



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

Nº de ordem: MET- UFAL- MS - 089

ANDRÉ GONÇALO DOS SANTOS

**VARIAÇÃO DA PRESSÃO EM TAHITI E SUA RELAÇÃO COM A
PRECIPITAÇÃO NO BRASIL COM ÊNFASE NO LESTE DO NORDESTE**

**Maceió
2011**

ANDRÉ GONÇALO DOS SANTOS

**VARIAÇÃO DA PRESSÃO EM TAHITI E SUA RELAÇÃO COM A
PRECIPITAÇÃO NO BRASIL COM ÊNFASE NO LESTE DO NORDESTE**

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.

Orientador: Prof. Dr. **Luiz Carlos Baldicero Molion**

Maceió
2011

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

S237v Santos, Andre Gonçalves dos.

Variação da pressão em Tahiti e sua relação com a precipitação no Brasil com ênfase no leste do nordeste / Andre Gonçalves dos Santos. – 2011.
83f. : il., grafs., tabs.

Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.

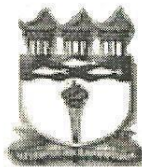
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2011.

Bibliografia: f. 73-76.

Apêndices: f. 77-83.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Pressão atmosférica – Tahiti. 3. Variabilidade atmosférica – Coeficiente de correlação. 4. Chuvas – Previsibilidade. I. Título.

CDU: 551.501



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-089.

**“VARIAÇÃO DA PRESSÃO EM TAHITI E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO
NO BRASIL COM ÊNFASE NO LESTE DO NORDESTE.”**

André Gonçalo dos Santos

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. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Orientador)

Prof.ª Dr.ª Maria Luciene Dias de Melo
(Membro interno)

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

Maceió/AL
Abril/2011

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho, antes de tudo e todos, a minha mãe, Benedita Olivia dos Santos, pela incondicional dedicação, amor, carinho, preocupação, educação, incentivo na busca do meu desenvolvimento profissional e pessoal e, minha esposa e amiga, companheira e, antes de tudo aos meus irmãos e irmãs.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a minha mãe, Benedita Olivia dos Santos, pelo seu imenso esforço para me dar oportunidade de estudar, é um exemplo de luta, esforço e bondade. Minha esposa Aline da Costa Gonçalo. E, meus irmãos: Marcos Gonçalo dos Santos, Marcelo Gonçalo dos Santos, Hernandes Gonçalo dos Santos, José Henrique dos Santos e minha irmã Marta Gonçalo dos Santos por sempre estar ao meu lado em todos os momentos, dando apoio, carinho e atenção. Muito Obrigado!

Aos meus amigos Clebson e Stênio, que sempre me apoiaram nesta conquista, tanto na época da graduação quanto também no mestrado, meu muito obrigado!

Aos meus colegas do curso de mestrado de 2009, Allan, Antônio Marcos, Fabiano Prestrelo, Maicon, Ana Carla e Walsineyde, pela grande força que me deram. Meu muito obrigado!

Aos meus colegas do laboratório de climatologia, Wendel, Renato e principalmente ao Anderlan e Vinicius, que me ajudaram muito no decorrer da minha dissertação. Meu muito obrigado!

Ao meu professor e orientador, Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pelos ensinamentos transmitidos, oportunidades criadas e confiança depositada em mim no decorrer da orientação.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma na conclusão do curso de pós-graduação.

SANTOS, André G. **Variação da Pressão em Tahiti e sua Relação com a Precipitação no Brasil com Ênfase no Leste do Nordeste**. 2011. 82 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, 2011.

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi analisar a relação da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) de Tahiti com algumas variáveis meteorológicas sobre o Brasil, com ênfase na costa leste de Nordeste Brasileiro (ENE). Para esse propósito, foram utilizados conjuntos de dados de reanálises do NCEP/NCAR das variáveis PNM, taxa de precipitação, radiação de onda longa emergente (ROLE) e componentes zonal e meridional do vento ao nível de 850 mb para um período que compreende duas fases da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), suas fases fria (1948-1976) e quente (1977-1998). Primeiramente, foram elaborados os campos de anomalias dessas variáveis. Em seguida, foi construída uma série temporal do índice de PNM de Tahiti padronizado (IPT), que foi correlacionado com as variáveis acima mencionadas sobre o Brasil. O software GrADS foi usado para construir os mapas de coeficientes de correlação entre o IPT e as anomalias das variáveis. A correlação espacial foi feita para cada variável nas fases fria e quente da ODP separadamente. Foram encontrados valores dos coeficientes de correlação entre o IPT e a taxa de precipitação variando de 0,3 a 0,5, com nível de significância de até 99%, para o nordeste da Amazônia (bacia do rio Trombetas) e o ENE. De maneira geral, os coeficientes de correlação apresentaram valores maiores durante a fase quente da ODP e o IPT teve um desempenho melhor que os outros índices climáticos, como o IOS, IME e Niño 3.4 com relação à taxa de precipitação sobre o Brasil. Correlações atrasadas (“lag”) foram feitas, com as variáveis meteorológicas atrasadas de até 5 meses com relação ao IPT. Os resultados sugeriram que o IPT é um bom previsor da taxa de precipitação com até 5 meses de antecedência, particularmente sobre o nordeste da Amazônia.

Palavras-Chaves: Coeficiente de correlação; Estação Chuvosa; Previsibilidade.

SANTOS, André G.: Variation of Pressure in Tahiti and Its Relation with Rainfall in Brazil with Emphasis on the East Northeast. 2011. 82 p.
Dissertation (Masters in Meteorology). Federal University of Alagoas. April 2011.

ABSTRACT

The objective of this work was to analyze the relationship of the sea level pressure (SLP) of Tahiti and some meteorological variables over Brazil, with emphasis in the eastern coast of Northeastern Brazil (ENE). For this purpose, NCEP/NCAR reanalysis data sets of SLP, rainfall rate, outgoing longwave (OLR), zonal and meridional wind components at 850 mb level, for a period that includes two phases of Pacific Decadal Oscillation (PDO), a cold phase (1948-1976) and a warm phase (1977-1998), were used. Firstly, the variables anomaly fields were elaborated. Then, a Tahiti SLP standardized index time series (IPT) was constructed and used for correlating with the above mentioned variables anomalies over Brazil. The software GrADS was employed to constructing the variables anomaly fields and the IPT linear correlation coefficient maps. The IPT spatial correlation was performed for each variable anomalies of the cold and the warm PDO phases separately. IPT and rainfall rate correlation coefficients values, ranging from 0,3 to 0,5 , with statistically significance level up to 99%, were found over the northeastern Amazon (Trombetas river watershed) and ENE. In general, the correlation coefficients presented higher values in the PDO warm phase and the IPT performed better than other climatic indices, such as SOI, MEI and Niño 3.4, with respect to rainfall rate over Brazil. Lag correlations were performed, with the meteorological variables lagging up to 5 months the IPT. The results suggested that the IPT is a good predictor of the rainfall rate 5 months in advance, particularly in northeastern Amazon.

Key Words: Correlation coefficient; Rainy Season; Predictability.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Esquematisação da Célula de Walker, (a) sob condições normais e (b) modificada, em associação as condições de El Niño.....	18
Figura 2	Esquematisação da Célula de Hadley.....	19
Figura 3	Diagrama esquemático da célula de Hadley – Walker (Fonte: Nobre e Molion – 1986).....	20
Figura 4	Índice Oscilação Sul. Fonte: KESSLER 2002.....	22
Figura 5	Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS. Fonte: http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI/	22
Figura 6	Oscilação Decadal do Pacífico – Fase fria (1948 – 1976). Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.....	23
Figura 7	Oscilação Decadal do Pacífico – Fase Quente (1977 – 1998). Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.....	24
Figura 8	Média anual do período de (1950 – 1998), da pressão ao nível médio do mar, identificando as Altas subtropicais, Norte e Sul dos principais Oceanos do planeta. Fonte de dados: ESRL/RSD/NOAA.....	25
Figura 9	Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico norte (a) e Sul (b) para o período 1948-1998. A posição média mensal do centro da Alta está representada pelas letras iniciais do mês correspondente (Molion et al., 2004).....	26
Figura 10	ZCIT observada na Imagem de satélite do Goes-12 do canal Infravermelho em 26/07/2010 às 14:45 UTC. Fone: INMET.....	27
Figura11	Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano. Modificada de Wells, (1998).....	30
Figura 12	Esquematisação da brisa marinha (a) e terrestre (b). Fonte: (http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA17/AULA17.HTML). Acesso em: 18/08/2010.....	32
Figura 13	Ilha de Tahiti (Polinésia Francesa) no Pacífico Sul equatorial.....	33
Figura 14	Área de estudos. Fonte: www.brasil-turismo.com/geografia.htm Acesso: 25/08/2010.....	35
Figura 15	Domínio geográfico utilizado para criação do Índice – IPT.....	36

Figura 16	Desvios da PNM média dos meses AMJJ para (a) fase fria (1948 a 1976) e (b) fase quente (1977 a 1998) da ODP.....	40
Figura 17	Desvio da radiação de ondas longas emergentes (ROLE) na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP.....	42
Figura 18	Desvios de taxa de precipitação (mm/dia) média de AMJJ nas fases (a) fria (1948 a 1976) e (b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	43
Figura 19	Diferença de precipitação, fase quente e menos fase fria, do quadrimestre AMJJ para a) taxas de precipitação de Reanálise (mm/dia) e b) dados observados UDEL (cm/mês).....	45
Figura 20	Desvios do vento zonal (m/s) ao nível de 850mb no período AMJJ nas fases a) fria (1948 a 1976) e b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	46
Figura 21	Desvios absolutos do vento zonal médio do quadrimestre AMJJ em 850 mb (U, em m/s) para o para o domínio geográfico 17,5°S -22,5°S e 45°W-50°W. Nota-se sua intensificação a partir de 1976.....	48
Figura 22	Desvios do vento meridional (m/s) ao nível de 850mb no período AMJJ nas fases (a) fria (1948 a 1976) e (b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	49
Figura 23	Desvios absolutos do vento meridional médio do quadrimestre AMJJ ao nível de 850 mb (V, em m/s) para o domínio geográfico 12,5°S-17,5°S e 40°W- 45°W. Nota-se seu enfraquecimento a partir de 1976.....	50
Figura 24	Índice de Pressão em Tahiti (IPT) para o período entre 1951 a 2009, com a média móvel de 11 meses.....	51
Figura 25	Coefficientes de Correlação da pressão ao nível meio do mar com o IPT no quadrimestre AMJJ das fases (a) fria e (b) quente da ODP.....	53
Figura 26	Coefficientes de Correlação da taxa de precipitação com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP.....	54
Figura 27	Coefficientes de Correlação da ROLE com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP.....	56
Figura 28	Coefficientes de Correlação do vento zonal em 850mb com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP.....	58
Figura 29	Coefficientes de Correlação do vento meridional em 850mb com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP.....	59

Figura 30	Coeficientes de correlação espacial do IPT com a PNM (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a PNM (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ.....	61
Figura 31	Coeficientes de correlação espacial do IPT com a taxa de precipitação (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a taxa de precipitação (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ.....	62
Figura 32	Coeficientes de correlação espacial do IPT com a ROLE (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a ROLE (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ.....	64
Figura 33	Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a PNM (mb) para as fases (a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	66
Figura 34	Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a ROLE(w/m ²) para as fases (a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	68
Figura 35	Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a taxa de precipitação para as fases (a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP.....	70

LISTA DE TABELAS

TABELA 1:	Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Entendida de ESRL/PSD/NOAS.....	38
------------------	--	-----------

LISTAS DE ABREVIATURAS E SIGLAS

U	COMPONENTE ZONAL
V	COMPONENTE MERIDIONAL
ENOS	EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL
HN	HEMISFÉRIO NORTE
HS	HEMISFÉRIO SUL
IME	ÍNDICE MULTIVARIADO DO ENOS
IOS	ÍNDICE OSCILAÇÃO SUL
IPT	ÍNDICE DE PRESSÃO EM TAHITI
ODP	OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO
OS	OSCILAÇÃO SUL
PNM	PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR
TSM	TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR
Z CA S	ZONA DE CONVERGÊNCIA DA AMERICA DO SUL
ZCIT	ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 OBJETIVOS.....	16
2.1 Objetivo Geral.....	16
2.2 Objetivo Especifico.....	16
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3.1 Circulação Geral da Atmosfera	17
3.2 Circulação Atmosférica (Walker e Hadley)	17
3.3 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)	20
3.4 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	23
3.5 Anticiclones Subtropicais	24
3.6 Zona de convergência Intertropical (ZCIT)	27
3.7 Ventos Alísios	29
3.8 Brisas Marítima e Terrestre	31
3.9 Tahiti	32
4 MATERIAIS E MÉTODOS	34
4.1 Materiais Utilizados	34
4.2 Área de Estudo	34
4.3 Construção do Índice (IPT)	35
4.4 Coeficiente de Correlação.....	36
4.5 Software Utilizado.....	37
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
5.1 Climatologia da Quadra Chuvosa da Costa Leste do NEB.....	39
5.2 Análises dos Desvios	39

5.2.1 Pressão ao nível médio do mar	39
5.2.2 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)	41
5.2.3 Taxa de Precipitação	42
5.2.4 Vento Zonal	45
5.2.5 Vento Meridional	48
5.3 Análises dos Coeficientes de Correlações Espaciais	52
5.3.1 Pressão ao nível médio do mar	52
5.3.2 Taxa de Precipitação	53
5.3.3 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)	55
5.3.4 Vento Zonal	57
5.3.5 Vento Meridional	58
5.4 Correlações com IPT e IOS.....	60
5.4.1 Comparação entre IPT e o IOS com relação à pressão.....	60
5.4.2 Comparação entre IPT e o IOS com relação à taxa de precipitação.....	61
5.4.3 Comparação entre IPT e o IOS com relação a ROLE.....	63
5.5 Analise dos Coeficientes de Correlações com IPT Adiantado.....	64
5.5.1 Pressão Avançada	65
5.5.2 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE) Avançada	66
5.5.3 Taxa de Precipitação Avançada	68
6 CONCLUSÕES	71
REFERÊNCIAS	73
APÊNDICES.....	78
APÊNDICE A.....	79
APENDICE B.....	82

1. INTRODUÇÃO

Uma das variáveis atmosféricas mais importantes para se estudar a circulação planetária e sua relação com o clima é a pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNM). A PNM varia continuamente no espaço e no tempo, em decorrência do aquecimento diferencial, tanto latitudinal como entre continentes e oceanos, provocando deslocamentos horizontais e verticais de massas de ar, que redistribuem calor sensível e calor latente e condicionam a temperatura e a precipitação regionais.

Vários estudos têm mostrado que existe uma associação muito estreita entre as configurações espaciais da TSM e o campo de pressão em escala planetária. Nesse contexto, os oceanos Pacífico e Atlântico, por cobrirem cerca de 55% da superfície terrestre, podem ser importantes para modular a precipitação sobre a América do Sul, principalmente no Norte e no Sul-Sudeste do país, como foi relatados por vários autores como Ropelewski e Halpert (1987), Diaz et al. (1998) e Silva (2001). A relação entre as TSM e a PNM, e seus impactos na precipitação, é notória, por exemplo, com a ocorrência do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), no Pacífico Equatorial, e com a alternância do gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical.

Na América do Sul, grande parte da variabilidade interanual do clima, principalmente da precipitação, é modulada pelos efeitos do fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS), no Oceano Pacífico Equatorial.

O fenômeno El Niño pode ser caracterizado por um aquecimento anormal das águas do Pacífico Equatorial em suas áreas central e leste, até a costa oeste da América do Sul. Esse aquecimento interage com o campo de pressão atmosférica e produz variações que causam mudanças no posicionamento dos ramos ascendentes e descendentes da Circulação de Walker sobre o Oceano Pacífico, e alterações no tempo e no clima em várias regiões do planeta, em particular sobre o Norte e Nordeste do Brasil.

O ENOS explica grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul tropical. A combinação das circulações atmosféricas anômalas, induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos equatoriais, Pacífico e Atlântico, afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e influenciam a distribuição da pluviometria sobre o norte da América do Sul. Estudos elaborados por vários autores (e.g. Molion e Bernardo, 2002) mostraram que, durante os eventos La Niña, por exemplo, os sistemas frontais penetram mais frequentemente até a região equatorial,

provocando totais pluviométricos maiores na costa leste do NEB e invernos mais frios nos Sul e Sudeste.

Além de índices baseados nos valores das TSM das várias áreas do Oceano Pacífico Equatorial (Niños 1,2 3 e 4), o fenômeno ENOS pode ser quantificado pelo Índice de Oscilação Sul (IOS). Esse índice representa a diferença da pressão ao nível médio do mar (PNM) entre o Pacífico Central (Tahiti) e o Pacífico Ocidental (Darwin /Austrália) e, portanto, é um índice atmosférico. Essa “gangorra barométrica” parece não ser causada pelo resfriamento /aquecimento das águas superficiais da região, mas está fortemente relacionada a ele e às mudanças na circulação geral da atmosfera. O IOS, embora sendo um índice simples, depende de duas séries temporais de pressão atmosférica, nas duas localidades citadas. Como a distância entre as duas localidades é grande (cerca de 20 mil km), é possível que elas sejam submetidas a fenômenos distintos, que não sejam muito comuns às duas. Dessa forma, pensou-se em explorar, neste trabalho, a série da PNM padronizada de Tahiti apenas, devido a sua proximidade com a América do Sul, e procurar estabelecer possíveis relacionamentos de sua variabilidade com algumas variáveis atmosféricas sobre o Brasil. A série também foi explorada no que se refere ao seu caráter preditivo, com o objetivo de auxiliar no planejamento das atividades produtivas.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral: Analisar a influência da variação da PNM de Tahiti e sua relação com variáveis meteorológicas no Brasil, em particular a precipitação.

