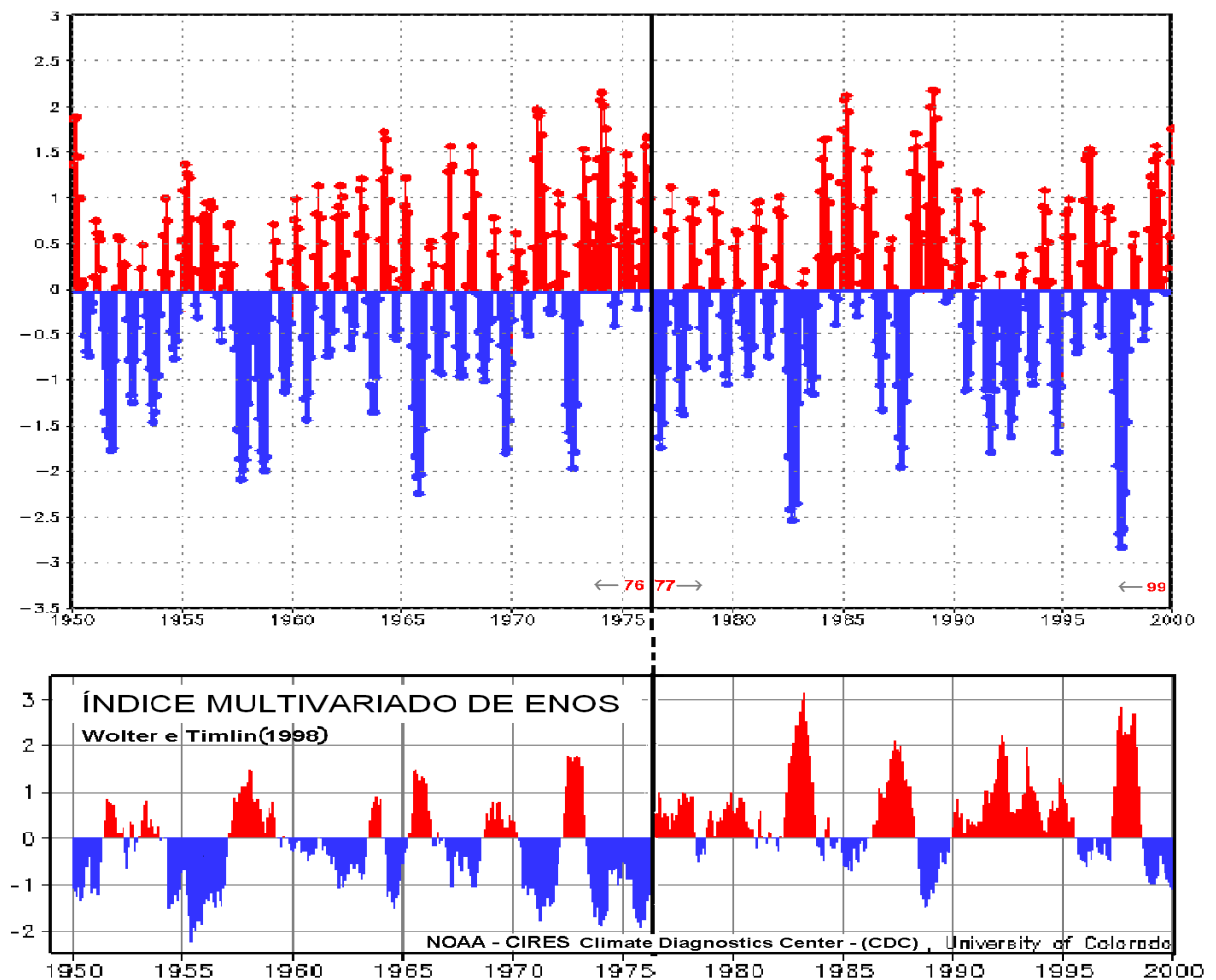


Figura 43 – Anomalia Interoceânica da TSM ($TSM_A - TSM_P$) parte superior. Médias 1950-1976 e 1977 a 1999. Variação do sinal do ODP/IME parte inferior.

Verificou-se que o Índice A.I. e as ATSM do Pacífico equatorial divergem em vários momentos. Trata-se de uma sobreposição de ondas, onde a influência de cada conjunto (Pacífico e Atlântico) amplificou ou anulou a interação. O período de 1950 a 1952 (**Figura 21**) alcançou um desvio de $-1,5^{\circ}\text{C}$ da média; porém, o mesmo período (**Figura 43**) apresenta uma situação de anomalia positiva, com desvios da ordem de $1,9^{\circ}\text{C}$. O que o índice mostra é que, este é intensificado (reduzido) com uma situação de La Niña (El Niño) combinado a um

Atlântico quente. É conhecido que, de 1951 a 1953, foram anos de El Niño, mas até que ponto isto representou secas ou excedentes hídrico para o ENE? Da mesma forma, 1957 obteve com até $-2,2^{\circ}\text{C}$ (conforme **Figura 43**) contra $+1,7^{\circ}\text{C}$ da ATSM do Pacífico (**Figura 21**).

Entre 1991 e 1994, o período foi marcado por desvios, com acréscimos da ordem de $+2,2^{\circ}\text{C}$, como foi o caso de 1992 (**Figura 21**); entretanto, o índice AI trouxe uma situação oposta, com déficits chegando a -2°C , quando consideradas as anomalias do Atlântico Sul (**Figura 25**) que partindo de $-0,9^{\circ}\text{C}$ de desvio, a uma velocidade de $-0,4^{\circ}\text{C}/\text{ano}$, entre 1990 até 1993, atingiu um desvio mínimo de $-2,1^{\circ}\text{C}$ em 1993. Entre 1960 a 1973, verifica-se um aumento progressivo do AI iniciando com um pico de $0,8^{\circ}\text{C}$, com um pico máximo de $2,2^{\circ}\text{C}$ entre 1969 a 76. Reduzindo em seguida até um mínimo, em 1983 até $0,4^{\circ}\text{C}$. A redução do pico máximo ocorre por algum processo iniciado entre 1972-73 (**Figura 45-topo**) e, observando a **Figura 21**, vê-se que em 1973 foi um ano quente para o Pacífico, com cerca de $+1,2^{\circ}\text{C}$ e em 1983, foi mais quente ainda, com $+1,9^{\circ}\text{C}$. A redução se deu, provavelmente, devido às contribuições das anomalias do Atlântico Sul.

Alves et al (1997) mostraram que os setores NNE e ENE estavam em fase entre 1960 a 1976, havendo 15 anos mais chuvosos com até $+0,7$ acima do desvio padrão da precipitação regional em relação à média móvel de 5 anos. Já entre 1976 e 79, o ENE ainda em fase com o NNE, reduziu a $-0,5$ desvios padrão e o NNE a $-0,8$ desvios padrão, o que não foi tanto pelo El Niño de apenas 1°C , mas pelo esfriamento do Atlântico. A situação de aquecimento no Pacífico mostra o Pacífico com El Niños de 1976 a 78 ($+1,0^{\circ}\text{C}$) na **Figura 21**. Logo, quem fez reduzir o AI foi a TSM do Atlântico. Entre 1974 e 1980, eles verificaram que a redução do índice regional pluviométrico do ENE (abril-julho) foi de $+0,5$ para $-0,4$ desvios padrão, enquanto que o NNE foi de $+0,5$ a $-0,7$ desvios padrão no mesmo período.

Observando a série do AI verifica-se que está mais de acordo com os acontecimentos pluviométricos do ENE do que, simplesmente, a ocorrência de aquecimento ou ENOS, no Pacífico equatorial. Assim, a **Figura 44** mostra que, durante uma fase fria (quente) do Pacífico, o índice AI será positivo (negativo), pois terá um fator multiplicador de -1 , formado pela sobreposição dessas duas ondas como visto na **Figura 45**; porém, caso o Atlântico esteja em sua fase quente(fria), a onda resultante será amplificada(atenuada) e a tendência do ENE seria de excesso(déficit) hídrico. Esta situação de déficit (excesso) hídrico é criada por uma condição de “super” El Niño(La Niña), onde os efeitos da subsidência sobre o NEB são intensificados (reduzidos) pela baixa (alta) evaporação e redução (aumento) nos ventos Alísios, verificada quando das anomalias negativas(positivas) do oceano Atlântico

Sul. Podemos esperar anos em que os efeitos sejam cancelados, ou seja, uma situação quente/quente ou fria/fria.

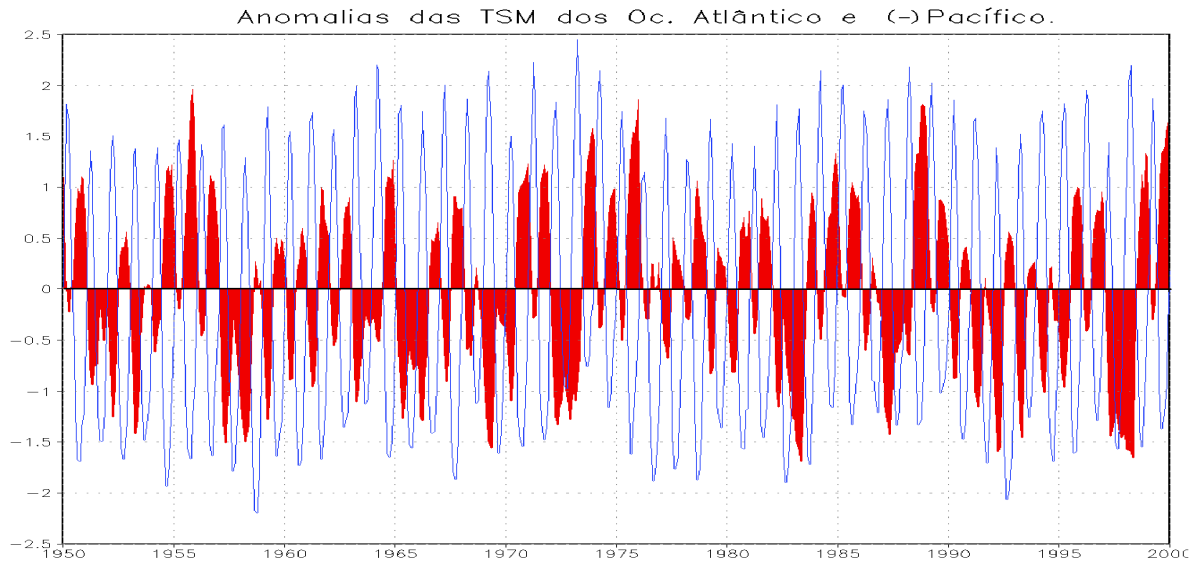


Figura 44 - Distribuição 1950 a 1999 das anomalias dos Oceanos Pacífico e Atlântico. As Anomalias do Pacífico tem fator de (-1) em vermelho. A TSM do Atlântico está em azul. Dados do COADS v2.