2.2 Específicos:

- ◆ Elaborar um índice que expresse a variabilidade da PNM de Tahiti;
- ◆ Correlacionar esse índice com variáveis meteorológicas, em especial a precipitação, e investigar suas variabilidades espacial e temporal em função do índice;
- ◆ Contribuir para o melhor entendimento da variação espaço-temporal da precipitação no Território Nacional;
- ◆ Avaliar a capacidade preditiva do índice, com vários meses de antecedência, visando aprimorar a previsão do clima e, conseqüentemente, do desempenho das atividades humanas, principalmente agricultura e gestão de recursos hídricos;

3 REVISÃO BIBLIOGRAFICA

3.1 Circulação Geral da Atmosfera

A incidência e absorção diferenciadas da radiação solar entre as regiões equatoriais e as polares estabelecem diferenças nas configurações dos campos horizontais de temperatura e de pressão, originando pressões atmosféricas mais baixas no equador e mais altas nos pólos, o que causa um deslocamento de massa no sentido trópico equador, gerando uma circulação de grande escala neste sentido.

3.2 Circulação Atmosférica (Walker e Hadley)

A circulação da de Walker é caracterizada como uma circulação fechada, com ar ascendente no Pacífico equatorial a oeste seguindo em direção a leste na alta troposfera e descendo sobre o pacífico leste equatorial e sobre o continente na região tropical (figura 1).

A Célula de Walker é o resultado de uma gangorra de pressão à superfície entre os setores oeste e leste ao longo do cinturão equatorial da bacia do Oceano Pacífico Tropical (Walker, 1930; Walker e Bliss, 1932, 1937; Philander, 1990). Devido a essa gangorra, forma-se uma circulação zonal com movimento ascendente no setor oeste da bacia e movimento descendente no setor leste desta (Bjerknes, 1969). Esta flutuação de pressão à superfície é denominada de Oscilação Sul (OS).

Na zona entre o equador e aproximadamente 30° de latitude a circulação se dirige para o equador na superfície e para os pólos em nível superior, formando a chamada célula de Hadley (figura 2). Acredita-se que o ar quente ascendente no equador, que libera calor latente na formação de nuvens cumulus profundas, forneça a energia para alimentar esta célula. Quando a circulação em altos níveis se dirige para os pólos, ela começa a subsidir numa zona entre 20° e 35° de latitude.

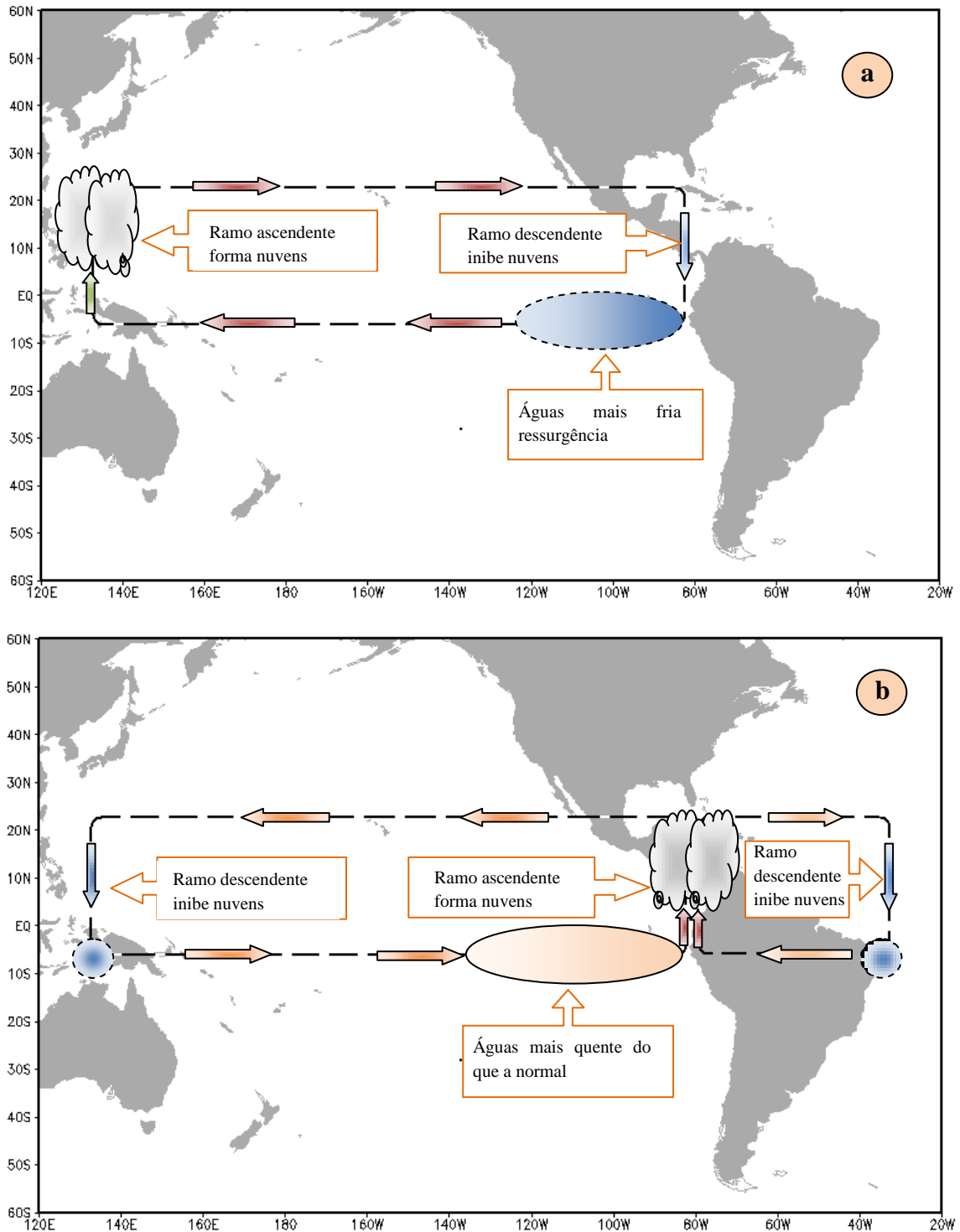


Figura 1: Esquematização da Célula de Walker, (a) sob condições normais e (b) modificada, em associação as condições de El Niño. Fonte: Autor, 2011.

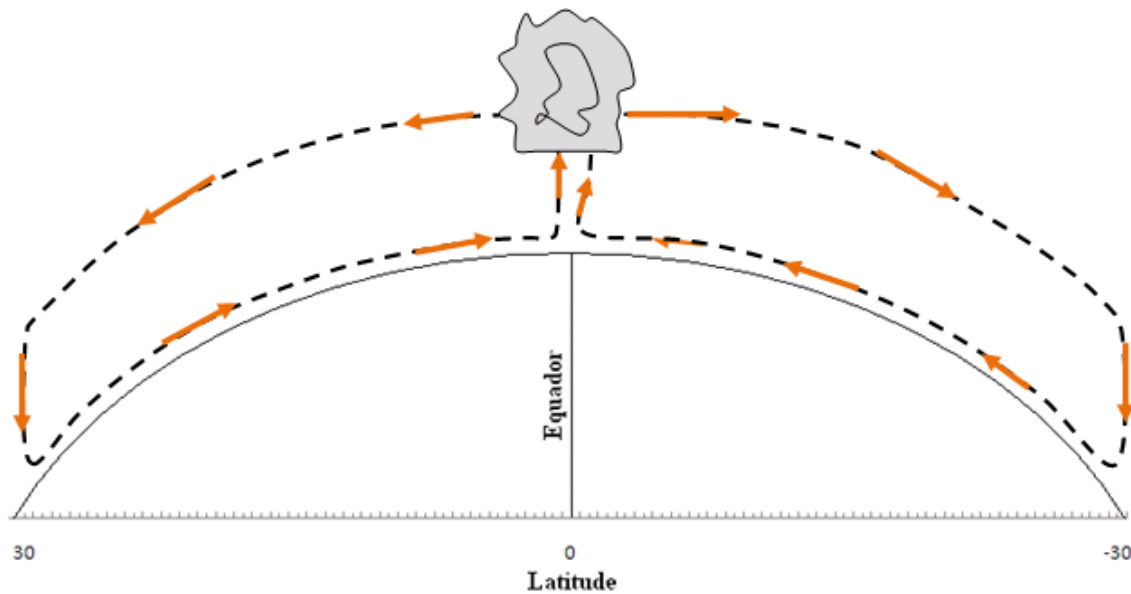


Figura 2: Esquematização da Célula de Hadley. Fonte: Autor, 2011.

Dois fatores são considerados na explicação dessa subsidência: Primeiro, quando a corrente de ar se afasta da região equatorial, onde a liberação de calor latente de condensação mantém o ar quente e em flutuação, o resfriamento radiativo produziria um aumento da densidade em alto nível. Segundo, como a força de Coriolis se torna mais forte para latitude crescente, os ventos são desviados para uma direção quase zonal quando atingem 25° de latitude. Isto causa uma convergência de ar em altitude, e conseqüentemente subsidência. O ar subsidente é relativamente seco, pois perdeu sua umidade próximo ao equador. Além disso, o aquecimento adiabático durante a descida reduz ainda mais a umidade relativa do ar. Conseqüentemente, esta zona de subsidência é a zona em que se situam os desertos tropicais. Os ventos são geralmente fracos e variáveis próximos das zonas de subsidência, que configuram zonas de alta pressão subtropicais, no Hemisfério Norte e no Hemisfério Sul. Do centro dessas zonas de alta pressão, a corrente na superfície se divide num ramo que segue em direção aos pólos e num ramo que segue para o equador. O vento para o equador é desviado pela força de Coriolis, adquirindo um componente para oeste, formando os ventos alísios. No HN, os alísios vêm de nordeste e no HS de sudeste. Eles se encontram próximo ao equador, numa região de fraco gradiente de pressão, que constitui a zona de baixa pressão equatorial.

Essas duas células que é parte integrante da circulação da atmosfera, e que atua simultaneamente na variabilidade da precipitação do Norte e Nordeste do Brasil é chamada de circulação de Hadley-Walker (Fig. 3).

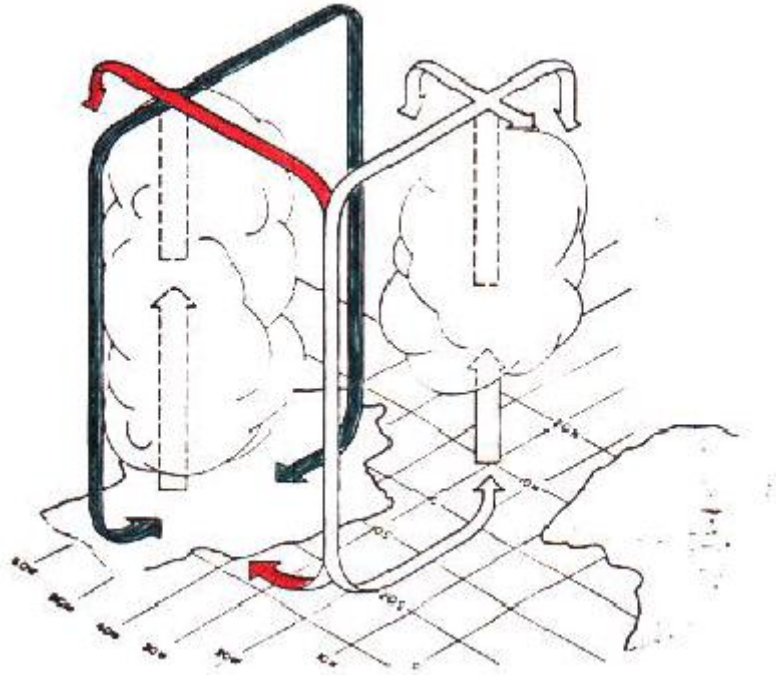


Figura 3: Diagrama esquemático da célula de Hadley – Walker (Fonte: Nobre e Molion, 1986).

3.3 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um exemplo expressivo de interação atmosfera-oceano, associado às alterações das configurações normais da TSM nos oceanos e das configurações do campo de pressão e ventos Alísios na atmosfera, na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e o Pacífico Ocidental, próximo à Austrália, com profundos efeitos no clima e na Sociedade.

O El Niño foi originalmente reconhecido por pescadores da costa oeste da América do Sul, observando baixas capturas, associadas à ocorrência de temperaturas mais altas que o normal no mar, normalmente no fim do ano – daí a designação, que significa “O Menino”, referindo-se ao “Menino Jesus”, relacionado com o Natal. É um fenômeno de curta duração (6 a 18 meses), ou alta frequência, apresentando duas fases distintas, uma fase quente (El Niño) e uma fase fria (La Niña).

Durante um ano “normal”, os ventos Alísios sopram na direção oeste através do Oceano Pacífico tropical, originando um “empilhamento” de água no Pacífico Ocidental, de tal modo que a superfície do mar é cerca de meio metro mais alta nas costas da Indonésia que no Equador.

Quando acontece um El Niño, que ocorre irregularmente em intervalos de 2 a 7 anos, com uma média de 3 a 4 anos, os ventos sopram com menos força em todo o centro do Oceano Pacífico, resultando numa diminuição da ressurgência de águas profundas e na acumulação de água mais quente que o normal na costa oeste da América do Sul e, conseqüentemente, na diminuição da produtividade primária e das populações de peixes.

Outra conseqüência de um El Niño é a alteração do clima em todo o Pacífico equatorial: as massas de ar quentes e úmidas acompanham a água mais quente, provocando chuvas excepcionais na costa oeste da América do Sul e secas na Indonésia e Austrália. Pensa-se que esse fenômeno é acompanhado pela deslocação de massas de ar a nível global, provocando alterações do clima em todo o mundo.

La Niña é o fenômeno inverso, caracterizado por temperaturas anormalmente frias, também no fim do ano, na região equatorial do Oceano Pacífico, muitas vezes (mas não sempre) seguindo-se a um El Niño. Também já foi denominado como “El Viejo” (“O Velho”, ou seja, a antítese do “menino”) ou ainda o “Anti-El Niño”.

A Oscilação Sul (OS) é a flutuação interanual da pressão atmosférica ao nível do mar no Oceano Pacífico, devida a variações na circulação atmosférica. Normalmente, os ventos alísios sopram para sudoeste (no hemisfério sul), levando a água da superfície do mar aquecida na região do equador para a costa da Indonésia e Austrália e, com ela, massas de ar também aquecidas. No entanto, a força dos ventos varia de um ano para outro, provocando diferenças na temperatura e pluviosidade nos vários continentes que formam a bacia do oceano pacífico.

A OS é quantificada por meio do Índice Oscilação Sul (IOS) que se caracteriza por uma "gangorra barométrica" de grande escala observada sobre a Bacia do Pacífico Tropical. O registro da Oscilação Sul (OS) data desde os anos 1880, mas só foi documentada por Walker e Bliss em (1932). Estes autores definiram a OS como uma flutuação inversa, verificada no campo da pressão ao nível médio do mar nas estações de Darwin (12,4°S – 130,9°E), localizada no norte da Austrália, e Tahiti (17,5°S – 149,6°W), situada no Oceano Pacífico Sul.

Trenberth (1984) obteve um coeficiente de correlação de -0,79 entre o campo de pressão nessas duas estações. A diferença entre as pressões normalizadas nas estações de Tahiti e Darwin é definida como o Índice de Oscilação Sul (Fig. 4). O IOS apresenta valores negativos em anos de El Niño e positivos em anos de La Niña. Portanto, valores positivos significam resfriamento do Pacífico e negativo aquecimento.

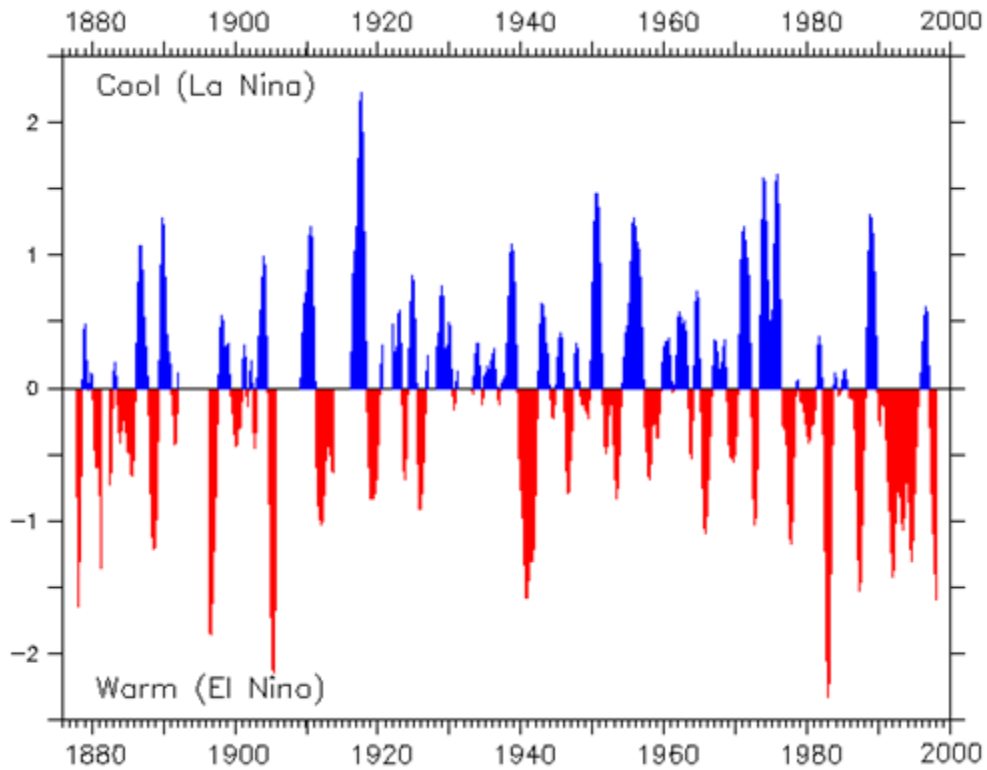


Figura 4: Índice Oscilação Sul. Fonte: KESSLER (2002).