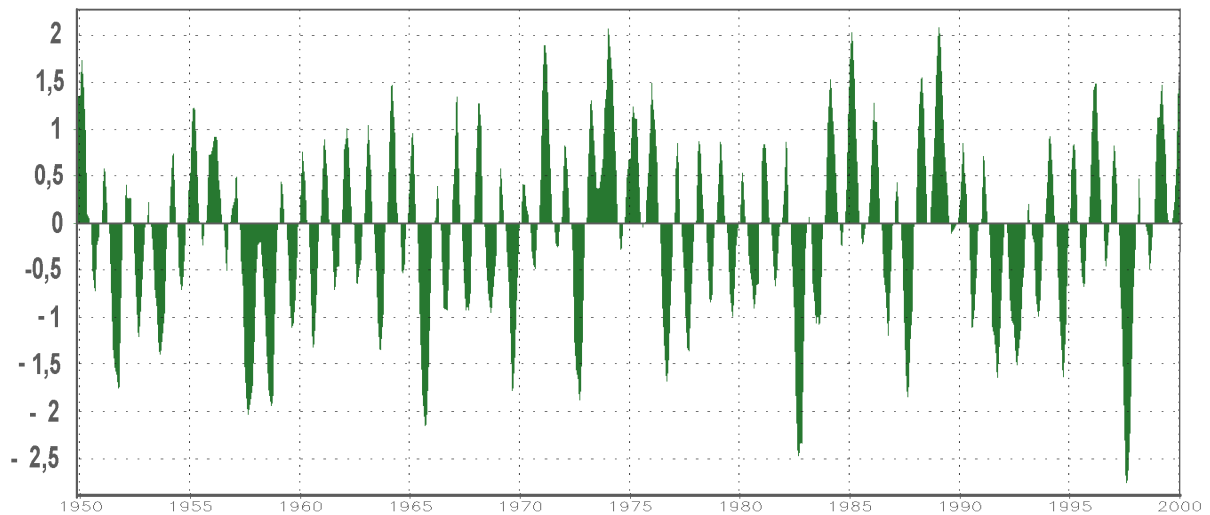


Figura 45 – Sobreposição de ondas. Anomalias (Atlântico – Pacífico) aqui denominadas de Anomalia Interoceânica (AI). Dados do COADS v2.

De acordo com a **Figura 44**, pode-se dizer que as anomalias verificadas no Atlântico, além de mais próximas do ENE são mais intensas e têm comportamento mais previsível do que a anomalia do Pacífico.

Foi visto nas simulações anteriores, que as correlações da TSM, exclusivamente do Pacífico, com a quadra mais chuvosa do ENE, mostrou-se abaixo de 0,3 demonstrando ser muito a quem, explicando pouco da variabilidade da precipitação.

Como o Atlântico sul está em ressonância em até 30% dos meses em 50 anos como o Pacífico equatorial (**Figura 25** com 0,55 de correlação a 95% de significância) e, supondo que os efeitos sejam opostos, ou melhor, quando quente, o Atlântico (Pacífico) despeja mais umidade (subsidiência) na atmosfera sobre o ENE, o que reduziria (intensificaria) os efeitos dos ENOS e com isto, ter-se-ia 70% de probabilidade do Atlântico “ajudar” um El Niño a produzir déficits nesta região.

Marengo e Hastenrath (1993) mostraram que, durante os anos de grande aquecimento do Oceano Pacífico Equatorial, a ZCIT desloca-se mais ao norte do que sua posição normal sobre o Oceano Atlântico Tropical. Como consequência, há um enfraquecimento dos Alísios de NE, reduzindo a umidade proveniente do Atlântico de maneira dinâmica (advectiva), independente da redução térmica. Logo, menos umidade entraria para o interior da Amazônia. Com o Pacífico aquecido, por exemplo, a convecção que se estabelece produz chuvas abundantes ao norte da Cordilheira dos Andes, provocando movimento de subsidiência, pela conservação de massa no lado leste, contribuindo para uma menor quantidade de chuva na parte oeste da Amazônia. Poder-se-ia supor que, além do enfraquecimento dos ventos Alísios de NE, por estar a ZCIT mais ao norte, a situação do dipolo da bacia do Atlântico estaria negativa ao Sul do equador. Com a água mais fria, cai a produção de umidade para a atmosfera. Nesse caso, além de reduzir a advecção de umidade, reduzir-se-ia a evaporação.

Souza et al (2000) analisaram a situação do gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície do mar (Dipolo do Atlântico), em conjunto com os eventos de El Niños e La Niñas. Concluíram que El Niño e dipolo quente do Atlântico atuam em conjunto, reduzindo a precipitação sobre o centro-norte e oeste da Amazônia e contribuem para o aumento no setor leste durante o verão austral.

A correlação da variabilidade mensal entre a série do AI (**Figura 43**) e a grade de precipitação sobre o Brasil, são vistas nas **Figura 46** observada nos **lag 0, 2 e 4**. Foi considerada a mudança de sinal observada no Índice Multivariado de ENOS – IME (**Figura 46-base**) de WOLTER e TIMLIN (1998). Tanto o IME como a ODP verificou um maior número de La Niñas (El Niños), antes (após) de 1976. Deste modo, foram obtidas as médias, tanto da grade de precipitação como da série do AI, correlacionadas para os dois intervalos

(50/76 e 77/99). Também foram eliminados dados fora da linha (outliers) decorrente de inconsistências. Desvios da média elevadamente fora da faixa que normalmente aparecem foram eliminados com Grads: MASKOUT.

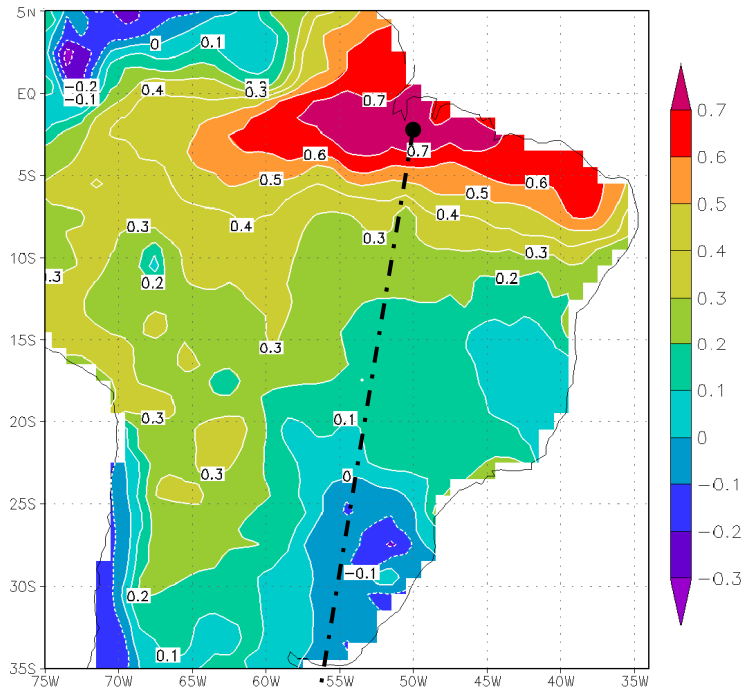


Figura 46 – Correlação lag 0 entre o A.I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76(1977-99) considerando a fase quente(fria) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 50-99.

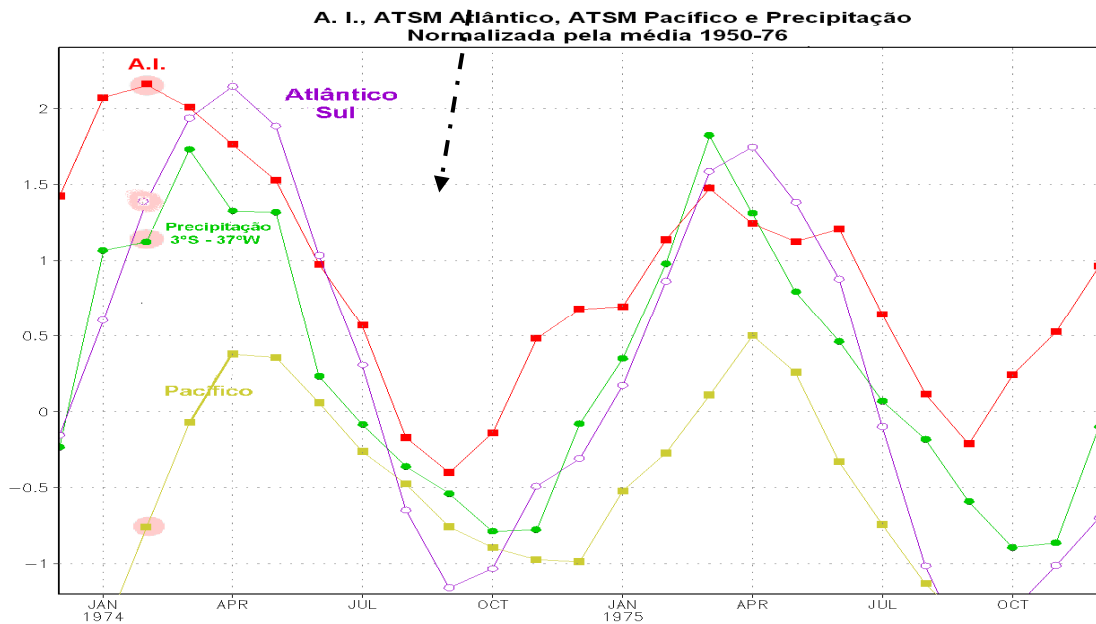


Figura 47 – Assinaturas do A. I. (Oc. Atlântico – Pacífico), das ATSM do Atlântico e Pacífico e da precipitação sobre 44°W/3°S normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r=0,7$. Dados do COADS v.2 e UDEL.

Na **Figura 46** (lag0), observa-se um núcleo de correlação forte de até **0,7** a 95% significância de próximo a Ilha de Marajó e norte do Pará, aproximadamente 44°W a 55°W/3°S. O núcleo se estende pelo NNE e ENE, chegando ao norte da Bahia ainda positivo; porém com apenas 0,2 de correlação. Assim, a alta correlação agora contabilizada pelo índice AI sugere que os efeitos somados das brisas, ondas de leste e, principalmente, da ZCIT modulam a formação deste núcleo, aumentando as correlações, quando anteriormente verificadas apenas pela TSM do Pacífico. O resultado parece estar de acordo com SOUZA et al (2000).

A **Figura 47 (lag0)** mostra as assinaturas sobrepostas do AI (retângulos vermelhos), das TSM do Pacífico (retângulos laranja) e o Atlântico Sul (lilás) em °C e o desvio da precipitação normalizado pela média entre 1950 a 1976, adimensional (círculos verdes). Trata-se da série de precipitação no ponto 44°W /3°S, representando a situação do NNE do Brasil. Verifica-se que, entre 1974 e 1975, os índices pluviométricos registrados entre janeiro a maio chegaram até 1,8 médias pluviométricas normais. O AI teve seu máximo em fevereiro/74, coincidindo a maioria dos pontos, proporcionalmente, em até 49% da variabilidade (+0,7) com a pluviometria local. Com efeito, o AI teve máximo de um mês antes da precipitação, seguindo a tendência da anomalia do Atlântico e tendo com **fator de amortecimento** a anomalia do Pacífico. Observa-se que, nessa figura, em fevereiro/74, os pontos hachurados em rosa estão sobre o AI (precipitação local e as ATSM do Pacífico e do Atlântico), marcando +2,2°C como resultado da operação $AI = +1,4^{\circ}_{ATSM\ Atlântico} - (-0,8^{\circ})_{ATSM\ Pacífico}$. Quanto mais negativo (positivo) for o sinal do Pacífico, tanto mais (menos) intensificará a série da AI. Logo, uma combinação de La Niña (El Niño) será visto como excesso (falta) nesta região.

O que levou a ser bem sucedida esta correlação do A.I, ou seja, estar elevado quando a precipitação também esta elevada em fevereiro de 74, foi o aquecimento do Atlântico e o fato do Pacífico estar numa condição de La Niña. A Precipitação só atingiria seu máximo de 1,8 médias em março/74, porém já estava com 1,2 médias em fevereiro/74. O pico de chuva ocorreu um mês após (março/74). No mesmo ano, também, os mínimos da AI e da ATSM do Atlântico ocorreram um mês antes (setembro/74) da precipitação em outubro, marcando -80% da média (50 a 76).

É interessante notar que na área hachurada em vermelho, em fev/74, o AI já estava em seu máximo, juntamente com a precipitação acima de $1,8\bar{P}$ (médias normais). A ATSM do Pacífico ainda estava a 0,8°C abaixo de sua média e o Atlântico ainda estava em processo de aquecimento; ao atingir a casa de 1,5°C acima da média. Não se verifica El Niño

neste ano, pois o pico do Pacífico não passou dos $0,4^{\circ}\text{C}$ acima da média histórica. No mês seguinte (março/74) observa-se um máximo de $1,8\overline{P}$ normais de precipitação, o que se vê (74 e 75) são anos de La Niña forte, como mostra a **Figura 42** (IME) e que o AI é diretamente proporcional a precipitação nesta região ($37^{\circ}\text{W}/2,5^{\circ}\text{S}$); uma proporcionalidade que se estende pelo ENE até o Norte da Bahia, com r de 0,3.

Um diagrama plotado por UVO e NOBRE (1989) mostra combinações com o Atlântico frio(quente) x Pacífico frio(quente) em quadrantes, sendo plotados, nos quadrantes, os anos de ENOS fortes. O que se buscou, aqui, foi fazer esta combinação correlacionando-a com a precipitação. Na intensificação do AI $(A - P) = 2,2^{\circ}\text{C}$, preserva o fato de que o Pacífico é inversamente proporcional às precipitações. Na simulação P – A (Pacífico menos Atlântico) produz o mesmo valor absoluto de correlação; apenas com sinal oposto, mas com a mesma interpretação climática, ou seja, com o Pacífico quente menos chuva para o NNE e ENE.

Clarke et al (2003) analisaram os dados de vazão de 20 postos e de precipitação de 36 postos, localizados na bacia do rio Paraguai, em território brasileiro, bem como uma série de 95 anos de dados de nível do rio Paraguai, em Ladário. Mostraram que a bacia apresentou um regime hidrológico diferenciado a partir de meados dos anos 1970, aumentando significativamente as cotas. Segundo os autores, uma explicação para o incremento das cotas observadas a partir de 1970 foi o aumento da precipitação, ocorrido na bacia. A correlação do AI na área referida pelo autor foi em torno de 0,3 a 95% de significância ($23^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$), no que restou igual ou menor que nas correlações anteriores com apenas dados do Pacífico. A análise dos dados de precipitação diária de dois postos pluviométricos, com séries relativamente completas, revelou que, quando as cotas do rio estiveram baixas, no período anterior a 1970, as estiagens (dias consecutivos sem chuva) foram mais longas e que, nos dias de chuva, a precipitação média foi inferior ao período pós-1970. As mudanças que o autor coloca ficam mais evidentes que as mudanças verificadas entre as fases quente e fria da ODP.

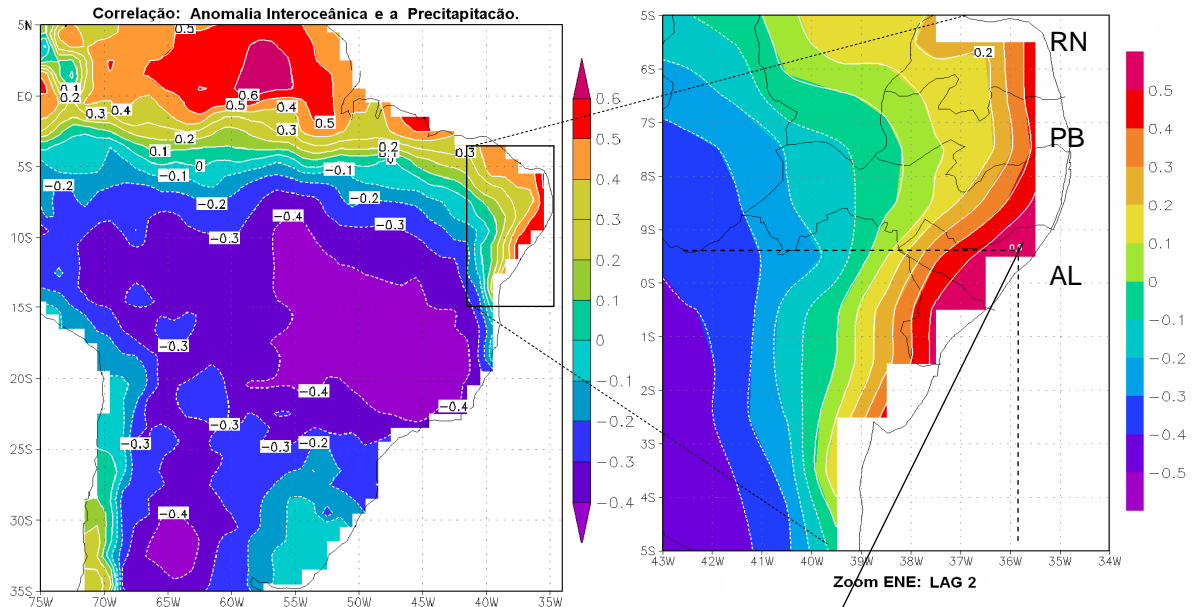


Figura 48 – Correlação lag 2 entre a A. I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76 (1977-99) considerando a fase quente (fria) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.

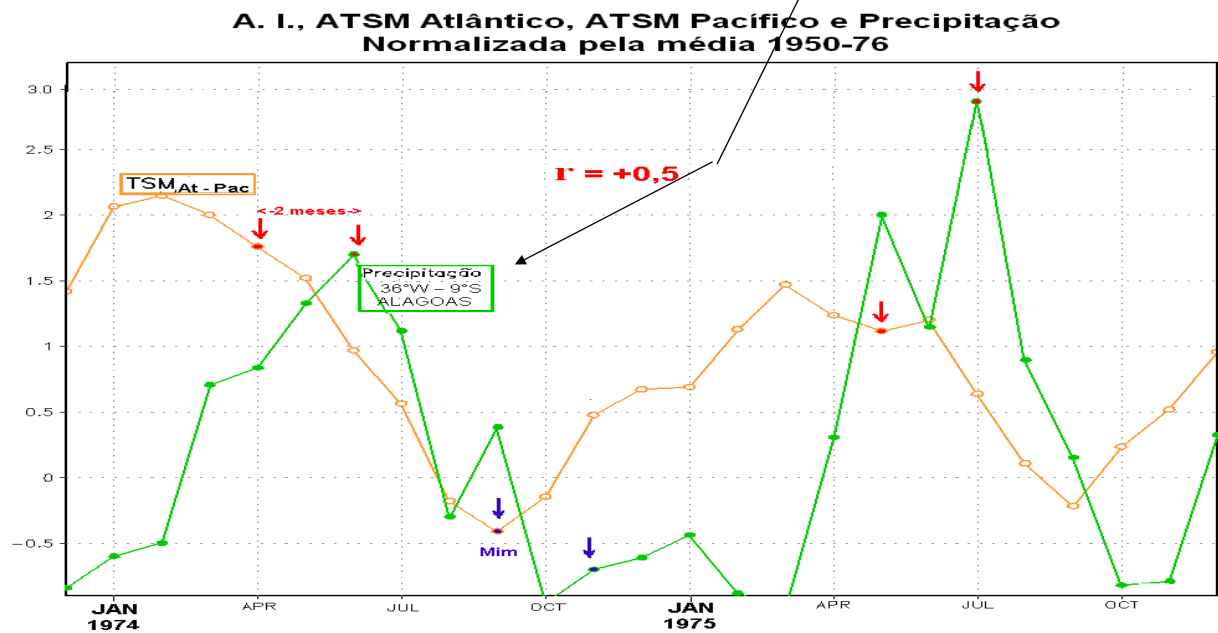


Figura 49 – Assinaturas do A. I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e da precipitação sobre o ponto a 39°W/9°S (ENE - zoom Figura 48 lag 2) normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r = 0,5$. Dados do COADS v.2 e UDEL.

Na **Figura 48 lag 2**, as anomalias médias mensais da TSM foram relacionadas com a precipitação ocorrida dois meses após. Este prognóstico de dois meses revela uma melhor condição de previsão para o ENE. Nesta região, a correlação chegou a 0,6 (**zoom Figura 48-lag2**), entre litoral do Estado do Rio Grande do Norte (RN) e Paraíba (PB),

aproximadamente a $6^{\circ}\text{S} / 36^{\circ}\text{W}$. No geral, a Zona da Mata, do RN até o sul da Bahia (BA), foram bem relacionadas com 0,5. O gradiente tem sentido sudoeste refletindo, possivelmente, o deslocamento de sistemas oriundos do oceano Atlântico, entrando pelo litoral do NNE para o interior. Seguindo o gradiente, observam-se duas regiões distintas de influências antagônicas, onde uma faixa limite divide o Brasil, seguindo a linha de correlação zero, do equador a 70°W , até o litoral sul da Bahia ($40^{\circ}\text{W}/17^{\circ}\text{S}$). A correlação é inversamente proporcional na região do Agreste Nordestino, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, com um núcleo significativo de $-0,4$ localizado, principalmente, sobre a área de atuação da ZCAS.

O litoral do Nordeste (ENE) ficou caracterizado, predominantemente, por correlações positivas de até 50%. Um número bem interessante no sentido previsor, dois meses antes do evento de precipitação. Assim, a metade do AI positivo ($\text{TSM}_{\text{Atlant}} - \text{TSM}_{\text{Pacif}}$) significou excesso hídrico do norte do Pará até o ENE do Brasil e déficit do centro-oeste ao sudeste do Brasil, cerca de dois meses antes de ocorrer a precipitação. Outro núcleo melhor relacionado, com até 60%, está localizado entre os Estados do Amapá e Roraima ($60^{\circ}\text{W} / 55^{\circ}\text{W}$ por $0^{\circ} / 5^{\circ}\text{N}$).