Outro índice foi elaborado para monitorar a intensidade do ENOS, o IME (Índice Multivariado do ENOS). Este índice é composto de seis variáveis principais no Pacífico Tropical, são elas: Pressão do Nível do Mar (PNM), componentes zonal (U) e meridional (V) do vento em superfície, temperatura da superfície do mar (TSM), temperatura do ar na superfície e a fração de nebulosidade total do céu. O IME (figura 5) reproduz a variação com o tempo do ENOS.

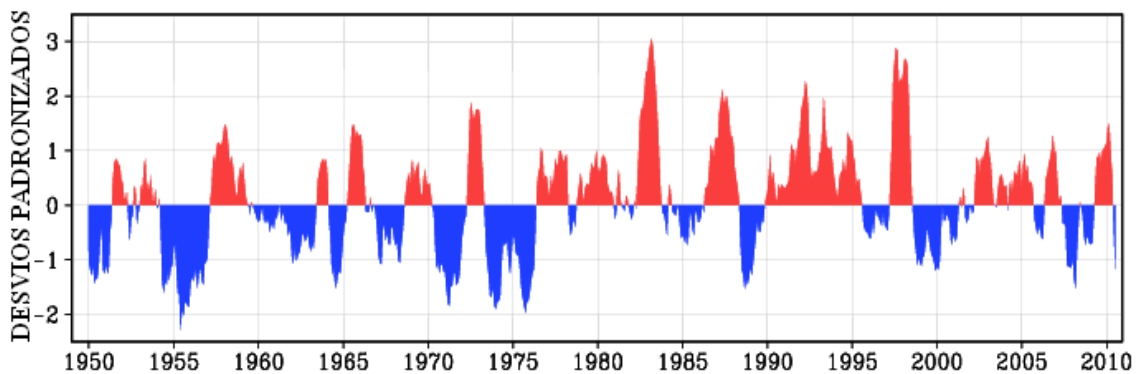


Figura 5: Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS. Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI/>

3.4 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) é uma oscilação da configuração da temperatura da superfície (TSM) do Oceano Pacífico, com variabilidade mais longa que a dos episódios de El Niño e La Niña (ENOS), e escalas temporais médias de 50 a 60 anos (MANTUA et al, 1997). Como o ENOS, a ODP apresenta duas fases, uma fase fria (Figura 6) e outra fase quente (Figura 7), com duração de 20 a 30 anos cada fase. As variações de TSM associadas à ODP interagem com a atmosfera, sobre o Pacífico, e muda o campo de pressão, a circulação dos ventos e o clima global.

A fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical, e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical em ambos hemisférios (Figura 6). Já a fase quente apresenta configuração contrária, com anomalias de TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical (Figura 6). Não se sabe ainda qual é a causa da ODP, tampouco seus impactos sobre o clima. Porém, considerando que a atmosfera terrestre é aquecida por debaixo, os oceanos são a condição de contorno inferior mais importante para o clima e, certamente, o Pacífico, por ocupar um terço da superfície terrestre, deve ter um papel preponderante na variabilidade climática interdecadal (Molion 2005).

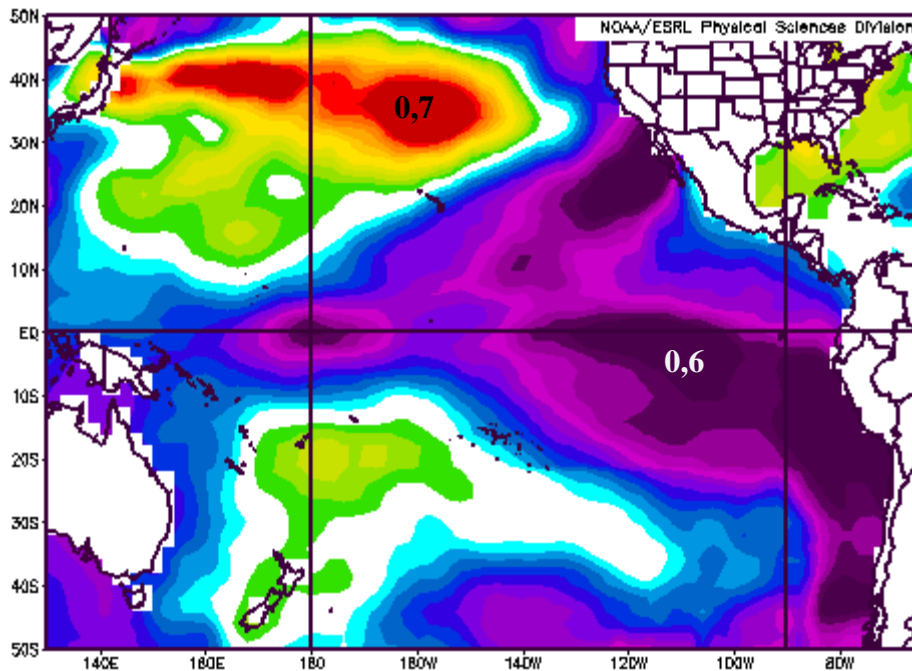


Figura 6: Oscilação Decadal do Pacífico – Fase fria (1948 – 1976). Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.

Fonte: Autor, 2011.

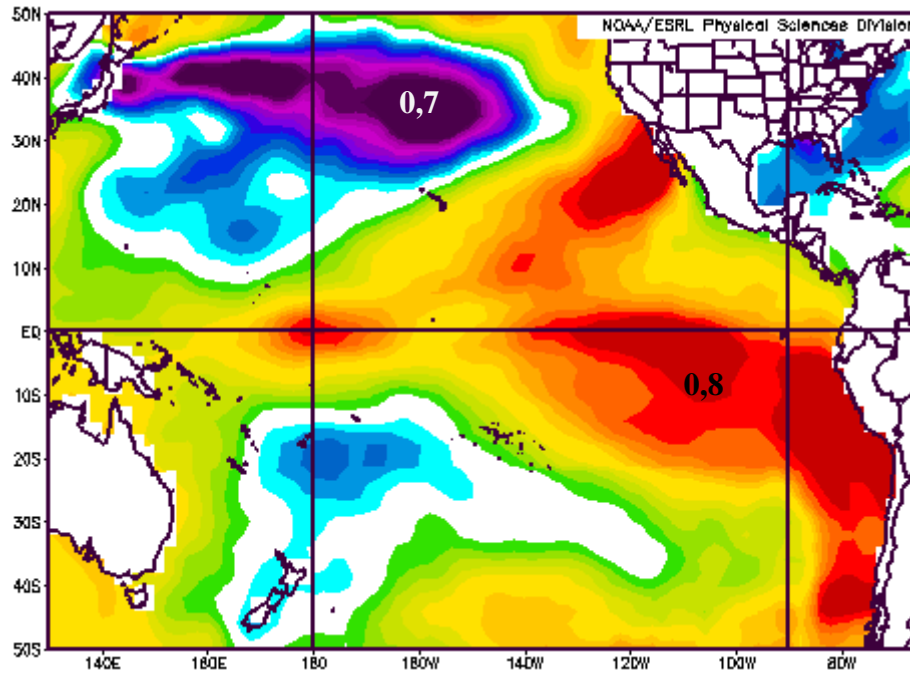


Figura 7: Oscilação Decadal do Pacífico – Fase Quente (1977 – 1998). Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD. Autor, 2011.

3.5 Anticiclones Subtropicais

Os anticiclones subtropicais ou altas subtropicais semi-permanentes (Figura 8), são sistemas de alta pressão, com centros de ação da circulação nos trópicos, encontrados durante o ano todo, em torno de 30° de latitude, sobre os principais oceanos do Planeta, principalmente sobre suas regiões orientais. No Hemisfério Norte, estão as altas pressões do Atlântico Norte e do Pacífico Norte e no Hemisfério Sul, as altas do Atlântico Sul, do Pacífico Sul e do sul do Oceano Índico (HASTENRATH, 1985; MORAN e MORGAN, 1994).

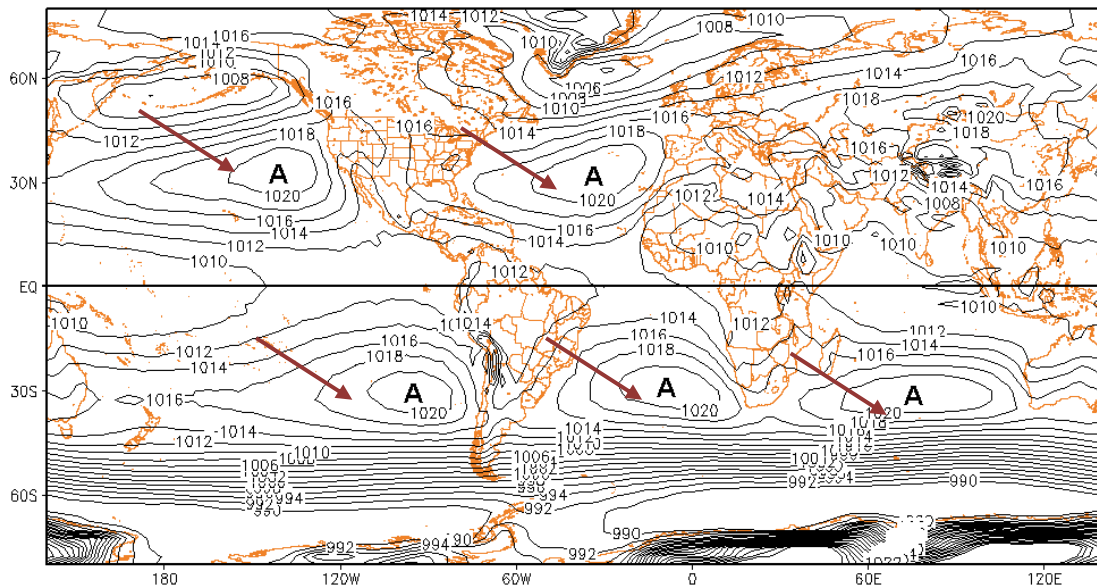
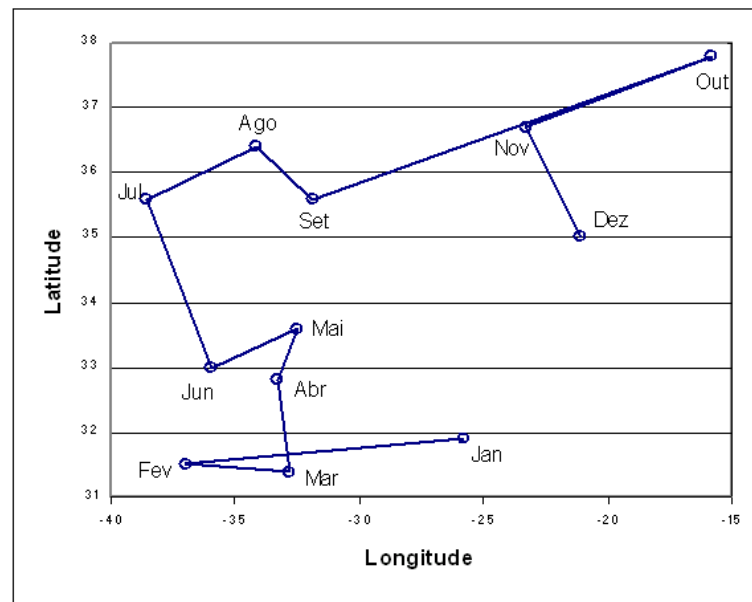


Figura 8: Média anual do período de (1950 – 1998), da pressão ao nível médio do mar, identificando as Altas subtropicais, Norte e Sul dos principais Oceanos do planeta. Fonte de dados: ESRL/RSD/NOAA. Autor, 2011.

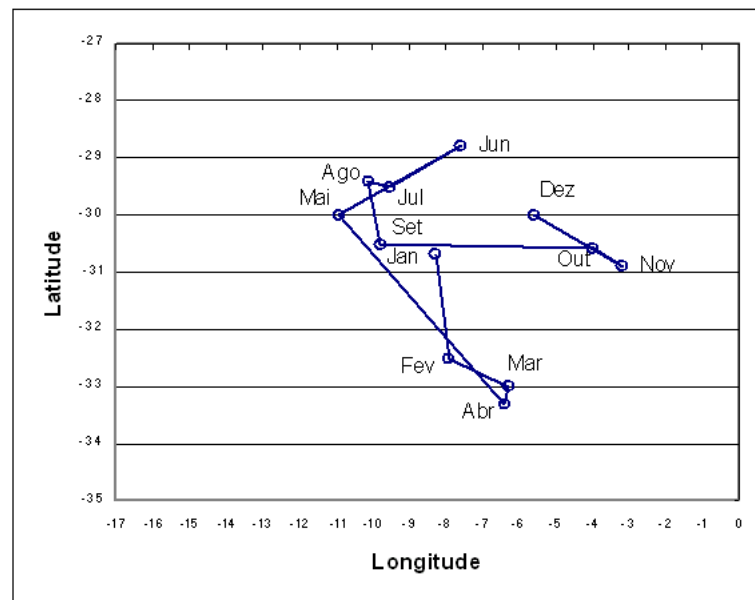
Nas regiões onde se situam essas altas, é observada divergência do vento, caracterizada por calmaria e céu claro. Esses sistemas béricos apresentam pressão atmosférica decrescente com a altitude, porém mantendo circulações fechadas em todos os níveis, podendo se estender até a alta troposfera, com o eixo de circulação inclinado para noroeste com a altura (BASTOS e FERREIRA, 2000). Estendem-se verticalmente, da superfície oceânica à tropopausa, consistindo em extensas áreas de ar subsidente, seco e quente. A existência desses anticiclones é explicada tanto pela teoria térmica clássica quanto pela teoria dinâmica de Rossby.

A posição e a intensidade da alta subtropical do Atlântico Sul no verão é mais distante e fraca do Continente Sul Americano, parcialmente devido ao desenvolvimento da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), que modula, juntamente com padrões de circulação de grande escala, o transporte de umidade proveniente do Atlântico e da Amazônia o qual é canalizada pelos Andes, pelo planalto Boliviano a oeste e pelo planalto brasileiro a leste (SATYAMURTY et al., 1998).

Molion et al. (2004), estudando o posicionamento do centro das altas subtropicais do Atlântico Norte e Sul no ciclo anual com dados de pressão ao nível médio do mar (PNM) do conjunto de Reanálises do NCEP para o período de 1948-1998, observaram que, em seu deslocamento latitudinal, o centro da Alta do Norte, deslocou-se de sua posição extrema norte (38°N; 15°W) em outubro, para sua posição extrema sul (31°N; 33°W) em março, retornando para completar o ciclo anual, seguindo a forçante solar com um atraso de cerca de 1 a 2 meses (Figura 9a).



a



b

Figura 9: Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico norte (a) e Sul (b) para o período 1948-1998. A posição média mensal do centro da Alta está representada pelas letras iniciais do mês correspondente (Molion et al., 2004).

Observaram, também, que a amplitude latitudinal do centro da Alta do Atlântico Sul foi entre 29°S-33°S, centrado em 31°S, apresentando uma amplitude latitudinal cerca de 4°, e seu deslocamento longitudinal ficou confinado entre 3°W e 11°W (Figura 9b).

De acordo com esses autores, a variabilidade do centro dos anticiclones subtropicais pode estar relacionada à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) por meio de teleconexão, uma vez que o Oceano Pacífico ocupa um terço da superfície terrestre e que a configuração da

temperatura da superfície do mar (TSM) é a condição de contorno inferior mais significativa para a atmosfera.

3.6 Zona de convergência Intertropical (ZCIT)

A convergência dos ventos Alísios de nordeste e sudeste originados dos anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Atlântico Sul caracteriza, uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, associada com altos índices pluviométricos. Essa convergência dos Ventos Alísios e fluxo de umidade se estendem pelas principais bacias oceânicas do planeta, definindo a ZCIT (Figura 10) (HASTENRATH, 1985).