A **Figura 49 lag 2** mostra as assinaturas sobrepostas do AI em $^{\circ}\text{C}$ (círculos vazados) e do desvio da precipitação normalizado pela média (1950 a 1976) adimensional. A série de precipitação refere-se a $36^{\circ}\text{W} / 9,5^{\circ}\text{S}$ (círculos preenchidos), representando a situação do ENE do Brasil ou, mais precisamente, o Estado de Alagoas. Verifica-se que, entre 1974 e 1975, os maiores índices pluviométricos foram os registrados entre abril e julho, chegando até a 1,7 e 2,7 vezes acima da média, respectivamente. A TSM teve seu máximo em fevereiro não coincidindo a maioria dos pontos como o lag0 para o ENE. No lag 2, a “AI” foi melhor relacionado, explicando 50% da chuva mensal, com um prognóstico de dois meses. Em fevereiro/74 (março/75), o AI marcou $2,2^{\circ}\text{C}$ ($1,5^{\circ}\text{C}$) acima da média; porém o pico de chuva só ocorreu quatro meses após. No mesmo ano, também, os mínimos tiveram um mês de fase com a TSM em setembro, a $-0,4^{\circ}\text{C}$, e a precipitação em outubro marcando 100% abaixo da média.

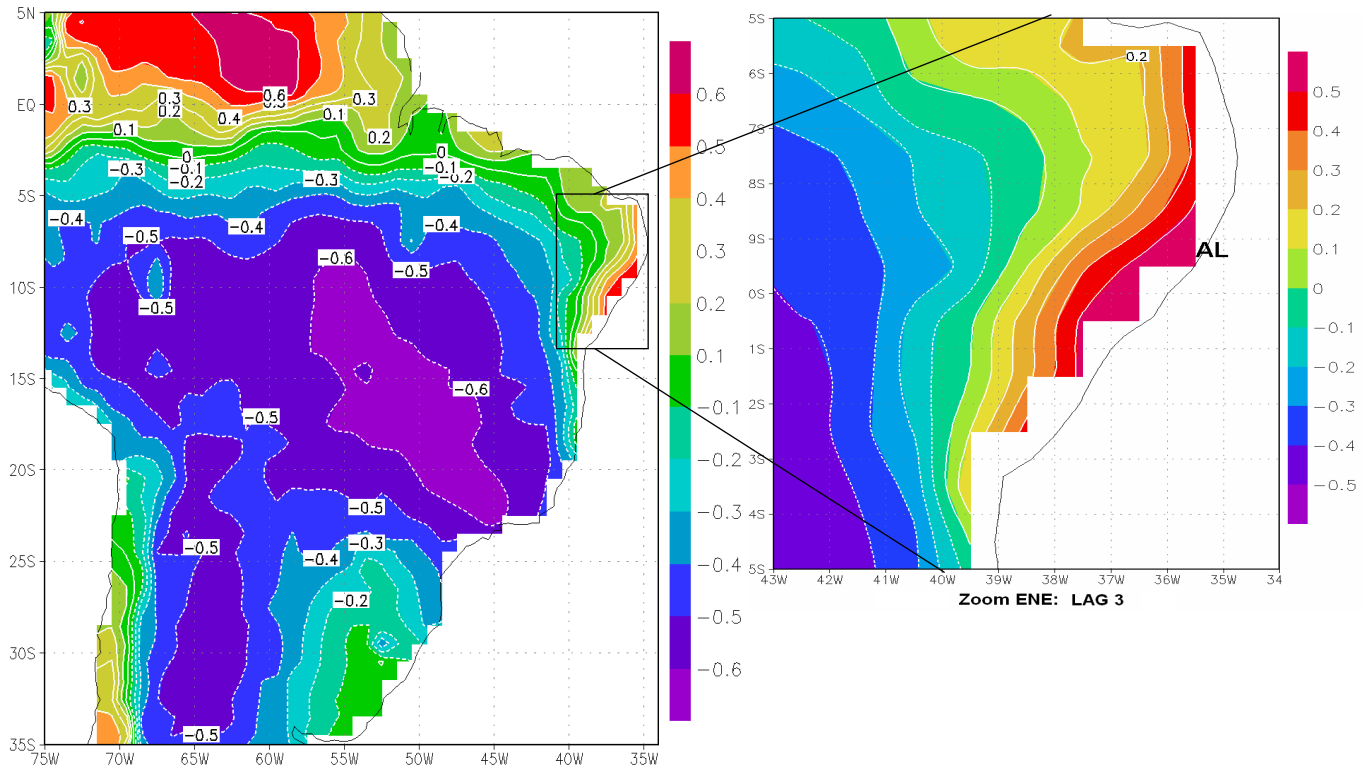


Figura 50 – Correlação lag 3 entre a A.I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76 (1977-99) considerando a fase fria (quente) da ODP. Zoom de figura sobre o ENE. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.

Na **Figura 50** (lag 3), as anomalias médias mensais da TSM, da mesma forma, foram relacionadas com a grade de precipitação ocorrida **três meses após leitura da TSM**. Este prognóstico de três meses revelou que a melhor condição de previsão para o ENE foi no lag2, pois apenas duas regiões em Alagoas e Sergipe possuem correlação máxima de 0,5 a 95% de significância e que explica 25% da variabilidade com três meses antes dos eventos de precipitação sobre Alagoas. No geral, a Zona da Mata, da Paraíba até o norte da Bahia (BA), sofreram redução a 0,4 de correlação. A linha de transição está muito mais próxima do litoral, verificando aumento da área de correlação negativa, demonstrando possivelmente que um núcleo de alta foi deslocado para o oceano onde, infelizmente, não há registros de precipitação. A correlação inversamente proporcional foi intensificada em até 20% nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil, sobre a área de atuação da ZCAS, com núcleos significativos bem relacionados de **-0,6**.

Na **Figura 16 (lag. 4)**, o AI foi relacionado com a grade de precipitação ocorrida **quatro meses** após as anomalias de temperatura do Oceano Atlântico e Pacífico. Neste último prognóstico de quatro meses, limitaram-se ainda mais a condição de previsão para o ENE,

restringindo-se a uma região pouco significativa do litoral de Alagoas. A correlação máxima foi reduzida a 0,4. Além da intensidade reduzida a 30%, houve redução espacial, limitando a Zona da Mata entre Pernambuco (PE) e o norte da Bahia (BA). A correlação inversamente proporcional foi ampliada, especialmente, nas regiões Centro-oeste, Sudeste do Brasil, leste da Cordilheira dos Andes e sul da Amazônia mantendo-se a intensidade em $-0,6$.

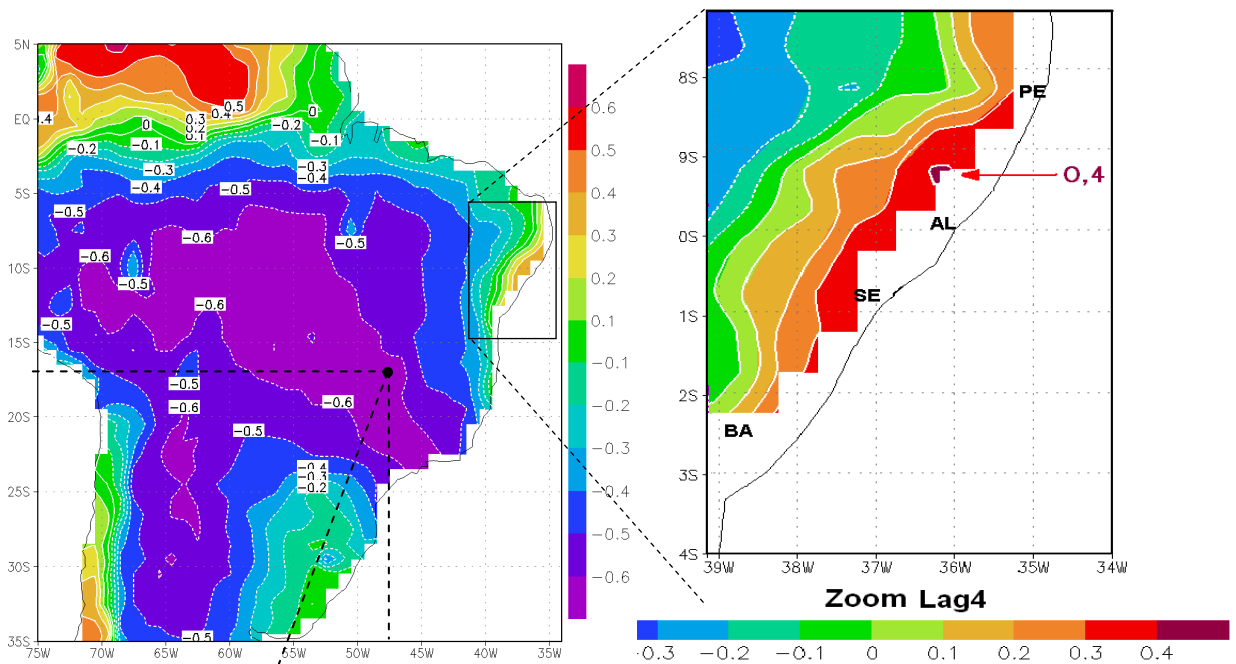


Figura 51 – Correlação lag4 entre a A.I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e a precipitação sobre o Brasil. Média 1950-76 (1977-99) considerando a fase fria (quente) da ODP. Dados do COADS v.2 e UDEL 1950-99.

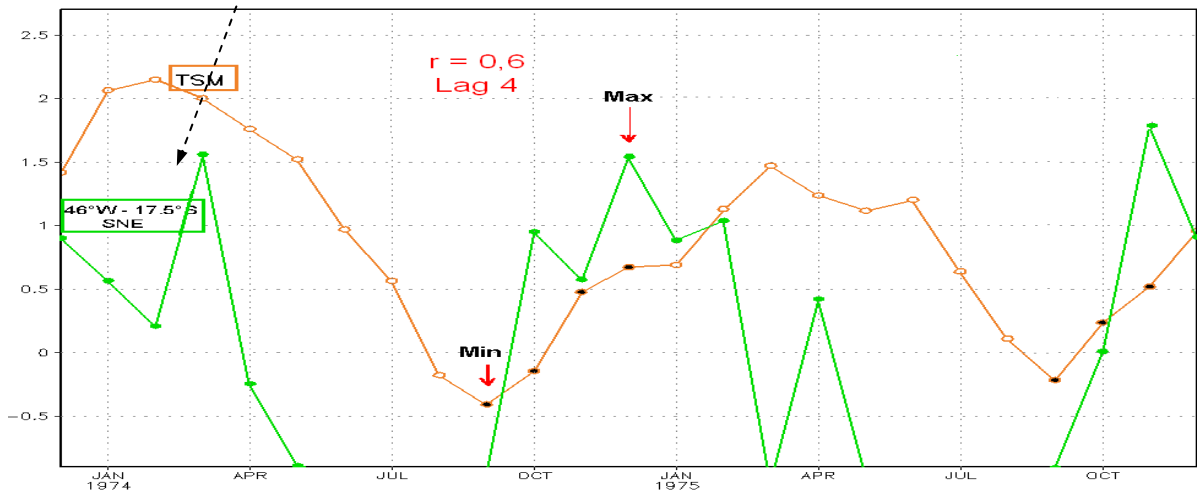


Figura 52 – Assinaturas da A. I. (Oc. Atlântico – Pacífico) e da precipitação sobre o ponto $46^{\circ}\text{W}/17,5^{\circ}\text{S}$ (SNE -) normalizadas pela média 1950-76. Região de origem do sinal com $r = 0,6$. Dados do COADS v.2 e UDEL.v.2 e UDEL.

A **Figura 52 (lag. 4)** também mostra as assinaturas sobrepostas do AI em °C (círculos vazados) e do desvio da precipitação normalizado pela média (1950 a 1976) adimensional. A série de precipitação refere-se a 46°W / 17,5°S (círculos preenchidos), representando a situação do SNE do Brasil ou, mais precisamente, o sul da Bahia e norte de Minas Gerais. Verifica-se que os maiores índices pluviométricos ocorrem entre setembro e março, chovendo até 2,5 médias. Esta precipitação pode ocorrer 3 a 4 meses após o mínimo de AI. Então, a correlação negativa, quatro meses após a mínima TSM, segue a máxima precipitação. Em lag 4, a AI foi bem relacionada negativamente, explicando até 60% do déficit de chuva mensal do SNE, com um prognóstico de quatro meses. Em setembro/74 (setembro/75) o “AI” marcou 0,4°C (0,2°C) abaixo da média; porém o pico de chuva só ocorreu 4 meses após, com até 2,5 médias em dezembro/74 (2,8 médias em novembro/75). O prolongamento da estação chuvosa até abril no NNE decorre, possivelmente, da interferência do início das chuvas no ENE.

CONCLUSÃO

- ▣ Da Paraíba até o norte da Bahia, correlação não significativa para estação chuvosa do ENE. As ATSM do Pacífico Eq. com $ATSM > 0$, $d(ATSM).dt^{-1} > 0$ ou $d(ATSM).dt^{-1} > 0$ se $ATSM > 0$ ofereceram baixo potencial previsor.
- ▣ O melhor prognóstico da precipitação foi a condição de a derivada(+) das Anomalias, em (lag1) com, no máximo, 0,3 de correlação a 95% de significância;
- ▣ O sinal combinado em AI, simultâneo, teve grande influência sobre a estação chuvosa do ENE com +0.5 de correlação a 95% de significância.
- ▣ Forte correlação nas precipitações sobre o SNE, mas, principalmente, no NNE, obtiveram a melhor relação de até 0,7 de mesma significância.
- ▣ A melhor situação de prognóstico mensal foi em lag2, AI versus precipitação, obtendo até +0,5 de correlação para o ENE e +0,8 em torno de 1°N/55W.
- ▣ As mudanças nos dados da versão 1 para 2 da ERTSM/COADS: na forma de interpolação de dados pelo autor, no nº de estações inclusas e outras não mensuradas trouxe REDUÇÃO nas correlações de 0,7 para 0,55 do Índice do Pacífico sobre a grade do Atlântico.
- ▣ O aumento previsor das precipitações sobre o ENE se deu:
 - A partir da inclusão das anomalias do Atlântico;
 - Por se consideração das mudanças verificadas no ODP para o cálculo das médias.

REFERÊNCIAS

- ALVES, J. M. B. e REPELLI, C. A. - **A variabilidade da precipitação sobre o Nordeste do Brasil e os eventos de El niño e Oscilação Sul.** Revista Brasileira de Meteorologia, 1993.
- ALVES, J. M. B. e KAYANO, M. T. - **Estudos preliminares da precipitação sobre o sul do Ceará durante a estação pré-chuvosa.** Boletim Climático 6, 4, p.41-50. 1991.
- ALVES, J. M. B., SOUZA, E. B., REPELLI, A. C. e FERREIRA, R. N. – Um estudo da variabilidade pluviométrica no setor Leste do Nordeste Brasileiro e a influência do fenômeno El Niño/oscilação Sul. Revista Brasileira de Meteorologia, Ed. Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET v.12, n.2, p.25-39, 1997.
- ARAGÃO, J. O. R., MOURA, G. B.de A., LACERDA, F. F. e PASSAVANTE, J. Z. de O. – **Relação entre a precipitação no centro leste do Nordeste de Brasil e a temperatura da superfície nos oceanos Atlântico e Pacífico.** Rev Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. v.4, n.2, p. 247-251, Mai-Ago, 2000.
- ARAGÃO, J. O. R. – **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil.** INPE –709 – TPT/17, São José dos Campos, Brasil, 1976.
- ARAGÃO, J. O. R – **Curso de Climatologia Dinâmica do Nordeste** – Pós-Graduação em Meteorologia /CCTEC/ Departamento de Ciência Atmosféricas/ UFPB, Apostila, Cap. 2 e 3, Paraíba, Brasil, 1995.

- BARRERA, R. R. e VIDE, J. M. - **Identifying break points without inheritance effects: Roberts Method or an analytic model application.** In: WMO – nº 962, WCDMP – nº 41, p. 149-151, Geneva, June - 1999.
- BERNADO, S. de O. - **Clima e suas anomalias para a cidade de Maceió** - T.C.C - Universidade Federal de Alagoas - TESE, Departamento de Física, Maceió -AL, 1999.
- BRETHERTON, C. S., SMITH, C. e WALLACE, J. M. - **An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data.** Journal of Climate, n. 5, p. 541-559, 1992.
- CANE, M. A. e TRENBERTH, K. E. – **Tropical Pacific ENSO modes: ENSO as a mode of coupled system.** *Climate system modeling.* Cambridge University Press, p.583-614, 1992.
- CARDIER, E.; MOLINIER, M. e ALBUQUERQUE, C. H. C., 1994 - **Análise da pluviometria e isoietas homogeneizadas do Nordeste Brasileiro** - Série Hidrológica / 32 (SUDENE E ORSTON) –Recife - PE, p. 3-55. 1994.
- CARTER, T. R e KONIJN, N. T. (Ed.). *Assessments in semi-arid regions*, Dordrecht: Kluwer, Academic Publisher, v.2, 1987.
- CARVALHO, L. M. V. de - **Testes de hipótese ou testes de significância úteis em ciências atmosféricas - introdução ao problema.** Grupo de Estudos em Multi-escalas Depto. de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP, São Paulo In: <http://www.icesb.ucsb.edu/gem/material_print_methods/Testes.de.significancia.doc> Acesso em novembro/2009.
- CHAN, S. C. – **Análise dos distúrbios de ondas de leste sobre o Oceano Atlântico Sul.** São José dos Campos, 1990. p. 104, Tese de Mestrado em Meteorologia – INPE.

- CLARKE, R. T.; TUCCI, C. E. M. e COLLISCHONN, W. - **Variabilidade Temporal no Regime Hidrológico da Bacia do Rio Paraguai**, Revista Bras. Recursos Hídricos., 8 (1) , 2003.
- COELHO, C. A. S. e AMBRIZZI, R. – **Determinação dos padrões de precipitação sobre a América do Sul em associação à TSM da bacia do Pacífico Equatorial durante períodos extremos de ENOS através da utilização de técnicas estatísticas multivariadas** - In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais**, n.11, Climatologia 3, Rio de Janeiro – RJ, 2000.
- CPTEC/INPE - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - <http://www.enos.cptec.inpe.br/>
- CPC/VCEP/NOAA, Climate Prediction Center, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration, Em: <http://cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/impacts/warm_impacts.html> Acesso em janeiro de 2007.
- CHRISTY, J. e R. SPENCER - **MSU Globally Averaged Atmospheric Temperature, Global Warming Debate continue**, In: <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>, 2004.
- CURTIS, S. e HASTENRATH, S. E. - **Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events**. Journal of Geophysical Research, v. 100, n. C8, p. 15835-15847, Agosto, 1995.
- DERBI, O. A.- **As manchas solares e as secas**. Revista de Engenharia, n. 8, p 112-114, Brasil, 1985.
- DEAN, G. A.,-**The three dimensional wind structure over south America and associated rainfall over Brazil**. INPE-LAFE-164, São Jose dos Campos, Brasil, 1971.

- DOTY, B.; FIORINO, M. e HOLT, T. – **Analizador de grade e sistemas de exibição – GRADS**. v. 1.5.1.12, Versão em Português por PESQUERO, J. F. , CPTEC/INPE, 1998.
- ENFIELD, D. B. e MAYER, D.A.- **Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Oscillation**. Journal of Geophysical Research, v. 102, n. C1, p. 929-945, Jan. 1997.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M. e TRIMBLE, P. J. - **The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.**, *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2077–2080, 2001.
- FELICIO, R. A.. - Sistemas sinóticos - Os Ciclones. USP. http://www.geografia.fflch.usp.br/graduacao/apoio/Apoio/Apoio_Elisa/flg0253/filespdf/CiclonesCI-I.PDF. Acesso em Janeiro/2009.
- FERREIRA, N.S. **Zona de Convergência Intertropical**. Climanálise Especial. v.11 p. 135-140. Edição comemorativa de 10 anos. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC. Ago. 1996.
- FONSECA, J. S. da e MARTINS, G. de A. – **Curso de Estatística** – Ed. Atlas, 4ª Ed., 317 p. – São Paulo - SP, 1993.
- FOSS, M.; FERRAZ, S. E. T. e DEGRAZIA, G. A. - Análise dos máximos de precipitação no verão e inverno para o Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais em CD, 15º CBMET, 2008.
- FRITCH, P.; ROSENORN, S.; MADSEN, H. e JENSEN, J.J. - **Observations in Denmark, 1961 -90**. DMI Technical Reports, p. 97-8, p. 338, 1977.
- FUKUOKA: **A study on 10 day forecast - a synthetic report**. Rev. Geophysic, n. 22, p. 117 - 208, 1951.

- GALVÍNCIO, J. D. e SOUZA, F. de A. – **Estimativa da eficiência de métodos de análise de consistência de dados.** Revista Água e Atmosfera, Ano III, n. 6, p.23-25, Maceió-AL, 2000.
- GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** 1982. 80 p. (INPE -2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos - SP, 1983.
- GLOBAL WARMING SCIENCE - **Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO).** Em <<http://www.appinsys.com/GlobalWarming/AMO.htm>> Acesso em dezembro/2009.
- GOMES FILHO, M. F. – **Um estudo sobre a influência do albedo diferencial e da orografia na circulação atmosférica: uma ampliação para o Nordeste Brasileiro.** INPE-1640-TDL/015, INPE/MCT, São José dos Campos, SP: INPE, 1979.
- GRAY, W. M. - **Climate Change: Driven by the Ocean - not Human Activity.** Professor Emeritus, Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University. Preparado para a 2^a Conferência anual sobre as Alterações Climáticas, patrocinado Heartland Institute. New York City, Março10-08, 2009.
- HASTENRATH, S. E. - **Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic.** Mon. Wea. Rev., 112, 1097-1107, 1984.
- HASTENRATH, S. E. - **Climate and Circulation of the Tropics.** Atmospheric Sciences Library. Published by D. Reidel Publishing Company. 455 p, 1985.
- HOUGHTON, J. T. - **Climate change 1995: The Science of Climate Change.** Cambridge University Press. 1996.