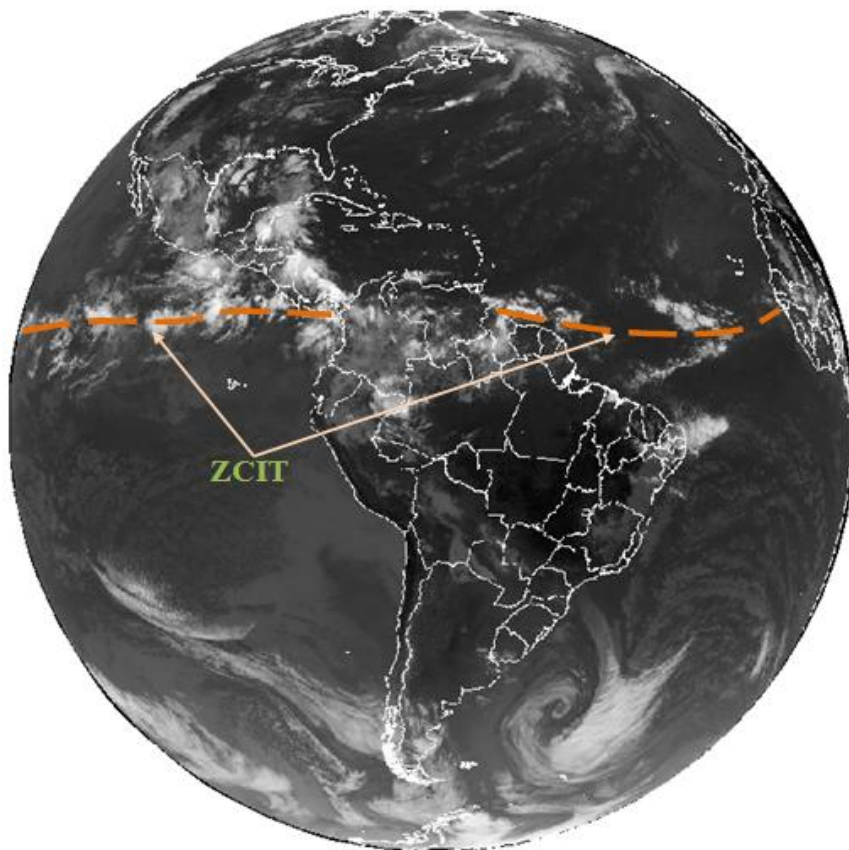


Figura 10: ZCIT observada na Imagem de satélite do Goes-12 do canal Infravermelho em 26/07/2010 às 14:45 UTC. Fonte: INMET.

Na ZCIT do Atlântico e Pacífico predominam convergência na baixa troposfera, movimentos ascendentes na média troposfera, divergência na alta troposfera, bem como água precipitável concentrada em sua região durante o ano todo (CURTIS e HASTENRATH,

1999), havendo interação de diferentes sistemas tais como: a Zona de Confluência dos Ventos Alísios do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, zona de máxima TSM e a zona de máxima convergência e cobertura de nuvens convectivas (UVO, 1989). Esses sistemas localizam-se mais ao norte do equador geográfico, resultando de assimetrias climáticas proeminentes sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Tropical decorrente da interação oceano-atmosfera e à desigual distribuição dos continentes (PHILANDER et al., 1996).

Os sistemas que interagem para produzir a ZCIT, também possuem um deslocamento conjunto meridional ao longo do ano. Então, diferentes variáveis físicas são usadas com a finalidade de se fazer um estudo da localização da ZCIT, como a cobertura de nuvens, componente meridional do vento nos baixos níveis e pressão ao nível médio do mar. Segundo Mendes et al., (2000, 2001), a temperatura de brilho e radiação de onda longa emergente (ROLE) são duas das mais importantes ferramentas para se obter o posicionamento médio da ZCIT.

Existem duas teorias que buscam explicar as causas da formação da ZCIT. A teoria térmica, que atribui a formação desse sistema ao aquecimento da superfície na região do equador e, a teoria dinâmica, que diz que a convergência dos Ventos Alísios provoca a convergência do ar e movimentos ascendentes sobre o equador como a resposta dos processos de formação das famílias dos ciclones e anticiclones nas regiões polares (FEDOROVA, 2001).

De acordo com Paegle (1987), a atividade da ZCIT apresenta uma taxa de aquecimento muito grande resultante da liberação de calor latente de condensação, podendo o aquecimento ser, localmente, muito maior do que os efeitos radiativos. Durante o ano inteiro, sistemas frontais do Hemisfério Norte penetram no continente africano, dando origem a grandes complexos convectivos de escala subsinótica, que produzem grandes totais pluviométricos na faixa de 15° N e 5° S. As ondas de gravidade geradas por eles deslocam-se sobre o Oceano Atlântico equatorial e subtropical e intensificam a ZCIT de forma pulsante (MOLION e BERNARDO, 2002).

Em sua marcha anual, a ZCIT alcança sua posição mais ao norte, aproximadamente 8° N, durante o verão boreal, e a sua posição mais ao sul, aproximadamente 1° S, durante o mês de abril (CITEAU et al, 1988, HASTENRATH e HELLER, 1977, HASTENRATH e LAMB, 1977, HASTENRATH, 1985) e sofre variações sazonais com referência a sua posição geográfica permanecendo perto do equador geográfico nas longitudes predominantemente oceânicas, tais como os Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrando somente pequenas variações sazonais, (Barai, 2005). Seu

posicionamento está associado à nebulosidade e a estação chuvosa na Região Norte do Brasil. Sobre o continente a ZCIT migra com a latitude em função da estação do ano à medida que aumenta o aquecimento solar sobre a superfície (FISCH et al., 1999).

Em anos chuvosos sobre o Nordeste, nos quais também chove acima da média sobre a Amazônia e Atlântico equatorial, a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto em anos de seca a ZCIT retorna ao Hemisfério Norte já em março. Além disso, há evidências observacionais de que os mecanismos responsáveis pelo deslocamento latitudinal da ZCIT estejam associados a uma cadeia de processos de interação entre o oceano e a atmosfera, envolvendo o acoplamento lateral com distúrbios atmosféricos extratropicais de ambos os hemisférios. Esses contribuem para o aparecimento de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador com sinais opostos, formando assim um gradiente meridional de anomalias de TSM, responsável pelo deslocamento e permanência da ZCIT mais para o sul ou para o norte (NOBRE, 1996).

Algumas características são observadas em relação à ZCIT, como: localizar – se na faixa tropical, entre as latitudes de 10°N e 10°S, onde existe TSM elevada e um cinturão de baixa pressão atmosférica e presença de cumulos e cumulonimbos com topos extremamente levados.

3.7 Ventos Alísios

Os Ventos Alísios sopram de maneira relativamente constante durante todo o ano, entre os trópicos, desde os 30-35° e originam-se no centro das altas subtropicais nos dois hemisférios, escoando para as baixas pressões equatoriais.

Os Alísios de NE sopram de nordeste para sudoeste no Hemisfério Norte, enquanto os Alísios de SE sopram do sudeste para o noroeste no Hemisfério Sul. Sua convergência provoca convecção profunda, formação, desenvolvimento de nuvens e chuvas numa faixa equatorial, na direção leste-oeste, denominada Zona de convergência Intertropical (ZCIT). Fora da ZCIT, a influência dos Alísios é marcante nos climas de regiões costeiras de baixa latitude, como a Costa Leste do Nordeste do Brasil, exercendo grande importância na quantidade e distribuição das chuvas dessas regiões.

Na alta troposfera, os contra-Alísios sopram das regiões equatoriais para os trópicos. São ventos secos e a subsidência, associadas a eles, realimenta as altas pressões subtropicais.

Estabelece, assim, uma circulação direta e fechada, denominada Célula de Hadley-Walker (Nobre e Molion, 1988).

A Figura-11 mostra um diagrama esquemático de alguns fatores significantes do sistema de Ventos Alísios da sua jornada desde as massas de ar continentais subtropicais para a ZCIT, entre o noroeste da costa africana e o Oceano Atlântico Equatorial.

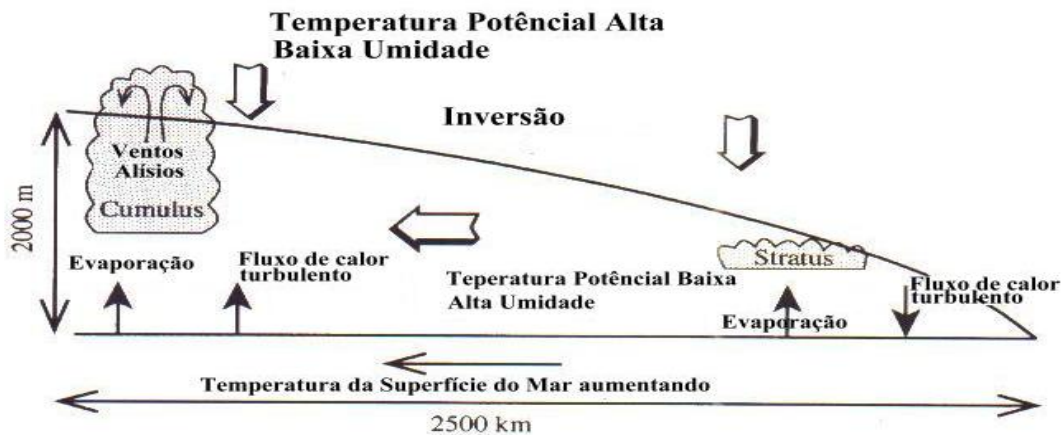


Figura 11: Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano. Fonte: Modificada de Wells, (1998).

A base da inversão dos Alísios encontra-se na parte oriental dos oceanos a cerca de 500m de altura. Com o deslocamento dos Ventos Alísios para o equador a partir de 15° de latitude, a inversão se eleva para o equador e para oeste, chegando a mais de 2000m. A superfície de ar quente e seco do continente é rapidamente transformada pelo contato com a superfície de água fria na camada limite superficial. A umidade contida na camada limite aumenta rapidamente pela evaporação do oceano enquanto o calor sensível é perdido do ar para o oceano, por causa da inversão do gradiente vertical de temperatura. Em adição, o ar é resfriado pela emissão de radiação de onda longa para o espaço.

Sobre a camada limite marítima, o ar é potencialmente quente e muito seco devido o ar descendente dos altos níveis troposféricos, associados com a subsidência dos anticiclones subtropicais. Assim, na camada entre as duas massas de ar, uma forte inversão se forma, a qual tende a suprimir os movimentos verticais e a mistura. Como o ar nos baixos níveis se move progressivamente sobre TSM mais altas, o fluxo de calor latente aumenta e o fluxo de calor sensível vem a ser do oceano para a atmosfera. O aquecimento das massas de ar resulta em uma quebra de nuvens estratos e o desenvolvimento dos Ventos Alísios em nuvens cumulos. A convecção de cumulos rasos mistura a umidade do ar à superfície com o ar seco sobre a inversão resultando em uma camada limite profunda. A convecção também carrega ar

seco para a superfície que por sua vez, aumenta a evaporação do oceano na camada limite, alcançando uma profundidade de 2 a 3 Km, e a evaporação é três vezes maior que no leste da bacia oceânica.

Os Ventos Alísios têm uma velocidade típica de 6 m/s e, desta forma, a massa de ar à superfície permite que ela permaneça na camada limite, atravessando uma distância de mais de 3000 Km, entre a região fonte e a região equatorial, em cerca de cinco dias (WELLS, 1998).

3.8 Brisas Marinha e Terrestre

O aquecimento diferenciado entre continente e oceano com gradientes de temperatura variando, promove fluxos de energia diferentes para a atmosfera, causando gradientes de pressão em determinados níveis acima da superfície, os quais impulsionam o movimento.

Este movimento gera divergência e convergência em diferentes pontos, o que faz com que se estabeleça uma célula de circulação.

O aquecimento sobre continente é maior do que sobre o oceano, implicando em gradientes maiores; assim, o ar sobre o continente se aquece mais e se expande mais rapidamente do que o ar sobre a água.

O vento que é resultado da variação do gradiente horizontal de pressão, no qual por sua vez, é função do gradiente de temperatura, produzido em várias escalas espaciais, é uma das variáveis meteorológica mais relevante, uma vez que é responsável pelo transporte horizontal de calor latente e sensível. Sua convergência em baixos níveis produz movimentos ascendentes no qual acarreta formação de nuvens, e possivelmente precipitações em uma determinada região. A Costa Leste do Nordeste está imersa no campo dos ventos Alísios, os quais são produzidos pela circulação geral da atmosfera (ramo da célula de Hadley – Walker), e são intensificado ou enfraquecido por circulações de mesoescala, como a brisa marítima e terrestre (Molion e Bernardo, 2002).

A brisa marítima é formada por ventos diurnos que sopram do mar para o continente. Ocorre devido à diferença de temperatura entre o continente e o oceano, que por sua vez acaba gerando regiões de baixas pressões sobre o continente. Para se aquecer, a água precisa de mais energia solar do que a terra. Embora ambas recebam a mesma quantidade de energia, a última se aquece mais porque o solo é mal condutor e concentra o calor. A água é boa condutora e dispersa o calor para águas profundas. A temperatura mais alta da terra aquece o

ar sobre ela deixando-o mais leve e tornando a pressão atmosférica menor do que sobre o oceano, forçando um escoamento do oceano par ao continente, dando origem assim a brisa marítima (Figura 12a).

Durante a noite a situação se inverte. O mar demora a se resfriar porque as águas profundas mantêm a temperatura noturna quase igual à diurna. O ar sobre o oceano é mais quente do que na terra. Como a pressão sobre o continente é mais elevada, os ventos se dirigem para o mar, que tem pressão mais baixa, formando a brisa terrestre (Figura 12b).

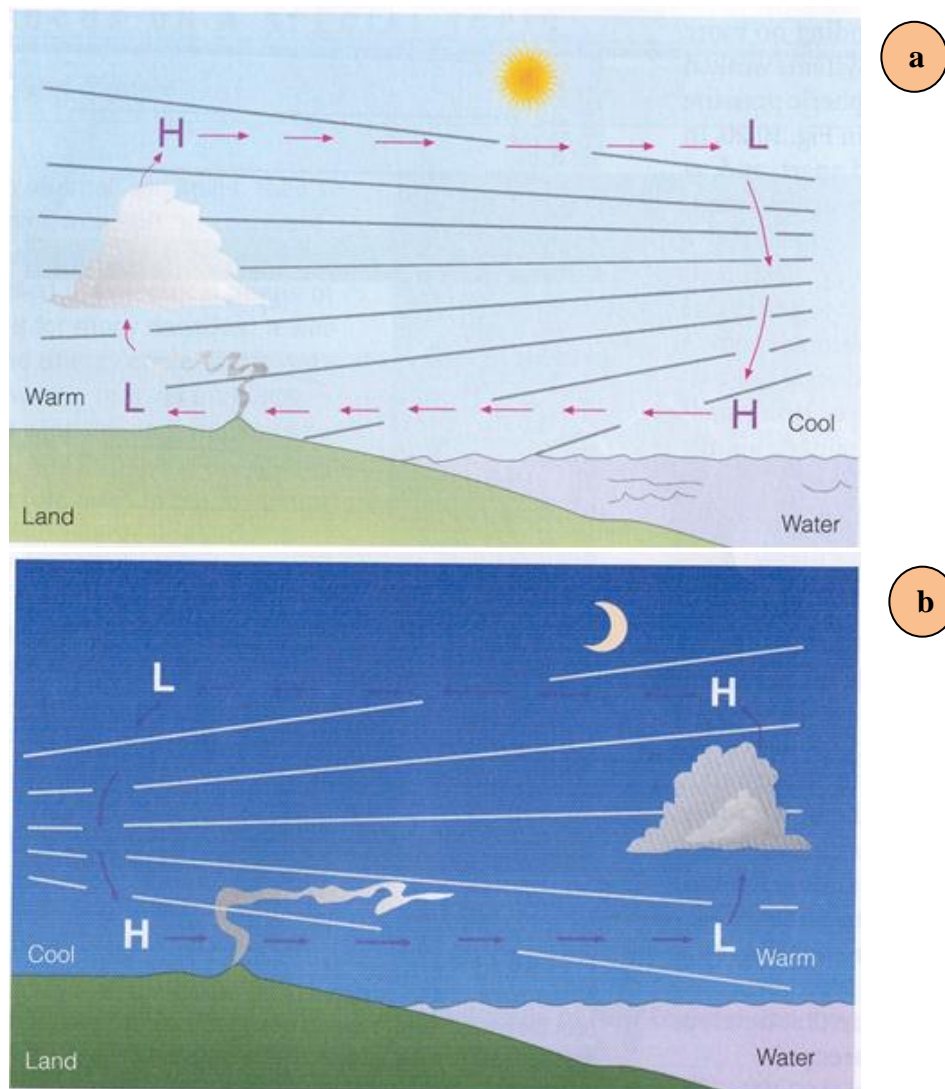


Figura 12: Esquemática da brisa marítima (a) e terrestre (b). Fonte: (<http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA17/AULA17.HTML>) Acesso em: 18/08/2010

3.9 Tahiti

O Tahiti (Figura 13) é a maior ilha da Polinésia Francesa, localizada no arquipélago das Ilhas da Sociedade. A capital é Papeete, situada na costa noroeste da ilha. Ela tem um comprimento de 45 quilômetros nos seus pontos mais distantes, e cobre aproximadamente 1036 quilômetros quadrados. Seu pico mais elevado, o monte Orohena, culmina a 2 241 metros sobre o nível do mar. O clima é quente e úmido.