- INFOCLIMA - **Informação climática para agosto, setembro e outubro de 2004 (ASO)** - Previsão Climática elaborada em Fórum de Consenso entre o INMET e o CPTEC, Ano 11, n 7, 21 de Julho de 2004.
- KANE, R. P. – **Rainfall characteristics in different parts of Northeast Brazil**. Rev Bras Geofís., v.11, n.1, p.7-22, 1993.
- KERR, R. A. - **A North Atlantic climate pacemaker for the centuries**. Science 288, 2000.
- KOUSKY, V. E. - **Frontal influences on Northeast Brazil**. Mon. Weath Rev., 107, 1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V. E. – **Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil**. Mon. Weath Rev., 108, p. 488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E. e GAN, M. A. - **Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic**. Tellus, 33, p.539-551, 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAGANO, M.T. e CAVALCANTI, I. F. A. - **A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies**. Tellus,n. 36A, p.490-504, 1984.
- KUTZBACH, J. - **Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America**. Journal Applications Meteorological, n. 6, p. 791-802, 1967.
- LOCKWOOD, M. e FRÖHLICH, C., - **Recent oppositely direct trends in solar climate forcing and global mean surface air temperature**. Proceedings of Royal Society A, p:1-14, 2007.
- MAGALHÃES, A. R. e GLANTZ, M. H - **Socioeconomic impacts of climate variations and policy responses in Brazil**. United Nations Environment Program

(UNEP), Secretariat for Planning and Coordination State of Ceará (SEPLAN), Esquel Brasil Foundation, 155 pp. 1992.

- MANTUA, N. J., HARE, S. R., ZHANG, Y., WALLACE, J.M. e FRANCIS, R.C. -**A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production.** In: http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/pdo_paper.html, Bulletin of the American Meteorological Society, 78, pp. 1069-1079, 1997.
- MARQUES, V.S.; RAO, V.B; MOLION, L.C.B. - **Interannual and seasonal variation in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil.** Tellus, v.35A, p. 136-148, 1983.
- MARSHALL, J.; KUSHNIR, Y.; BATTISTI, D.; CHANG, P.; CZAJA, A.; DICKSON, R.; HURREL, J.; MCCARTNEY, M.; SARAVANAN, R. e VISBECK, M.- **North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms.** International Journal of Climatology, v. 21, n. 15, p. 1863-1898, maio/2001.
- MINNIS, P.; HARRISON, E. F.; STOWE, L. L.; GIBSON, G. G.; DENN, F. M.; DOELLING, D. R., e SMITH JR., W. L.: **Radiative Climate Forcing by the Mt. Pinatubo Eruption.** Science, Vol. 259, pp. 1411-1415, março/1993.
- MOLION, L. C. B – **Manchas solares, vulcões, secas no Nordeste do Brasil.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia 9, Anais... p.491-1, Campina Grande, 1995a.
- MOLION, L. C. B. – **“Um século e meio de aquecimento global?”**, Cadernos de Geociências., Rio de Janeiro, jul/set. n. 15, p.45–56, 1995b.
- MOLION, L. C. B e BERNARDO, S. de O. - **Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro.** In: 12º CBMet, 2002.

- MOLION, L. C. B. – **Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico**, Climanálise, agosto, CPTEC/INPE, 2005.
- MOLION, L. C. B; IMBUZEIRO, H. M. A. e CAVALCANTI, I. F. A. - **Chuvas Intensas no Leste da Amazônia: Fevereiro de 1980**, Revista Climanálise. Ano 2, nº 01, novembro/2006
- MOLION, L. C. B – **Apontamentos em sala de aula: Sinótica**, Mestrado em meteorologia-ICAT/UFAL, maio/2007.
- MOLION, L. C. B. – **Desmistificando o aquecimento global**. Em: [www...](#) acesso em : janeiro de 2007a.
- MOLION, L. C. B. – **Tendências do clima nas próximas duas décadas**. In: V Semana do Meio Ambiente – Recife, PE, junho/2008.
- MOLINER, M.; ALBUQUERQUE, C. H. C. de e CARDIER, C. - **Análise da Pluviometria e isothermas homogêneas do Nordeste Brasileiro** – Série Hidrológica/32, SUDENE – ORSTOM, 58 p., Recife, 1994.
- MOURA, A. D. e SHUKLA, J. - **On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiment with a general circulation model**. J. Atmospheric Science, v.38, n.12, p.2653-2675, 1981.
- MOURA, G. B. de A; ARAGÃO, J. O. R.; LACERDA, F. F.; PASSAVANTE, J. Z. de O.; RODRIGUES, R. S.; FERREIRA, M. A. S. e SOUZA, I. A. – **Estudo preliminar da variabilidade pluviométrica do setor leste do Nordeste do Brasil** - In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD Rom. Rio de Janeiro – RJ: SBMET, 1998.

- NCDC, 2007 - National Climate Data Center. Disponível em: <http://tao.atmos.washington.edu/data_sets/ersst/ersst18542004.nc> Acesso: Janeiro de 2007.
- NMRH-AL e MOLION, L. C. B. – **As fortes chuvas no Estado de Alagoas** – In: Entrevista ao Jornal AL-TV 2ª edição. TV Gazeta / Globo – Maceió, AL, Junho e julho de 2004.
- NOBRE, C. A. e MOLION, L.C.B. – **The climatology of droughts and drought prediction, the effects of climatic variation on agriculture.** In: PARRY, M. P.; 1988.
- NOBRE, P. e SHUKLA, J. - **Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Atlantic and South America.** J. Climate, 1996.
- NOBRE, P.; A. B. C. e BEZERRA, P. C. - **Oscilações intrasazonais nos Trópicos e variações pluviométricas sobre o Nordeste do Brasil em 1999.** XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Rio de Janeiro, 1, 1135-1141. ,2000.
- OBUKHOV, A. M - **On statistical orthogonal expansions in empirical functions.** Izvest Geophys Service – p. 288-291, 1960.
- OLIVEIRA, A. S. - **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção sobre a Amazônia.** INPE 4008 TDL/239. Disponível no INPE 1200 São José dos Campos, SP, Brasil, 1986.
- ORNELAS, W., RELATÓRIO N° 4 - COMISSÃO "EL NIÑO". SENADO FEDERAL. Em: <http://www.senado.gov.br/web/relatorios/elnino/fenomeno.htm>. Acesso em Dez/2009.
- PASQUALI, L. – Introdução a estatística inferencial, Cap 04, , em: <http://www.psi-ambiental.net/pdf/PasqCap04.pdf>. Acesso em outubro de 2008.

- PAMPUCH, L. A. e FERRAZ, S. E. T. - **Desastres naturais no Rio Grande do Sul relacionados ao modo sul de variabilidade de precipitação.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais em CD, 15° CBMET, 2008.
- PEARSON, K. - **On lines and planes of closest fit to system of point in space.** Philos. Magazine, 6, 1902 p. 559-572.
- PONTES DA SILVA, B. F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V E NOYA ROCHA, A. C. - **El Niño-Oscilação Sul e sua Relação com ds Precipitações Observadas no Período Chuvoso de Alagoas Entre 2003 e 2006.** XV CBMET, 2008, Anais, São Paulo – SP, 2008.
- PROHASKA, J. - **A technique for analyzing the linear relationships between two meteorological fields.** Mon. Wea. Rev. 104, p.1245-1353, 1976.
- QUINN, W. H., ZOPT, D. O., SHORT, K. S. e YANG, T. T. W. K. - **Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño and Indonesian droughts.** Fishery Bulletin, 76, 663 – 678 p, 1978.
- RAO, V. B., LIMA, M. C. de e FRANCHITO, S. H. – **Seasonal and interannual variations of rainfall over Northeast Brazil.** J. Clim., v.9, p.1754-1763, 1993.
- RAO, A. R e HSIEH,C. H. – **Estimation of variables at engaged locations by empirical orthogonal functions.** Journal of Hydrology, v23, 51- 67p., 1991.
- RATISBONA, C. R. - **The climate of Brazil, climates of central and South America.** W. Schwerdtfeger and H. E. Landsberg, Eds, Word Survey of Climatology. vol. 12, Elsevier, 1976, p.219 - 293.
- ROPELEWSKI, C. F. e HALPERT, M. S. – **North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño - Southern Oscillation (ENSO).** Mon. Weath. Rev., v.114, p. 2352 – 62, 1987a.

- ROPELEWSKI, C. F. e HALPERT, M. S. – **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño - Southern Oscillation.** Monthly Weather Review, v. 115, n. 8, p1606 a 1626, 1987b.
- SAMPAIO FERRAZ., J – **Iminência da grande seca no Nordeste.** Rev. Brasileira de Geografia. v.12, p.3-15,1950.
- SCHULTZ, D. M., D. KEYSER, e BOSART, L. F. - **The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones.** Mon. Wea. Rev., 126, 1767-1791p, 1998.
- SHEPARD, D. - **A two-dimensional Interpolation function for irregularly-spaced Data.** Proceedings, ACM, National Conference, p. 517-523, 1968.
- SMITH, T. M. e REYNOLDS, R. W. - **Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997)** – J. Climate, vol.16, p. 1495 – 1510, 2003.
- SOUSA, E. P. P. de - **Relações entre as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico e as precipitações na amazônia oriental.** Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, SP, 2004.
- STTEFFERSEN, P. - **Standard Normal Homogeneity Test for Windows,** User Guide, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, p.1- 24, 1996.
- TUCCI, C. E. M.- **HIDROLOGIA - Ciência e Aplicação,** ABRH, Ed. Universal, 1997.
- TUCCI, C. E. M. - **Impactos da variabilidade climática e do uso do solo nos recursos hídricos,** 150 p., Forum Brasileiro de Mudanças Climáticas - Câmara Temática de Recursos Hídricos, Agência Nacional de Águas (ANA), Brasil, 2002.

- UDEL, 2007. Department of Geography, University of Delaware. Disponível em <<http://tao.atmos.washington.edu/datasets/willmott/>> Acesso em janeiro, 2007
- UVO, C. R. B. e NOBRE, C. A. - **A zona de convergência (ZCIT) e a precipitação sobre o Norte-Noerdeste do Brasil. parte I: posições da ZCIT sobre Atlântico Equatorial.** Climanálise 4, 7, p.34-40. 1989.
- UVO, C. R. B. e BRITO, J. I. B. **The 1992 north-northeast Brazil rainy season.** Special bulletins nº 06/92. Junho de 1992 – INPE São Jose dos Campos – SP, 1992.
- UVO, C. R. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E. e KUSHNIR, Y. **The influence of tropical and Atlantic SST on Northeast Brazil monthly precipitation.** Journal of Climate. January, 5, p.523-532, 1994.
- WALLACE, J. M; SMITH, C. e BRETHERTON, C. S. - **Singular value decomposition of sea-surface temperature and 500mb height anomalies.** Journal of Climate, v.2, p.148-157, 1990.
- WALLACE, J. M; ZHANG, Y. e JIANG, C. - **Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter.** J. of Climate, 3, p.990-998., 1990.
- WALLACE, J. M; ZHANG, Y. e LAU, KAI-HON - **Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere.** Journal of Climate, 6, p. 2063-2082, Novembre , 1993.
- WALTER, K. e GRAF, H. F. - **On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature,** J. Geophys. Res., 107 (D17), 4338, doi: 10.1029/2001JD000850, 2002.
- WILLMOTT, C. J. e MATSURA, K. – **Terrestrial Air Temperature and Precipitation: Monthly and Annual Time Series (1950 - 1999).** Center for Climatic

Research, Department of Geography, University of Delaware - Arquivo (Versão 1.02)
revisado em 01/07/2001.