A ilha consiste de duas porções quase circulares com centro nas montanhas vulcânicas, conectadas por um pequeno istmo chamado de Taravao, por causa da cidade ali situada. A parte nordeste é conhecida como Tahiti Nui (Grande Tahiti), e a parte sudeste, muito menor, é conhecida como Tahiti Iti (Pequeno Tahiti) ou Tiarapu. A parte Tahiti Nui é bastante populosa, principalmente perto de Papeete e tem uma boa infraestrutura, como estradas e rodovias, enquanto Tahiti Iti ainda é bastante isolado e sua parte sudeste (Te Pari) é acessível apenas por barcos.



Figura 13: Ilha de Tahiti (Polinésia Francesa) no Pacífico Sul equatorial. Fonte: Autor, 2011.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais Utilizados

Para o estudo da variação da pressão em Tahiti e sua relação com algumas variáveis meteorológicas, entre elas a precipitação no Brasil, foram utilizados: o conjunto dados de reanálises disponível no ESRL/PSD/NOAA (Earth System Research Laboratory, Physical Science Division, National Oceanic Administration Atmospheric) de: Pressão ao Nível do Mar (PNM), Anomalias de radiação de onda longas emergentes (ROLE), taxa de Precipitação (tp) e as componentes u e v do vento ao nível de 850mb, em pontos de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, correspondente a uma distância média de aproximadamente de 275×275 km, de Abril a Julho correspondente a quadra chuvosa do leste do Nordeste (NEB) para um período de 1950 a 1998, correspondente a duas fases da Oscilação Decadal do Pacífico, uma fria (1948 a 1976) e a outra quente (1977 a 1998). Os dados foram adquiridos no site do www.cdc.noaa.gov e são descritos com detalhes em Kalnay et al. (1996).

Também foi utilizado um conjunto de dados de precipitação da Universidade de Delaware (UDEL) disponível no mesmo site, espaçado em $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, o que representa aproximadamente 55×55 km para o mesmo período.

4.2 Área de Estudo - Brasil

A área de estudo compreende todo território nacional Brasileiro, dando ênfase ao leste do Nordeste.

O Brasil (Figura 14), está localizado no continente sul-americano (entre os paralelos de $5^\circ 16'$ de latitude norte e $33^\circ 44'$ de latitude sul, e entre os meridianos de $34^\circ 47'$ e $73^\circ 59'$ de longitude oeste), com uma área total de $8.514.876 \text{ km}^2$.

O Brasil faz fronteira com dez repúblicas sul-americanas: Argentina, Bolívia, Colômbia, Guiana, Paraguai, Peru, Suriname, Uruguai, Venezuela e Guiana Francesa.

O relevo do Brasil é formado por planaltos e planícies. Os planaltos ocupam a maior parte do território brasileiro. Os principais planaltos são o Planalto das Guianas no extremo

norte e o Planalto Brasileiro no centro-oeste, no nordeste, no sudeste e no sul. Os principais climas do Brasil são: equatorial no norte, semi-árido no nordeste, tropical na maior parte do país, tropical de altitude no sudeste e subtropical no sul.

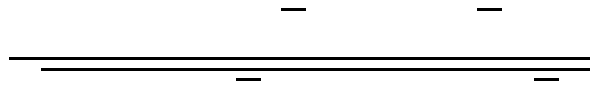
As principais bacias hidrográficas do Brasil são: a Bacia do rio Amazonas no norte, a Bacia do Tocantins-Araguaia no centro, a Bacia do São Francisco no leste, a Bacia do rio Paraná no centro-sul, a Bacia do Paraguai no sudoeste, a Bacia do Uruguai no extremo sul, a Bacia do Atlântico Sul no litoral sul, a Bacia do Atlântico Sudeste no litoral sudeste, a Bacia do Atlântico Leste no litoral leste, a Bacia do Atlântico Nordeste Oriental no nordeste e as Bacias do Parnaíba e a do Atlântico Nordeste Ocidental no meio-norte.



Figura 14: Área de estudo. **Fonte:** www.brasil-turismo.com/geografia.htm . **Acesso:** 25/08/2010.

4.3 Construção do Índice – IPT

Na elaboração do índice de pressão em Tahiti (IPT), foram utilizados dados de reanálises de pressão ao nível médio do Mar, de Janeiro a Dezembro para o período de 1948 a 2009, disponível no ESRL/PSD/NOAA, para o domínio geográfico de Tahiti, localizada na região central do Pacífico Tropical Sul (Figura 15).



Para qual, “i” é o ano inicial, “n” o ano final.

\bar{x} e \bar{y} são as médias aritméticas das variáveis x e y .

A partir disso, se as duas variáveis correlacionadas apresentarem uma reta crescente (decrecente), a correlação é positiva (negativa), ao maior (menor) grau de associação, é atribuído o valor 1 (-1).

A correlação apenas dá uma noção do grau de relacionamento das variáveis, porém não implica uma relação de causa e efeito. Utilizou-se, então, um teste de hipótese para avaliar os valores das correlações e determinar a significância estatística dos resultados obtidos, isto é, o nível de significância dos coeficientes de correlação.

Foi utilizado um teste de hipótese que qualifica os valores das correlações e determina a significância estatística dos resultados encontrados, ou seja, o nível de significância dos coeficientes de correlação. Essa técnica determina o quão significativos são os resultados. A tabela 1 mostra os resultados do cálculo dos níveis de significância em relação aos valores das correlações e o grau de liberdade (nesse caso, os anos).

A tabela explica, por exemplo, que dado um grau de liberdade de 28 (correspondente aos anos da fase fria da ODP de 1948 a 1976) anos, os testes de nível de significância indica que, para um coeficiente de correlação com valor em módulo de 0,44, tem-se uma significância de 99% de chance que as variáveis realmente estejam correlacionadas. Ou seja, apenas 1% de chance que a hipótese nula se confirme, ou seja, que as variáveis não estejam relacionadas.

4.5 Software Utilizado

Na elaboração dos campos das variáveis meteorológicas foi utilizado o software meteorológico Grid Analysis and Display System (GrADS), para geração dos mosaicos relativos as anomalias das variáveis em questões. E para a correlação do índice IPT com as variáveis em estudo. Após a criação do índice, utilizamos uma ferramenta interativa do site www.cdc.noaa.com, para realização das correlações com as variáveis em questão.

TABELA 1: Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação.

Fonte: ESRL/PSD/NOAS.

Graus de Liberdade	0,90	0,95	0,98	0,99	1,00
2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
3	0,904	0,920	0,950	0,980	0,990
4	0,801	0,830	0,890	0,940	0,960
5	0,713	0,760	0,830	0,890	0,920
6	0,644	0,700	0,770	0,840	0,880
7	0,588	0,650	0,730	0,800	0,840
8	0,544	0,610	0,690	0,760	0,810
9	0,508	0,570	0,650	0,730	0,780
10	0,477	0,540	0,620	0,700	0,750
11	0,451	0,514	0,592	0,671	0,719
12	0,427	0,491	0,567	0,647	0,695
13	0,408	0,471	0,546	0,604	0,652
14	0,390	0,453	0,526	0,604	0,652
15	0,375	0,437	0,509	0,585	0,630
16	0,362	0,423	0,493	0,568	0,620
17	0,350	0,410	0,478	0,552	0,599
18	0,339	0,398	0,465	0,538	0,584
19	0,329	0,387	0,453	0,524	0,570
20	0,319	0,377	0,441	0,512	0,557
21	0,310	0,367	0,431	0,500	0,545
22	0,302	0,358	0,421	0,489	0,533
23	0,295	0,350	0,411	0,479	0,522
24	0,289	0,343	0,403	0,469	0,512
25	0,282	0,336	0,395	0,460	0,503
26	0,276	0,329	0,387	0,451	0,493
27	0,270	0,322	0,380	0,443	0,485
28	0,265	0,316	0,373	0,436	0,476
29	0,260	0,311	0,366	0,428	0,469
30	0,255	0,305	0,360	0,421	0,461
31	0,250	0,300	0,354	0,415	0,454
32	0,246	0,295	0,349	0,408	0,447
33	0,242	0,291	0,343	0,402	0,441
34	0,238	0,286	0,338	0,369	0,434
35	0,235	0,282	0,333	0,391	0,428
36	0,231	0,278	0,329	0,385	0,423
37	0,228	0,274	0,324	0,380	0,417
38	0,225	0,271	0,320	0,375	0,412
39	0,222	0,237	0,316	0,370	0,407
40	0,219	0,264	0,312	0,366	0,402

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 CLIMATOLOGIA DA QUADRA CHUVOSA DA COSTE LESTE DO NEB

As análises da climatologia das variáveis selecionadas foram elaboradas para a quadra chuvosa da costa leste do NEB (AMJJ), separadamente para cada fase da ODP, porém, abrangendo todo o Brasil. O intuito foi o de procurar estabelecer um comparativo da variabilidade climática dessa região com a do restante do País, para o qual a estação chuvosa ocorre principalmente entre outubro e março e o período da quadra chuvosa coincide com sua estação seca.

5.2 Análises dos Desvios

5.2.1 Pressão ao nível médio do mar

Em Meteorologia, a análise do campo bórico é de fundamental importância na caracterização das condições físicas da atmosfera, pois indica as condições dinâmicas e permite a previsão de sua evolução. As variações horizontais da pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNM) controlam a direção, sentido e intensidade dos ventos, movimentos verticais, variação da perda de radiação de ondas longas emergentes, nebulosidade e, conseqüentemente, a precipitação.

Na análise dos desvios de pressão para a quadra chuvosa no Leste do Nordeste (abril-julho) e todo território nacional na fase fria (Figura 17a), verificou-se que quase todo o Território Brasileiro apresentou desvios positivos, com valores máximos sobre o Maranhão e Piauí, estendendo-se na direção nordeste-sudoeste, e sobre o extremo sul do Brasil e Uruguai. Desvios negativos foram encontrados a leste dos Andes, adentrando no oeste da Amazônia. Essa configuração foi decorrente da intensificação do ramo descendente (subsistência) da célula de Hadley-Walker, possivelmente devido a três fatores a) posicionamento mais a oeste de seu ramo ascendente, associado ao deslocamento da Alta da Bolívia e b) deslocamento para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), com relação a sua posição média, e c) estacionamento mais ao sul dos sistemas frontais (Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS)) impondo, claramente, uma mudança na circulação zonal e meridional. Essas três condições devem ter produzido o deslocamento do centro da alta subtropical do Atlântico Sul

para nordeste de sua posição média, conforme relatado por Oliveira et al (2004). O oposto se verificou na fase quente da ODP (Figura 17b), com valores negativos em quase todo o território nacional, indicando um deslocamento do ramo ascendente (convecção) da célula de Hadley-Walker para sudeste com relação a sua posição na fase fria.

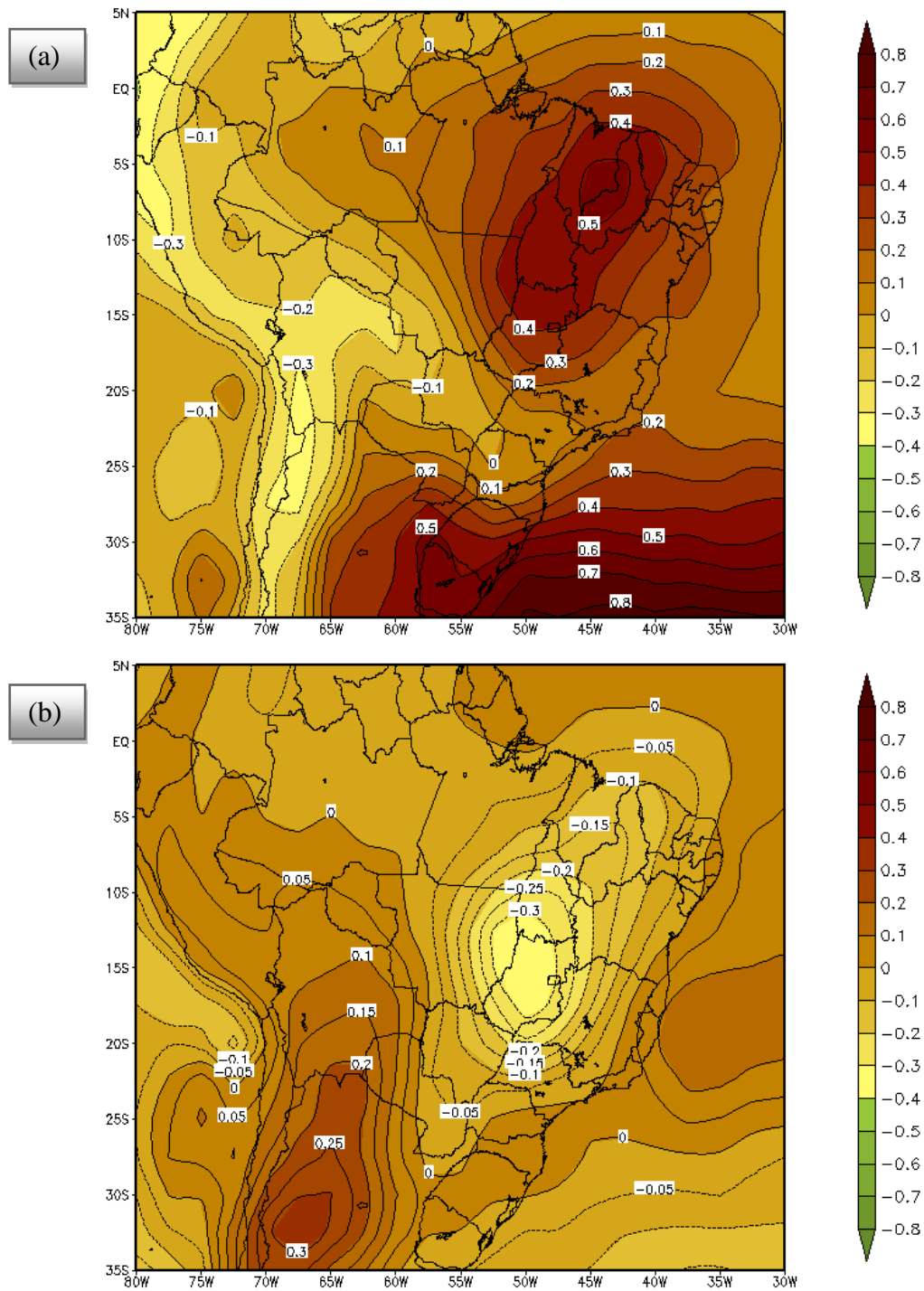


Figura 16. Desvios da PNM média dos meses AMJJ para (a) fase fria (1948 a 1976) e (b) fase quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

O núcleo de anomalias negativas mais intensas, observado sobre o Centro Oeste, pode estar relacionado com o deslocamento da ZCAS mais para norte de sua posição anterior. Notou-se que o leste da Região Sudeste (Espírito Santo) apresentou desvios positivos.

5.2.2 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)

A radiação de ondas longas emergentes (ROLE) está relacionada com a variação da temperatura da região observada por meio da Lei de Stefan-Boltzmann, que afirma que a emissão de ondas longas é proporcional à quarta potência da temperatura vista pelos sensores a bordo de satélites. No caso de nuvens convectivas em regiões tropicais, quanto mais elevados forem seus topos, menores serão sua temperatura e emissão de ROLE. Se a região estiver coberta com nuvens de topo frio por um período de tempo, em média, maior, as anomalias serão negativas para a região. Caso contrário, as anomalias serão positivas. Em geral, anomalias negativas (positivas) estão associadas a totais pluviométricos maiores (menores).

A análise dos desvios da ROLE para os meses do período chuvoso da região NEB (AMJJ) mostrou valores de anomalias positivos, variando de 6 a 21 Wm^{-2} na fase fria da ODP (Figura 18a), o que evidencia uma maior emissão de ROLE em toda área, com destaque para o leste da região Norte (leste do Pará) e Nordeste. Essas anomalias positivas estão coerentes com os desvios de pressão atmosférica apresentados na (Figura 17a), associados à intensificação do ramo descendente da Célula de Hadley-Walker. Seu centro (valores máximos) não coincide com os máximos desvios de pressão, uma vez que estes são causados pela composição das três estruturas atmosféricas mencionadas anteriormente. De maneira geral, todos trópicos brasileiros apresentaram desvios positivos.

Na fase quente da ODP (Figura 18b), a configuração se inverteu, com valores negativos ocupando regiões onde, na fase fria (Figura 18a), se verifica anomalias positivas, porém, menos intensas em módulo, com valores entre -2 a -14 Wm^{-2} . Essa configuração foi resultante da intensificação e deslocamento para leste do ramo ascendente da célula de Hadley-Walker sobre a área observada, e conseqüentemente, redução da perda de ROLE, associada um aumento da atividade convectiva e da pluviosidade nessas áreas. Essa configuração é coerente com o campo de desvios de pressão atmosférica mostrado na Figura 17b. A inversão observada nas duas fases (FF e FQ), indicada pelos núcleos (positivo e

negativo) confirmou a mudança da circulação atmosférica, sobre o Brasil nas duas fases da ODP.

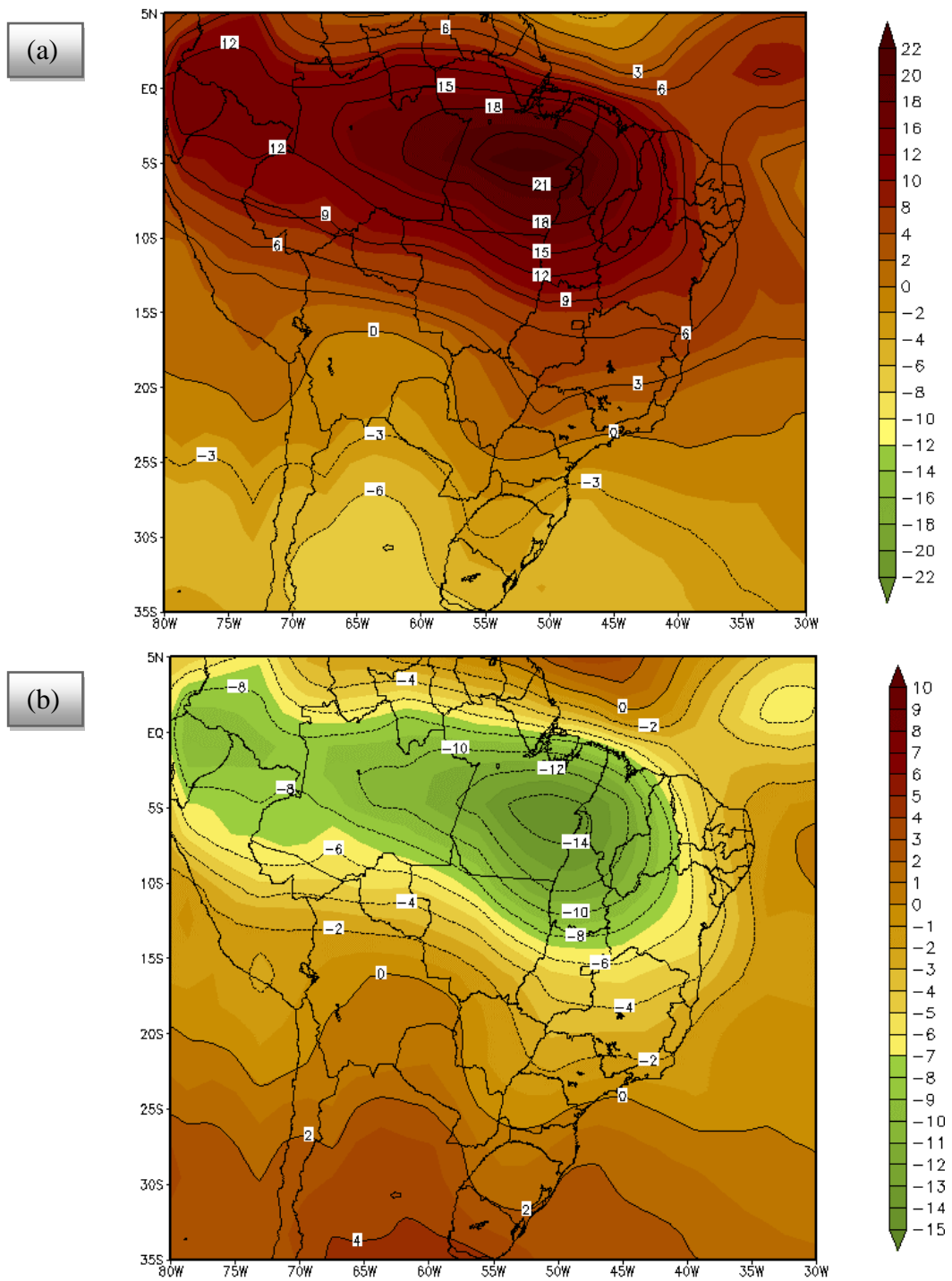


Figura 17: Desvio da radiação de ondas longas emergentes (ROLE) na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

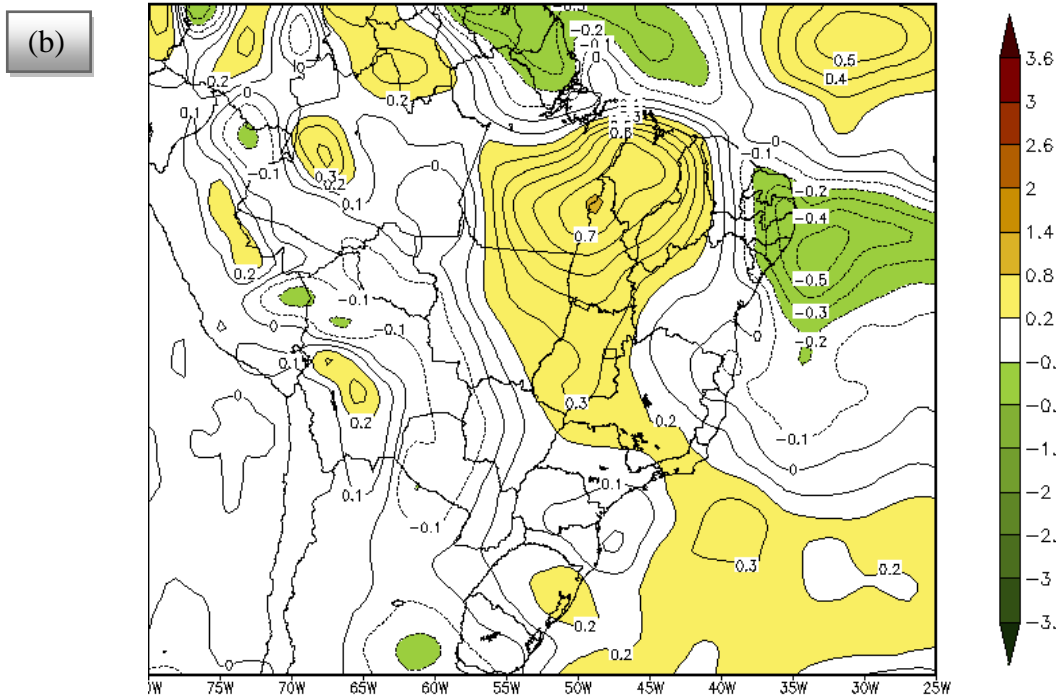


Figura 18: Desvios de taxa de precipitação (mm/dia) média de AMJJ nas fases a) fria (1948 a 1976) e b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011..

O conjunto de dados de Reanálise torna-se um grande atrativo para análises de climas regionais devido à falta de séries longas de dados observados. Esse é o caso particular da precipitação no Brasil. A Figura 20 foi elaborada com o propósito de chamar atenção quanto a esse aspecto. Na Figura 20a, mostrou-se a diferença, fase quente menos fase fria, de taxas de precipitação dos dados de Reanálise, comparando-a com a diferença dos totais observados do conjunto de dados da UDEL (Figura 20b) para o quadrimestre AMJJ. As diferenças são muito óbvias. Em particular, na Figura 20a, vê-se um aumento de cerca de 4 mm/dia (500mm) no leste da Amazônia, enquanto os dados da UDEL (Figura 20b) mostraram um ligeiro aumento de 1 cm/mês (40 mm), correspondente a 10% da variação apresentada nos dados de Reanálise. Contrariamente aos dados de Reanálise, os da UDEL mostraram desvios positivos mais acentuados na costa leste do Nordeste e as Regiões Sul e Sudeste, indicando que a precipitação aumentou no período AMJJ na fase quente relativo à fase fria da ODP.

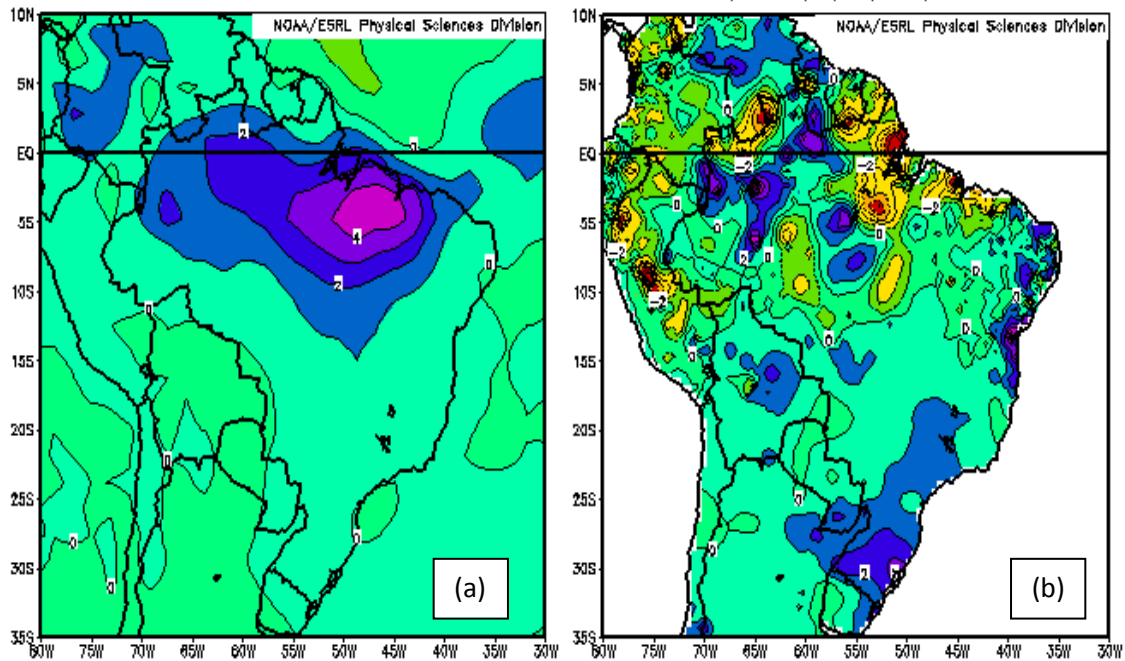


Figura 19: Diferença de precipitação, fase quente e menos fase fria, do quadrimestre AMJJ para a) taxas de precipitação de Reanálise (mm/dia) e b) dados observados UDEL (cm/mês). Fonte: Autor, 2011.

O detalhamento da configuração da precipitação, com definição fina de áreas mais úmidas e mais secas, é muito maior nos dados da UDEL devido a sua resolução espacial. Enquanto os dados de Reanálise têm uma resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, os dados da UDEL apresentam $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de resolução. Porém, a resolução espacial não seria justificativa para haver uma discrepância grande nos totais pluviais. Essa tendência dos dados de Reanálise superestimarem a precipitação parece ser decorrente do método físico empregado, que envolve campos de divergência do fluxo de umidade e movimentos verticais gerado por modelos numéricos de previsão de tempo, complementado com dados de satélites, em particular, de ROLE. Portanto, os dados de Reanálise, quando forem os únicos existentes, devem ser utilizados com cautela para que não se tirem conclusões errôneas sobre os climas regionais.

5.2.4 Vento Zonal

Na Figura 21, mostraram-se os desvios do vento zonal ao nível de 850mb, para a fase fria e quente da ODP para o quadrimestre AMJJ. Na região tropical da América do Sul, em média, a componente do vento zonal é de leste para oeste (Alísios de sudeste) e, portanto, apresenta valores negativos de acordo com a convenção de coordenadas adotada. Nessas

condições, desvios negativos (positivos) indicam que o campo dos Alísios esteve mais intenso (fraco) numa dada fase.

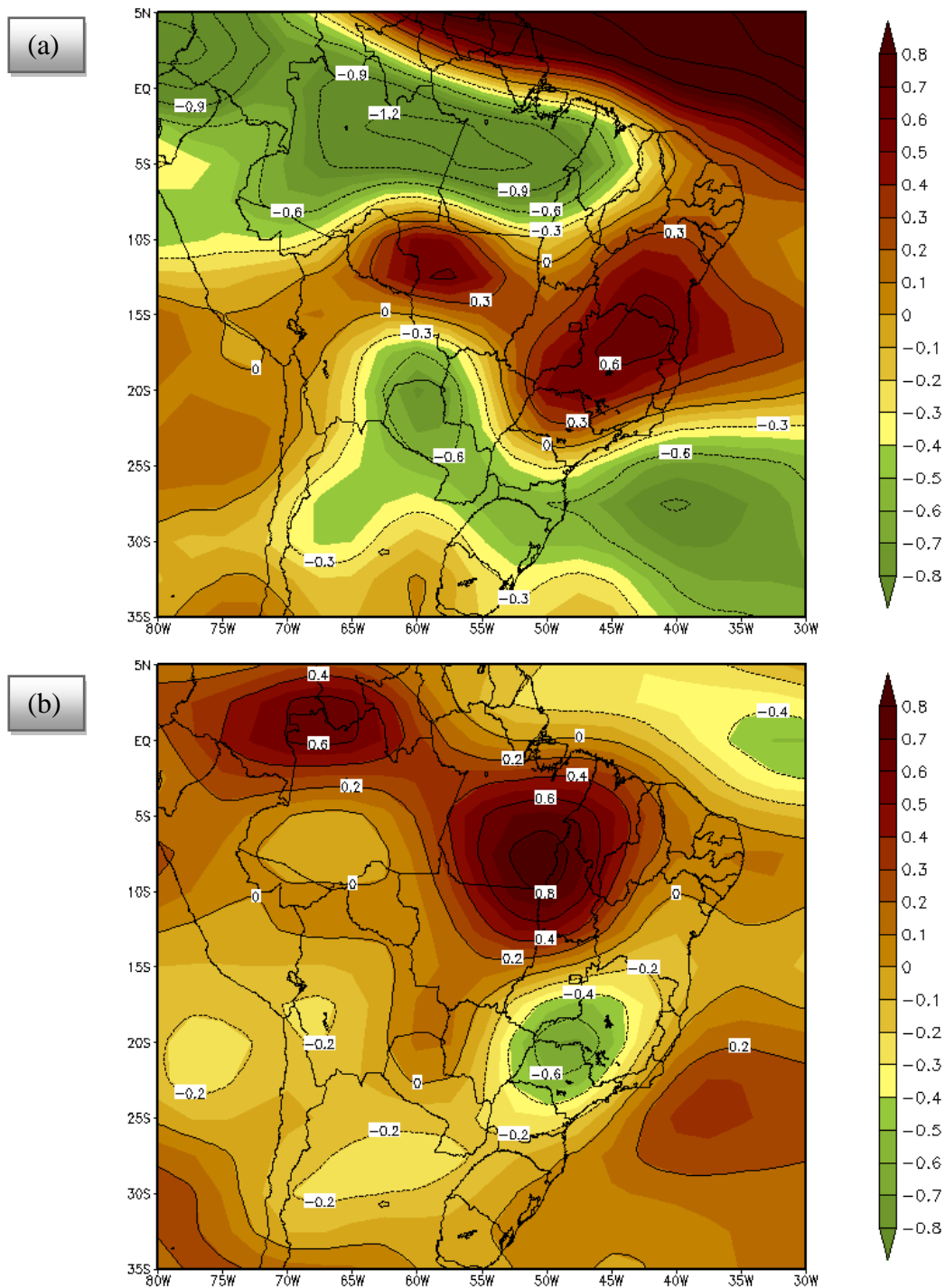


Figura 20: Desvios do vento zonal (m/s) ao nível de 850mb no período AMJJ nas fases a) fria (1948 a 1976) e b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

Na análise da fase fria (Figura 21a), se pode notar uma área (cor esverdeada) de desvios negativos em praticamente toda a Amazônia, até 10°S, com valores entre -0.9 e -1,2 ms^{-1} , indicando que os Alísios estiveram mais intensos que a média do período, devido ao

aumento da componente zonal do gradiente horizontal de pressão, conforme aparente na Figura 17a. Esse resultado concorda com os de SANTOS (2008) e SOUSA (2009). Já, na Região Nordeste e boa parte das Regiões Centro Oeste e Sul, os desvios foram positivos, indicando que os Alísios foram mais fracos na fase fria da ODP com, possivelmente, menor transporte e redução da convergência do fluxo de umidade e redução de precipitação. Essa redução do vento zonal pode ter sido devido à redução do gradiente horizontal de pressão entre o oeste do NEB e o centro da alta subtropical do Atlântico Sul (AS), de onde se originam os Alísios. É sabido que a pressão no centro da AS não varia apreciavelmente (OLIVEIRA et al, 2004). Por outro lado, vê-se que ocorreu um aumento médio de pressão superior a 0,5 mb no oeste do NEB (Figura 17a), resultando na redução do gradiente de pressão. Essa pode ter sido, também, a causa da diminuição de intensidade dos ventos de oeste ao sul de 25°S.

Já, na fase quente (Figura 21b), o vento zonal enfraqueceu em praticamente todo o Brasil, em particular sobre o leste da Amazônia, em consequência do deslocamento do centro da AS para sudeste de sua posição média, conforme sugerido por OLIVEIRA et al (2004). O ramo ascendente da célula de Hadley-Walker se deslocou mais para leste da Amazônia, ou se expandiu em área devido ao aquecimento, e essa pode ter sido a causa da redução da pressão atmosférica e o aumento de nebulosidade (redução de ROLE), expressos nas Figuras 17b e 18b. O núcleo de desvios negativos, entre $-0,4$ e $-0,6 \text{ ms}^{-1}$, deslocado mais para o norte (S.Paulo e Minas Gerais), sugere que os Alísios se intensificaram nessa área durante a fase quente da ODP, conforme é mostrado na Figura 22. Nessa figura, vê-se a variação temporal do vento zonal para o quadrimestre AMJJ no domínio geográfico 17,5°S-22,5°S e 45°W-50°W, que abrange a área do mínimo mostrado na Figura 21b. Se for excluído o evento El Niño de 1982/83, ano atípico, nota-se que os Alísios começaram a se intensificar no início da fase quente, atingiram o máximo de intensidade em 1995/96 e voltaram a se enfraquecer ao término dessa fase.