- WOLTER, K. - **Trimming problems and remedies in COADS.** J. of Climate, 10, p.1980, 1997.
- WOLTER, K e TIMLIN, M. S.: **Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?** - Weather, 53, p.315-324, 1998. Disponível em: <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>. Acesso em dezembro, 2006.
- WIKIPÉDIA.-Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:IntertropicalConvergenceZone-EO.jpg> Acesso em janeiro, 2009.
- YAMAZAKY, Y. e RAO, V. B. – **Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean.** J. Meteorology Soc. Japan, 55, p.205-207, 1977.

ANEXOS

*Script 1

```

*****
* Correlação quadrimestral em Lag0 entre TSM e Precipitação *
* Sérgio C. Buarque Coelho *
* Coordenação de Mestrado *
* Instituto de Meteorologia *
* Universidade Federal de Alagoas *
* *
*****

'reinit'
'sdfopen c:\test\precip50??.nc'
'sdfopen c:\test\sst54??.nc'
'set mpdset brmap_mres'
'set gxout shaded'
*
*Temperatura média de Área sobre Oc. Pacífico Tropical (sstarea)
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 600'
*'define nino1 = tloop(aave(data.2,lon=-180,lon=-90,lat=-10,lat=10))'
*****
'define sstarea = tloop(aave(data.2, lon=-180, lon=-90, lat=-10, lat=10))'
'define anom1 = tloop(sstarea - ave(sstarea, t=1, t=600))'
*
* Para toda parte de sstarea decrescente, delta>=0.
*'define nina = maskout (sstarea, sstarea(t-1) - sstarea)'
* Para toda parte de sstarea crescente, delta>=0.
*'define nino = maskout (sstarea, sstarea - sstarea(t-1))'
*
*****
*'define anom = tloop(sstarea - ave(sstarea, t=1, t=600))'
*nina é sstarea com anom <=0
*'define nina = maskout(sstarea, -anom)'
*onde antes anom era <0, sstarea será válida (apenas a parte de cima do gráfico)
*'define nino1 = maskout(nino, anom)'

```

```

*
*****
*O 1º quadrimestre de NINO será dado pela média:
'define x1950 = ave(nino1 , t=4 , t=7)'
'define totalx = x1950'
*
*O 1º quadrimestre de PRECIPITAÇÃO será a soma da g rade sobre
*o NE(data) em AMJJ:
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
*de 1950 ate 99
'set t 1 600'
*
*Os dados de precipitação (data) foram eliminados onde dTSM<0 for negativo.
*'define data1 = maskout(data, sstarea(t-1) - sstarea)'
*Os dados de precipitação (data1) foram eliminados onde TSM<0 for negativo.
*'define data2 = maskout(data1, sstarea)'
* Calculo da correlação*****
'define y1950 = ave(data, t=4, t=7)'
'define totaly = y1950'
*
* Os demais quadrimestres
*O 1º ano foi 1950 e a variável "a" inicia em 1951 até last.
*temos um LAG de 0, pois x e y variam de 50 - 99.
a=51
b=16
c=19
while(a<=99|b<=592|c<=595)
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 564'
'define x19'a' = ave(nino1, t='b' , t='c')'
'define totalx = totalx + x19'a'
*****
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
'set t 1 564'
'define y19'a' = sum(data, t='b' , t='c')'
'define totaly = totaly + y19'a'
*'undefine x19'a'
'undefine y19'a'
a=a+1
b=b+12
c=c+12
endwhile
*
*As médias quadrimestrais com fase de 1 ano: 50-96 vesus 50-96

```

```

'define medx = totalx/'a-50"
'define medy = totaly/'a-50"
*
*As variâncias e a Covariância (xy) dos quadrimestres de 1950-96
*
*Recalcular x1950 e y1950 devido limitação de memória RAN:
*
*O 1º quadrimestre de nino será dado pela média:
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
'set t 1 600'
'define y1950 = sum(data , t=4, t=7)'
*'define totaly = y1950'
'define sigx = pow(x1950 - medx, 2)'
'define sigy = pow(y1950 - medy, 2)'
'define covar = (x1950 - medx)*(y1950 - medy)'
a=51
b=16
c=19
*Até 1999:
while(a<=99|b<=592|c<=595)
'define y19'a' = sum(data, t='b' , t='c')'
'define sigx = sigx + pow(x19'a' - medx, 2)'
'define sigy = sigy + pow(y19'a' - medy, 2)'
'define covar = covar + (x19'a' - medx)*(y19'a' - medy)'
'undefine y19'a'"
a=a+1
b=b+12
c=c+12
endwhile
'define var = sqrt(sigx * sigy)'
'define corr = covar/var'

```


*Script 2

```

*****
* Correlação quadrimestral em Lag -1 entre TSM e          *
* Precipitação                                           *
*      Sérgio C. Buarque Coelho                          *
*      Coordenação de Mestrado                          *
*      Departamento de Meteorologia                      *
*      Universidade Federal de Alagoas                   *
*****

'reinit'
'sdfopen c:\test\precip5096.nc'
'sdfopen c:\test\sst5497.nc'
'set mpdset brmap_mres'
'set gxout shaded'
*

*Temperatura média de Área sobre Oc. Pacífico Tropical (sstarea)
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 564'

*****1) Condição dTSM/dT > 0
* Para toda parte de sstarea decrescente, delta>=0.
*'define nina = maskout (sstarea, sstarea(t-1) - sstarea)'
* Para toda parte de sstarea crescente, delta>=0.
*'define nino = maskout (sstarea, sstarea - sstarea(t-1))'

*****2) Condição Anom > 0
*'define anom = tloop(sstarea - ave(sstarea, t=1, t=564))'
*nina é sstarea com anom >=0
*'define nina = maskout(sstarea, -anom)'
*onde antes anom era <0, sstarea será válida.
*'define nino1 = maskout(nino , anom)'

*****

*O 1ºquadrimestre de NINO será dado pela média:
'define x1950 = ave(nino1 , t=5 , t=8)'
'define totalx = x1950'
*

*O 1ºquadrimestre de PRECIPITAÇÃO será a soma da g rade sobre
*o NE(data) em AMJJ:
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
'set t 1 600'
*data1 será válido onde delta>=0.
*'define data1 = maskout(data, sstarea(t-1) - sstarea)'
*ou
'define y1950 = sum(data , t=4, t=7)'

```

```
'define totaly = y1950'
*
* Os demais quadrimestres
*O 1º ano foi 1950 e a variável "a" inicia em 1951 até last.
*temos um LAG de 0, pois x e y variam de 50 - 96.
a=51
b=16
c=19
d=1
while(a<=99|b<=592|c<=595)
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 600'
'define x19'a' = ave(nino1, t='b+d' , t='c+d')'
'define totalx = totalx + x19'a'
*****
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
'set t 1 600'
'define y19'a' = sum(data, t='b' , t='c')'
'define totaly = totaly + y19'a'
*'undefine x19'a'
'undefine y19'a'
a=a+1
b=b+12
c=c+12
endwhile
*
*As médias quadrimestris com fase de 1 ano: 50-96 vesus 50-96
'define medx = totalx/'a-50''
'define medy = totaly/'a-50''
*
*As variâncias e a Covariância (xy) dos quadrimestres de 1950-96
*
*Recalcular x1950 e y1950 devido limitação de memória:
*
*O 1º quadrimestre de nino será dado pela média:
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
'set z 1'
'set t 1 600'
'define y1950 = sum(data , t=4, t=7)'
*'define totaly = y1950'
'define sigx = pow(x1950 - medx, 2)'
'define sigy = pow(y1950 - medy, 2)'
'define covar = (x1950 - medx)*(y1950 - medy)'
a=51
b=16
```

```

c=19
while(a<=99|b<=592|c<=595)
'define y19'a' = sum(data, t='b' , t='c')'
'define sigx = sigx + pow(x19'a' - medx, 2)'
'define sigy = sigy + pow(y19'a' - medy, 2)'
'define covar = covar + (x19'a' - medx)*(y19'a' - medy)'
'undefine y19'a'
a=a+1
b=b+12
c=c+12
endwhile
'define var = sqrt(sigx * sigy)'
'define corr = covar/var'
*-----Saída Gráfica
*
*
*   Brasil
'set lon -74 -34'
'set lat -34 5'
*   NE
*'set lon -54 -34'
*'set lat -20 0'
*   Zoom map
*'set lon -44 -34'
*'set lat -14 -6'
'set t 1'
*   Pacífico equatorial
*'set lon -190 -35'
*'set lat -20 10'
*   Atlântico
*'set lon -60 0'
*'set lat -25 25'
'set display color white'
*'set display color black'
'set mpdset brmap_mres'
*           cor   tipo de linha   Espessura
'set map   1       1               7'
'set grads off'
'set gxout shaded'
*   intervalo no eixo x e y em lat lon:
'set xlint 5'
'set ylint 5'
*'set clevs -0.5 -0.3 -0.2 -0.1 0 0.3 0.4 0.5'
'd corr'
'run cbar'
'set gxout contour'
*   Texto cor e espussura:
'set annot 1 7'
*   Valor entre contornos
'set cint 0.2'

```

```
*      Rotular a cada:
'set clskip 1'
*      rotulo:  cor, espessura, tamanho
'set clopts  1      6      0.10'
*      Espessura do contorno de dados
'set cthick 8'
*contorno branco
'set ccolor 0'
*
'd corr'
*      (Arial)
'set font 4'
*
*corr50
* 0'anomalias>0.'
*'draw title \Correlacao Lag 1 - TSM sobre o Oc. Pacífico Equatorial \((COADS 50-
96) versus precipitacao sobre o Brasil (Delaware 50-96) - El Nino definido como
d(TSM)/dt>0'
'printim c:5096lag-1.gif x1600 y1200 white'
```