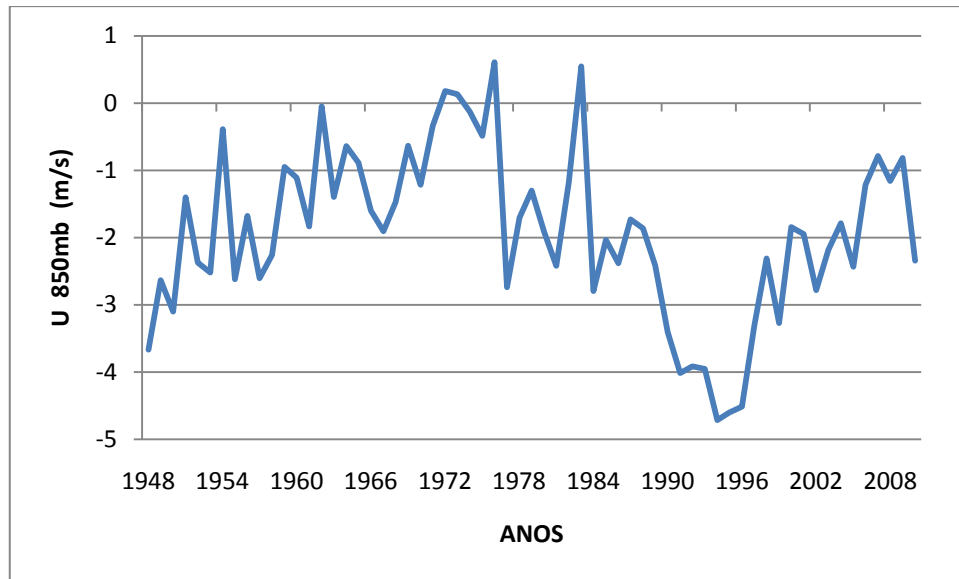


Figura 21. Desvios absolutos do vento zonal médio do quadrimestre AMJJ em 850 mb (U, em m/s) para o para o domínio geográfico 17,5°S -22,5°S e 45°W-50°W. Fonte: Autor, 2011.

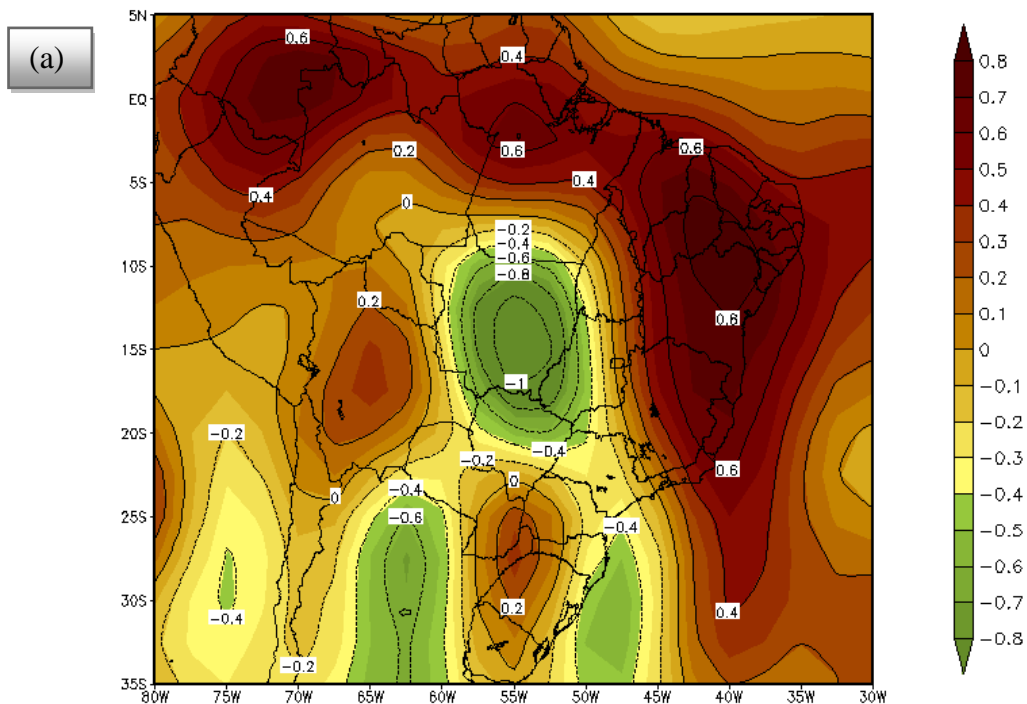
Sob o ponto de vista da Dinâmica da atmosfera, a diminuição da intensidade dos Alísios pode ser interpretada como intensificação da convergência nos níveis inferiores, resultando em movimentos ascendentes mais acentuados e, conseqüentemente, maior precipitação. Na Figura 20b, mostrou-se que a costa leste do NEB, a Região Sul e parte da Sudeste apresentaram totais pluviais mais elevados na fase quente com relação à fase fria. Porém, não tão altos quanto os que são mostrados na Figura 20a. Concorde-se que o aumento (diminuição) da intensidade dos Alísios, por si só, não implica em aumento (diminuição) do transporte de umidade e precipitação, pois depende das TSM do Oceano Atlântico, além de possíveis teleconexões. Porém, o aumento de precipitação na fase quente parece estar coerente com a intensificação do vento zonal e, conseqüentemente, da convergência de umidade sobre essa área.

5.2.5 Vento Meridional

Pela convenção de coordenadas, valores positivos (negativos) do vento meridional indicam componente do vento de sul (norte). Em geral, sobre a costa leste do NEB, a componente do vento meridional ao nível de 850 mb é de sul, decorrente da predominância dos Alísios de sudeste, e, no oeste da Amazônia e Sul/Sudeste, é de norte, resultante do recurvamento dos Alísios causado pela Força de Coriolis e pela Cordilheira dos Andes.

Na análise dos desvios do vento meridional na fase fria (Figura 23a), com relação à média do período, se verificou que a Região Nordeste e parte do Sudeste do Brasil apresentaram desvios positivos de 1,8m/s em média, indicando que a componente de sul esteve mais intensa durante essa fase. Na Região Centro Oeste e oeste da região sul, se verificou núcleo de anomalias negativas superiores a -1,0 m/s, indicando que a componente norte esteve mais intensa. Portanto, parece que os transportes meridionais (célula de Hadley) foram mais intensos na fase fria. Uma outra interpretação possível seria a ZCAS ter se deslocado mais para o sul nessa fase.

Na fase quente da ODP (Fig. 23b), os desvios foram negativos sobre o Nordeste e Sudeste do Brasil, sugerindo um enfraquecimento da componente sul dos ventos Alísios de 0,8 m/s em média, associada à redução do gradiente meridional de pressão atmosférica (Figura 17b), conforme pode ser visto na Figura 24, em que está ilustrada a série temporal do vento meridional no domínio geográfico 12,5°S-17.5°S e 40°W-45°W. Na Região Centro Oeste, as anomalias se apresentaram com valores positivos, indicando, também, enfraquecimento do vento de norte de 1,6 m/s em média.



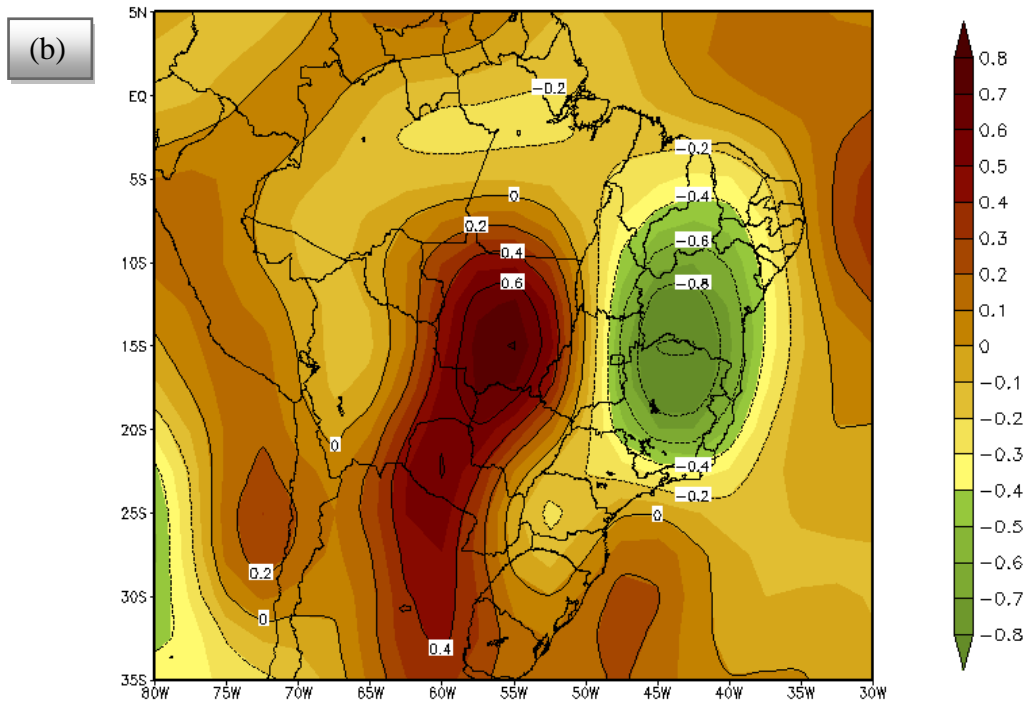


Figura 22: Desvios do vento meridional (m/s) ao nível de 850mb no período AMJJ nas fases (a) fria (1948 a 1976) e (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

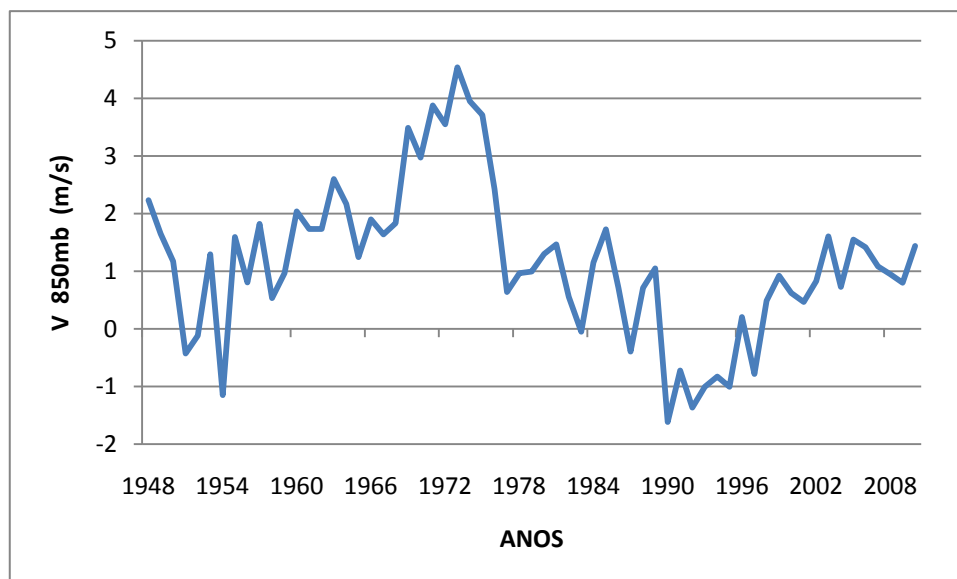


Figura 23. Desvios absolutos do vento meridional médio do quadrimestre AMJJ ao nível de 850 mb (V, em m/s) para o domínio geográfico 12,5°S-17,5°S e 40°W- 45°W. Nota-se seu enfraquecimento a partir de 1976. Fonte: Autor, 2011.

Esse enfraquecimento do vento meridional durante a fase quente pode ser interpretado com um enfraquecimento da Célula de Hadley. Porém, a inspeção da Figura 17b, em que aparece um abaixamento da pressão atmosférica, juntamente com a Figura 19b, que se mostrou um desvio positivo de taxa de precipitação, sugerem um estacionamento dos sistemas

frontais (ZCAS), e o conseqüente aumento de precipitação, tenha ficado deslocada mais para o norte e para o centro-leste da Amazônia (meridiano 55°W) com relação à fase fria, conforme sugere a Figura 20b.

5.3 Análise dos Coeficientes de Correlações Espaciais

Foi realizado um diagnóstico das cinco variáveis atmosféricas (pressão atmosférica, ROLE, precipitação, vento zonal e vento meridional) na fase fria (1948 a 1976) e quente (1977 a 1998) da ODP sobre o território Brasileiro, correlacionado-as com o IPT (Figura 16).

A Figura 16 é uma representação gráfica da série temporal do IPT para um período de 59 anos, com uma média móvel de 11 meses, para filtrar o ciclo anual. Observa-se que essa série apresenta um padrão interanual de variação com uma similaridade ao Índice de Oscilação Sul. Em geral, os desvios positivos (negativos) estão associados a eventos La Niña (El Niño).

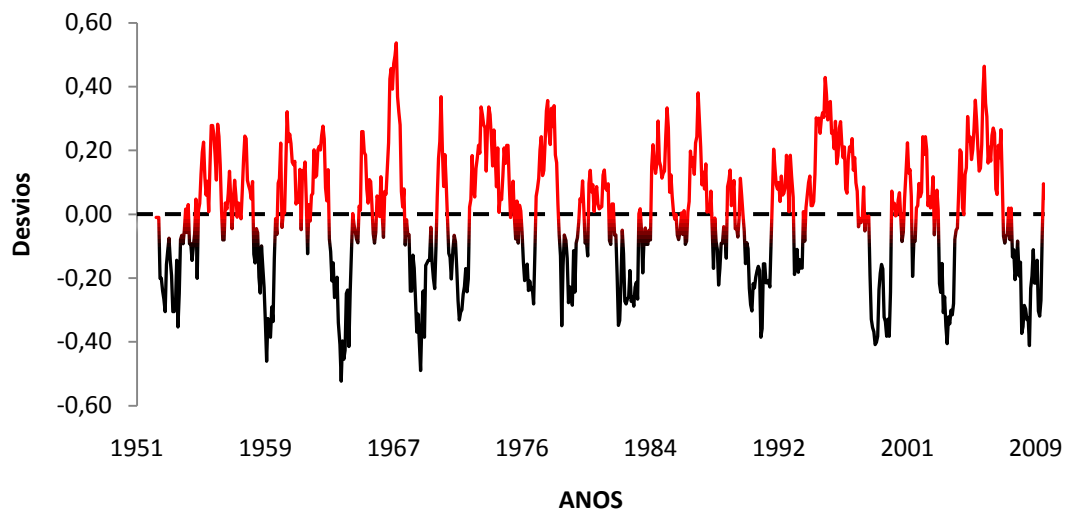


Figura 24: Índice de Pressão em Tahiti (IPT) para o período 1951 a 2009, com a média móvel de 11 meses. Fonte: Autor, 2011.

As correlações do índice de pressão em Tahiti (IPT) com as cinco variáveis atmosféricas, pressão ao nível médio do mar (PNM), ROLE, taxa de precipitação, componentes do vento zonal e vento meridional, foram elaboradas para o período AMJJ nas

fases fria (1948 a 1976) e quente (1977 a 1998) da ODP e seus resultados são mostrados a seguir.

5.3.1 Pressão ao nível médio do mar

A análise da correlação entre a PNM no Brasil e o IPT, para o período de 1948 a 1976, correspondente ao quadrimestre AMJJ da fase fria (FF) da ODP, mostrou valores de coeficientes positivos e altos, variando entre 0,4 a 0,6 na região oeste do Brasil, compreendendo os Estados do Amazonas, Acre, Rondônia, Roraima, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e oeste do Pará (Figura 25a). O nível de significância estatística excedeu 99%, considerando o número de graus de liberdade (anos) utilizados. Aparentemente, houve uma relação direta entre a pressão em Tahiti e o campo de PNM nessa região brasileira durante a FF da ODP. Os valores positivos (negativos) indicam que, quando a pressão em Tahiti aumenta (diminui), ocorre um aumento (redução) simultâneo da PNM nessa região. Os desvios positivos (negativos) de pressão em Tahiti, em geral, estão relacionados aos eventos La Niña (El Niño). Portanto, em princípio, os eventos La Niña (El Niño) da FF da ODP devem ter provocado precipitações abaixo (acima) da média do período de estudo. Já, na fase quente (FQ) da ODP (Figura 25b), o IPT mostrou valores de coeficientes de correlação positivos, porém, menos elevados que na FF, em quase todo Brasil, com exceção da Região Sul, ou seja, valores variando entre 0,3 a 0,6, correspondentes a níveis de significância entre 90% e 99%.

Quando ocorrem mudanças no campo bórico por períodos longos, certamente haverá variações em outros campos, como o do vento e, possivelmente, nos de radiação de ondas longas emergentes e precipitação principalmente sobre o leste do NEB e oeste da região Norte do Brasil.