* Script 3

```

*****
* Correlação entre Anomalia Interoceânica considerando mudança*
*   de sinal da ODP e o IME com a grade de chuva no ENE.   *
*           Correlação Paci x Atantico.                       *
* Sérgio C. Buarque Coelho                                    *
* Coordenação de Mestrado                                    *
* Departamento de Meteorologia                              *
* Universidade Federal de Alagoas                            *
*****

'reinit'
'sdfopen c:\precip5099.nc'
'sdfopen c:\ersst5406.nc'
*'set mpdset brmap_mres'
'set grads off'
'set display color white'
'c'
*Temperatura média de Área sobre Oc. Pacífico Equat. e oc. Atlântico Tropical Sul
* -----
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 601'
*DEFINE AS SERIE MÉDIAS DE ÁREA ATLÂNTICO E PACÍFICO
'define sstareaA = tloop(aave(data.2, lon=-25, lon=-8, lat=-12, lat=-5))'
'define sstareaP = tloop(aave(data.2, lon=-180, lon=-90, lat=-10, lat=10))'
*****
*ANOMALIAS da TSM DO ATLÂNTICO considerando o IME:
'set t 1 312'
'define ave1 = ave(sstareaA, t=1 , t=312)'
'set t 313 601'
'define ave2 = ave(sstareaA, t=313 , t=601)'
'set t 1 601'
'define anomTA76 = sstareaA - const(ave1, 0, -u)'
'define anomTA99 = anomTA76 - const(ave2, 0, -u)'
*ELIMINANDO outliers da série média abaixo de 6°C
'define aTA99u = maskout(anomTA99, sstareaA - 6)'
*****
*ANOMALIAS da TSM DO PACÍFICO considerando o Índice Multivariado dos Enos:
'set t 1 312'
*Média no intervalo de meses até a mudança de sinal - período mais quente.
'define aveP1 = ave(sstareaP, t=1 , t=312)'
'set t 313 601'
'define aveP2 = ave(sstareaP, t=313 , t=601)'
'set t 1 601'
'define anomTP76 = sstareaP - const(aveP1, 0, -u)'
*Anomalia da SÉRIE de chuva
'define aTP99 = anomTP76 - const(aveP2, 0, -u)'
*ELIMINANDO outliers da série média abaixo de 6°C

```

```

'define aTP99u = maskout(aTP99, sstareaP - 6)'
*-----
*ANOMALIA REAL (Atlân - Pacíf)
'define AmenosP = aTA99u - aTP99u'
*Cir vermelhos
'Set ccolor 2'
'd amenosp'
'Set ccolor 2'
'd amenosp'
'draw title \ \ Anomalia Interoceanica da TSM. Media 50 a 76 e 77 a 99 pelo sinal
da ODP/IME'
'printim c:AmenosP.gif x2300y1500 white'
'C'
*-----
*ANOMALIAS DA PRECIPITAÇÃO
*Médias da Precipitação considerando ano de mudança na IME:
*São 312 grades médias de precipitação entre 1950 - 1976 e 252 entre 1977 - 1999.
*
'set t 1 312'
* Atlântico-----
*'set lon -60 5'
*'set lat -30 30'
* Pacífico-----
*'set lon -190 0'
*'set lat -30 30'
* Brasil-----
'set lon -75 -34'
'set lat -35 5'
*-----
'define ave1 = ave(data.1, t=1, t=312)'
'set t 313 600'
'define ave2 = ave(data.1, t=313 , t=600)'
*
*const torna os valores indefinidos de ave1 e ave2 para 0 e o resto fica como está (-
u)
*Animalia da precipitação considerando a mud de sinal do IME:
'set t 1 600'
'define anomP76 = data.1 - const(ave1,0,-u)'
'define anomP99 = anomP76 - const(ave2,0,-u)'
*'define anomP99a = anomP99 / ave1'
'undefine anomP76'
*Correlação da Serie média Pacífico x Grade Atlântico-----
*EXIBIR grade
'set gxout shaded'
*'define corr = tcorr(sstareaP, data.2, t=1, t=601)'
*-----
*Correlação da aTSM x precipitação mensal de Lag0 até Lag5;
'define corr = tcorr(AmenosP, anomP99, t=1, t=600)'
*'define corr = tcorr(AmenosP(t-1), anomP99, t=2, t=600)'
*'define corr = tcorr(AmenosP(t-2), anomP99, t=3, t=600)'

```

```

*'define corr = tcorr(AmenosP(t-3), anomP99, t=4, t=600)'
*'define corr = tcorr(AmenosP(t-4), anomP99, t=5, t=600)'
'set t 1'
'd corr'
'draw title \ \Correlção lag0 entre a Anomalia real(Pa - Atl).Dados (ERSST,v.2) \
\Media considerando o sinal do IME na fase quente(fria) da ODP 1950-76(1977-99).'
'printim c:corramep.gif x800 y1200 white'
* Saida Gráfica
*-----
'set t 1'
*'d corr'
*'set gxout contour'
*linha branca
*'set ccolor 0'
*linha muito cheia
*'set cthick 9'
*'d corr'
*'run cbarn'
*'draw title \ \Anomalias da TSM media sobre o Oc. Atlantico Sul (25°8'S por
12°5'W).'
*'draw title \ \Anomalias da TSM media sobre o Oc. Pacífico Equat. (10°N/10°S por
180°W/90°W).'
*'draw title \ \Diferença entre as anomalias da TSM media sobre o Oc. Pacífico
Equatorial \ (10°N/10°S por 180°W/90°W) e o Oc. Atl antico Sul (25°8°S por
12°5'W).'
*'draw title \ \Correlacao entre a "anomalia Inteoc" da TSM (aTSMAtlan - aTSMPacf)
\ Dados do COADS e a Precipitacao mensal de Delaware.'
*'printim c:test/anomaliasTSMPacif.gif x800 y1200 white'
*'draw title \ \ Lag 0'
*'printim C:/Test/sstLag/IME7696/AmenP76Lag0.gif x900 y1200 white'
*'draw title \ \ Lag 1'
*'printim C:/Test/sstLag/IME7696/AmenP76Lag1.gif x900 y1200 white'
*'draw title \ \ Lag 2'
*'printim C:AmenP76Lag2.gif x900 y1200 white'
*'draw title \ \ Lag 3'
*'printim C:AmenP76Lag3.gif x900 y1200 white'
*'draw title \ \ Lag 4'

```

***Script 4**

```

*****
* Anomalias médias da TSM do Pacífico equatorial de          *
* 1950 a 1999 considerando como área d referência *
* longitude=-180 a -90, latitude=-10 a 10 *
* Sérgio C. Buarque Coelho *
* Coordenação de Mestrado *
* Instituto de de Meteorologia *
* Universidade Federal de Alagoas *
*****
*
'reinit'
'c'
'sdfopen c:\precip5099.nc'
'sdfopen c:\ersst5404.nc'
*'set mpdset brmap_mres'
*Temperatura média de Área sobre Oc. Pacífico Tropical (sstarea)
'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 601'
'define sstarea = tloop(aave(data.2, lon=-180, lon=-90, lat=-10, lat=10))'
'define anom1 = tloop(sstarea - ave(sstarea, t=1, t=600))'
*retirando outliers < -6°C
'define anom = maskout(anom1, anom1 + 6)'
*nina é TSM com anomalias positivas
*elimina de anom todos os dados positivos e define série negativa
'define nina = maskout(anom, -anom)'
*elimina de anom todos os dados negativos e define série positiva
'define nino = maskout(anom, anom)'
'set grads off'
*espessura do gráfico
'set cthick 9'
* fonte arial
'set font 4'
*desenha parte tudo
'd anom'
*desenha parte frio e quente
'd nina'
'd nino'
'draw title \ \ Anomalias da TSM media sobre o Oc. Pacífico Equatorial (10°N/10°S
por 180°W/90°W). \ \Dados (ERSST, V2, 1854-2004) El Nino sera as anomalias
positivas. Média historioca entre 1950 a 1999'
'printim c:anomalias5099TSM Pacif.gif x1500 y1200 white'

```


***Script 5**

```

*****
* Anomalia Interoceânica considerando mudança de sinal *
* da ODP e o Índice Multivariado de ENOS - IME *
* *
* Sérgio C. Buarque Coelho *
* Coordenação de Mestrado *
* Instituto de Meteorologia *
* Universidade Federal de Alagoas *
*****

'reinit'
'sdfopen c:\precip5099.nc'
'sdfopen c:\ersst5404.nc'
'set mpdset brmap_mres'
'set grads off'
'set display color white'
'c'
*Temperatura média de Área sobre Oc. Pacífico Equat. e oc. Atlântico Tropical Sul
*-----

'set x 1'
'set y 1'
'set z 1'
'set t 1 601'
*DEFINE AS SERIE MÉDIAS DE ÁREA ATLÂNTICO E PACÍFICO
'define sstareaA = tloop(aave(data.2, lon=-25, lon=-8, lat=-12, lat=-5))'
'define sstareaP = tloop(aave(data.2, lon=-180, lon=-90, lat=-10, lat=10))'
*****
*-----ANOMALIAS da TSM DO ATLÂNTICO considerando o IME:
'set t 1 312'
'define ave1 = ave(sstareaA, t=1 , t=312)'
'set t 313 601'
'define ave2 = ave(sstareaA, t=313 , t=601)'
'set t 1 601'
'define anomTA76 = sstareaA - const(ave1, 0, -u)'
'define anomTA99 = anomTA76 - const(ave2, 0, -u)'
*ELIMINANDO outliers da série média abaixo de 6°C
'define aTA99u = maskout(anomTA99, sstareaA - 6)'
*****
*-----ANOMALIAS da TSM DO PACÍFICO considerando o Índice Multivariado dos
Enos:
'set t 1 312'
*Média no intervalo de meses até a mudança de sinal – período mais quente.
'define aveP1 = ave(sstareaP, t=1 , t=312)'
'set t 313 601'
'define aveP2 = ave(sstareaP, t=313 , t=601)'
'set t 1 601'
'define anomTP76 = sstareaP - const(aveP1, 0, -u)'
*Juntando à SÉRIE a média 76 a 1999
'define aTP99 = anomTP76 - const(aveP2, 0, -u)'
*ELIMINANDO outliers da série média abaixo de 6°C

```

```
'define aTP99u = maskout(aTP99, sstareaP - 6)'
'define menosTP99u = (-1)*aTP99u'
*-----
*-----ANOMALIA INTEROCEÂNICA (Atlân - Pacíf)
'define AmenosP = aTA99u - aTP99u'
*-----

*GRÁFICOS
*----- Pacífico e (-)Pacífico
'Set cmark 0'
'Set ccolor 2'
'd menosTP99u'
*
'Set ccolor 4'
'Set cmark 0'
'd aTP99u'
'draw title \\ Anomalia da TSM dos Oc. e (+ -)Pacífico'
'printim c:PacePac.gif x3200 y1200 white'
*
*----- Atlântico e (-)Pacífico
*'Set cmark 0'
*'Set ccolor 2'
*'d menosTP99u'
*
*'Set ccolor 4'
*'Set cmark 0'
*'d aTA99u'
*'draw title \\ Anomalias das TSM dos Oc. Atlantico e (-)Pacífico'
*'printim c:AtlanePac.gif x1600 y1200 white'
*
*-----Anomalia Interoceânica
*'Set ccolor 2'
*'d amenosp'
*'draw title \\ \Anomalia Interoceanica da TSM. Media 50 a 76 e 77 a 99 pelo sinal
da ODP/IME'
*'printim c:AmenosP.gif x1600 y1200 white'
*
*'draw title \\ \Anomalia da TSM media sobre o Oc. Atlatico Sul (5/12°S por 8/25°W).
\Dados(ERSST,VII, 1850
a 2004). Media 50 a 76 e 77 a 99 pelo sinal da ODP/IME '
*'printim c:anomAmensoP.gif x2200 y1200 white'
```