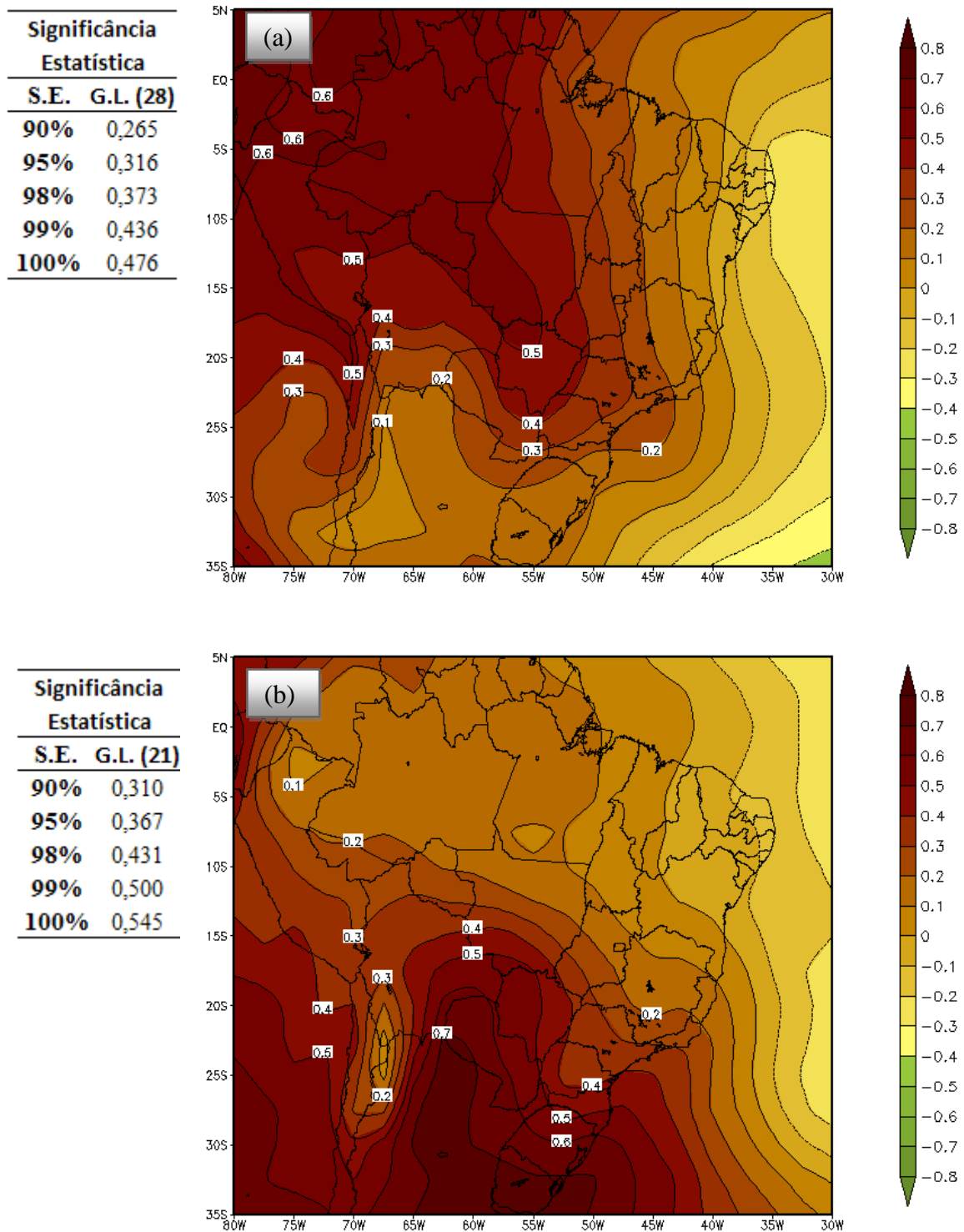


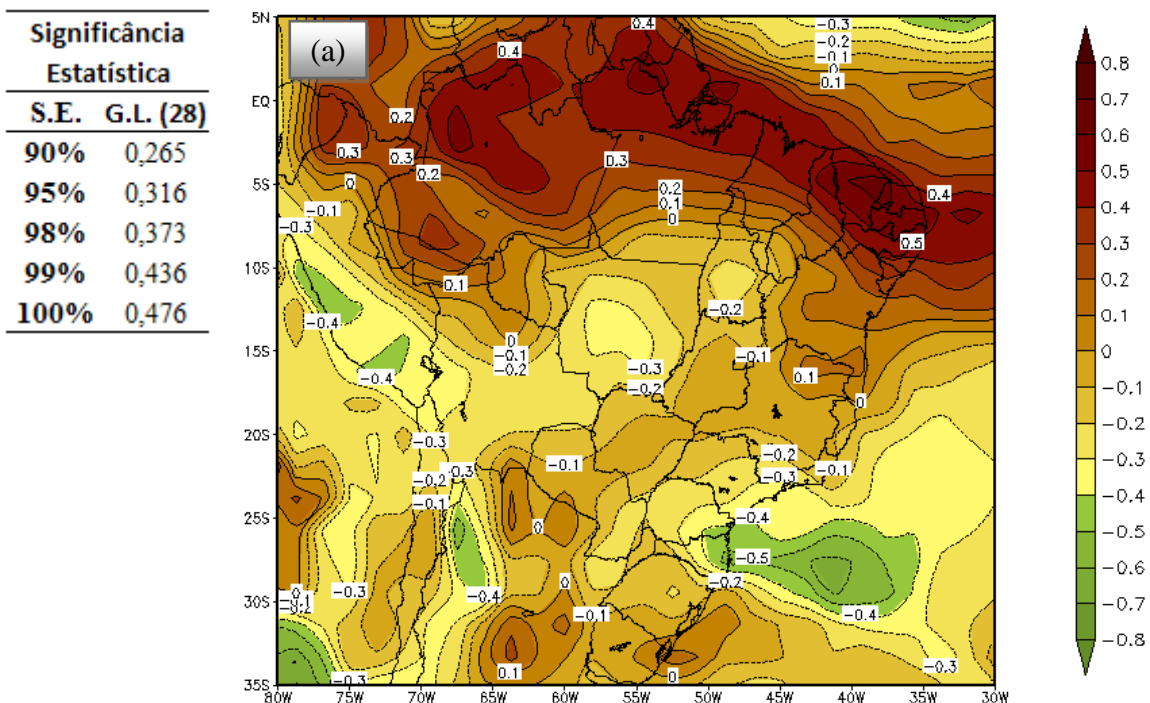
Figura 25: Correlação da pressão ao nível meio do mar com o IPT no quadrimestre AMJJ das fases (a) fria e (b) quente da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.3.2 Taxa de precipitação

A análise da correlação espacial do IPT com a taxa precipitação do quadrimestre AMJJ na FF (Figura 26a) mostrou uma grande faixa de coeficientes positivos, variando de 0,3 a 0,5 sobre o Norte e Nordeste, com núcleos superiores a 0,5, com nível de significância de

99% para o grau de liberdade (28 anos), correspondente a FF. Isso indica que IPT positivos (La Niñas) tenham provocados anos mais úmidos nessas áreas. Essa faixa de coeficientes positivos pode ser interpretada como sendo a influencia da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que teria elevado a pluviometria dessas áreas. Já, a leste do Estado de Santa Catarina, observou-se um núcleo de coeficientes negativos, com valores variando entre -0,3 a -0,5 (95% a 99% de nível de significância), sugerindo que, com IPT negativos, chova menos nessa área. Na FQ (Figura 26b), as regiões Norte e leste do Nordeste não apresentaram coeficientes de correlação significativos, apenas núcleos isolados, com valores 0,3 a 0,4, apareceram em algumas áreas, como no noroeste do Estado do Pará (indicada pela seta).

Os resultados obtidos indicaram que, na FF da ODP, existe aparentemente uma relação direta entre a PNM de Tahiti, e a precipitação no extremo norte do Território Brasileiro, principalmente sobre os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. Nessas condições, havendo um aumento (redução) da PNM em Tahiti, possivelmente ocorrerão desvios positivos (negativos) na taxa de precipitação nessas áreas. Relação inversa foi observada particularmente no leste de Santa Catarina.



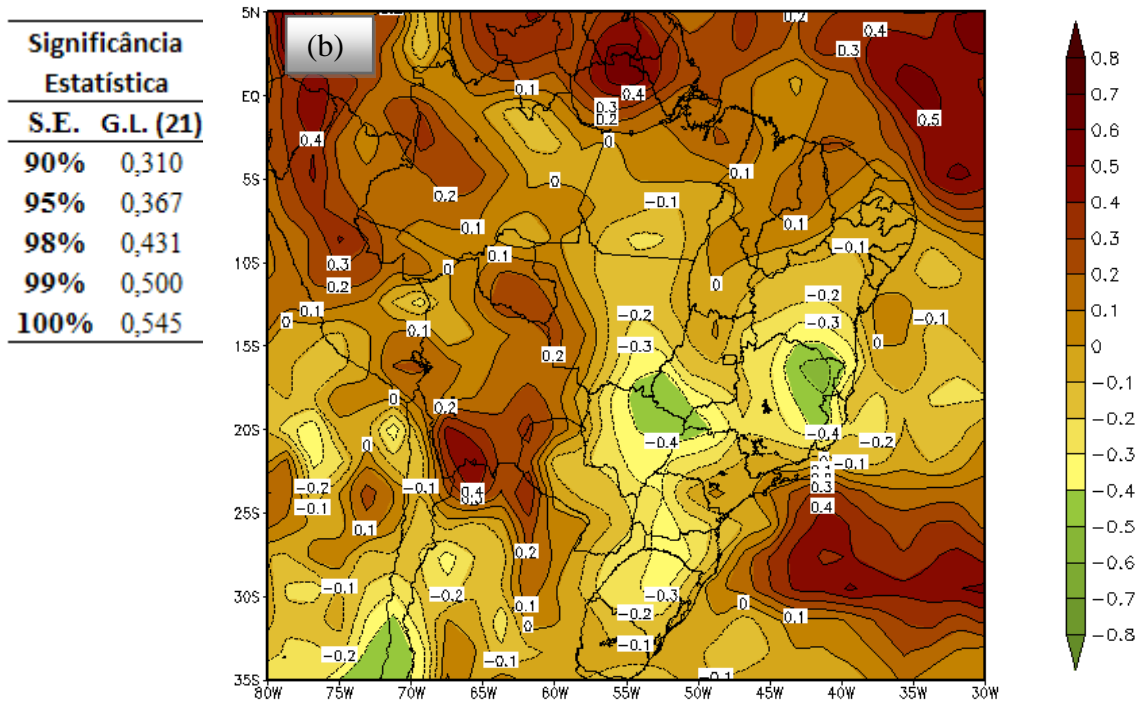


Figura 26: Coeficientes de Correlação da taxa de precipitação com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.3.3 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)

Na análise de correlação espacial de ROLE com o IPT no quadrimestre AMJJ da FF da ODP, notaram-se semelhanças com o campo da taxa de precipitação na mesma fase (Figura 27a), sobre o extremo norte da região Nordeste do Brasil. A faixa de valores de coeficientes negativos, entre -0,3 a -0,5 com níveis de significância entre 90% a 99%, sugere que, se a PNM de Tahiti aumentou (La Niña), a cobertura de nuvens convectivas diminuiu, o que poderia ser interpretado como posicionamento médio da ZCIT mais ao sul de sua posição média, coerente com a análise da taxa de precipitação (Figura 26a). No Sul e Sudeste do Brasil, os coeficientes de correlações mostraram-se positivos, indicando menor cobertura de nuvens convectivas nessas áreas, aumento da perda de ROLE, e, conseqüentemente uma redução na precipitação.

Na FQ da ODP (Figura 27b), o mapa sugere valores variando entre -0,3 e -0,5 sobre Roraima, extremo noroeste do Pará e oeste do Amapá, levando a uma redução de ROLE sobre essas áreas, quando houver um aumento na PNM em Tahiti, coerente com a Figura 25a. Isso pode ter resultado do deslocamento da ZCIT mais para o norte. Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, foram observados coeficientes positivos, com níveis de significância entre 90% a 98%,

indicando uma relação direta entre a PNM em Tahiti e ROLE, ou seja, valores positivos de IPT levaram a um aumento de perdas de ROLE, redução da nebulosidade convectiva e, conseqüentemente, da precipitação nessas áreas.

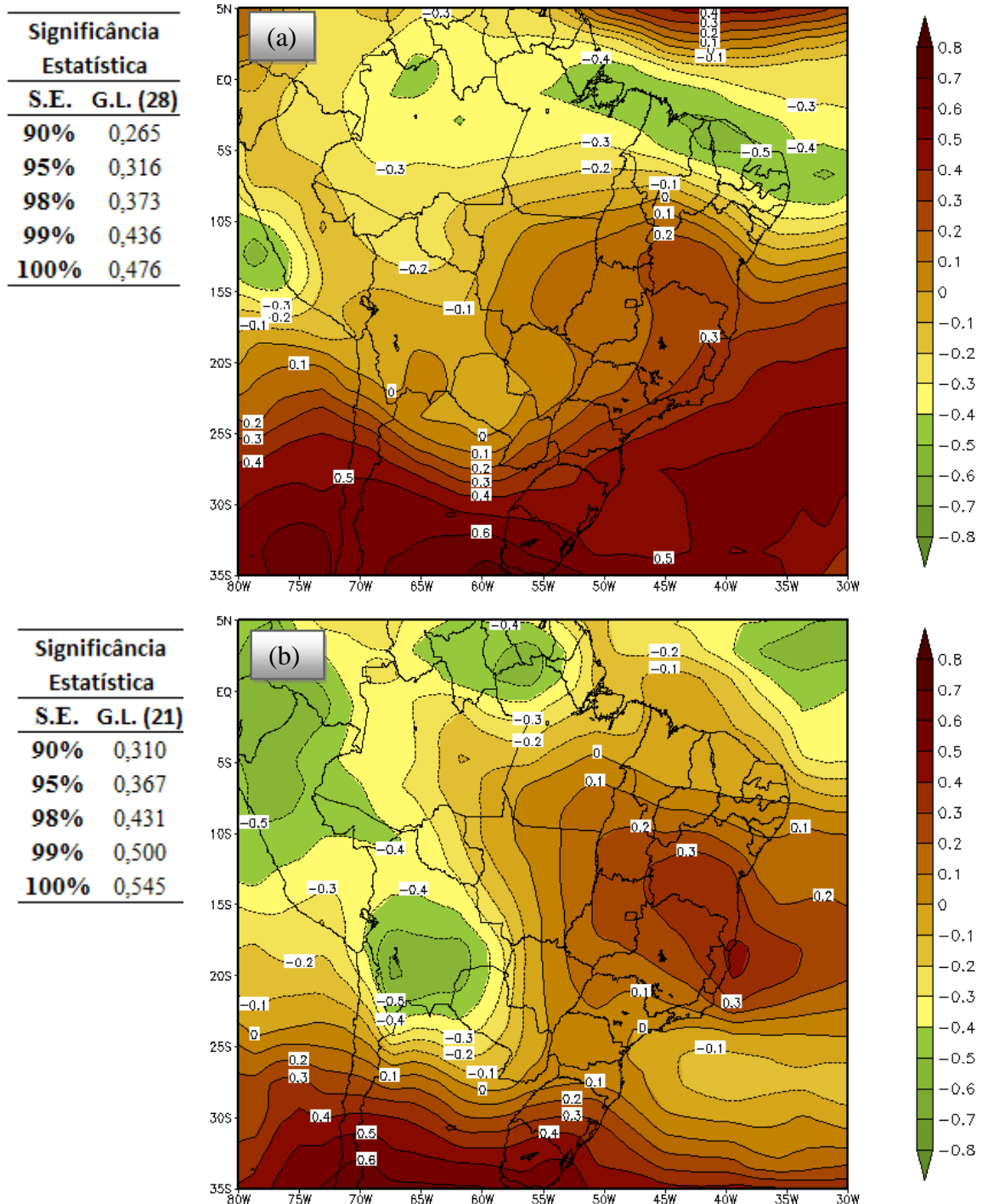


Figura 27: Coeficientes de Correlação da ROLE com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.3.4 Vento Zonal

A Figura 28 mostra os resultados da correlação espacial entre o IPT e o campo da componente zonal do vento em 850mb no quadrimestre AMJJ. Verifica-se na FF da ODP (Figura 28a), coeficientes de correlação com valores entre 0,2 e 0,4, ao níveis de significância entre 90% e 95% , sobre o Amapá, norte do Pará e no extremo norte da região Nordeste. Isso sugere que o vento zonal tenha se tornado mais intenso nessas áreas durante a FF. Notaram-se, também, valores negativos sobre Rondônia, sul do Pará e Mato Grosso, que corresponde um enfraquecimento do vento zonal. nas regiões Sudeste e Sul, a componente zonal também apresentou valores positivos, sugerindo a intensificação do vento zonal nessas áreas, conforme pôde ser apreciado na Figura 22.

Já, na FQ da ODP (Figura 28b), observou-se um núcleo de valores positivos de coeficientes de correlação, entre 0,4 a 0,6 com níveis de significância entre 95% e 99%, porém posicionado mais para o interior do continente, entre as latitudes 5S e 5N, possivelmente associados com o deslocamento do ramo descendente da Célula de Walker. Fato notório foi observado sobre a Região Sul, particularmente o Rio Grande do Sul, que apresentou uma situação inversa ao da FF, com núcleos de até -0,7, indicando que uma redução da PNM em Tahiti (El Niño) esteve associada ao aumento da intensidade da componente zonal do vento. É possível que o enfraquecimento do gradiente meridional das TSM na região equatorial possa levar a uma desintensificação do jato subtropical sobre essas áreas.

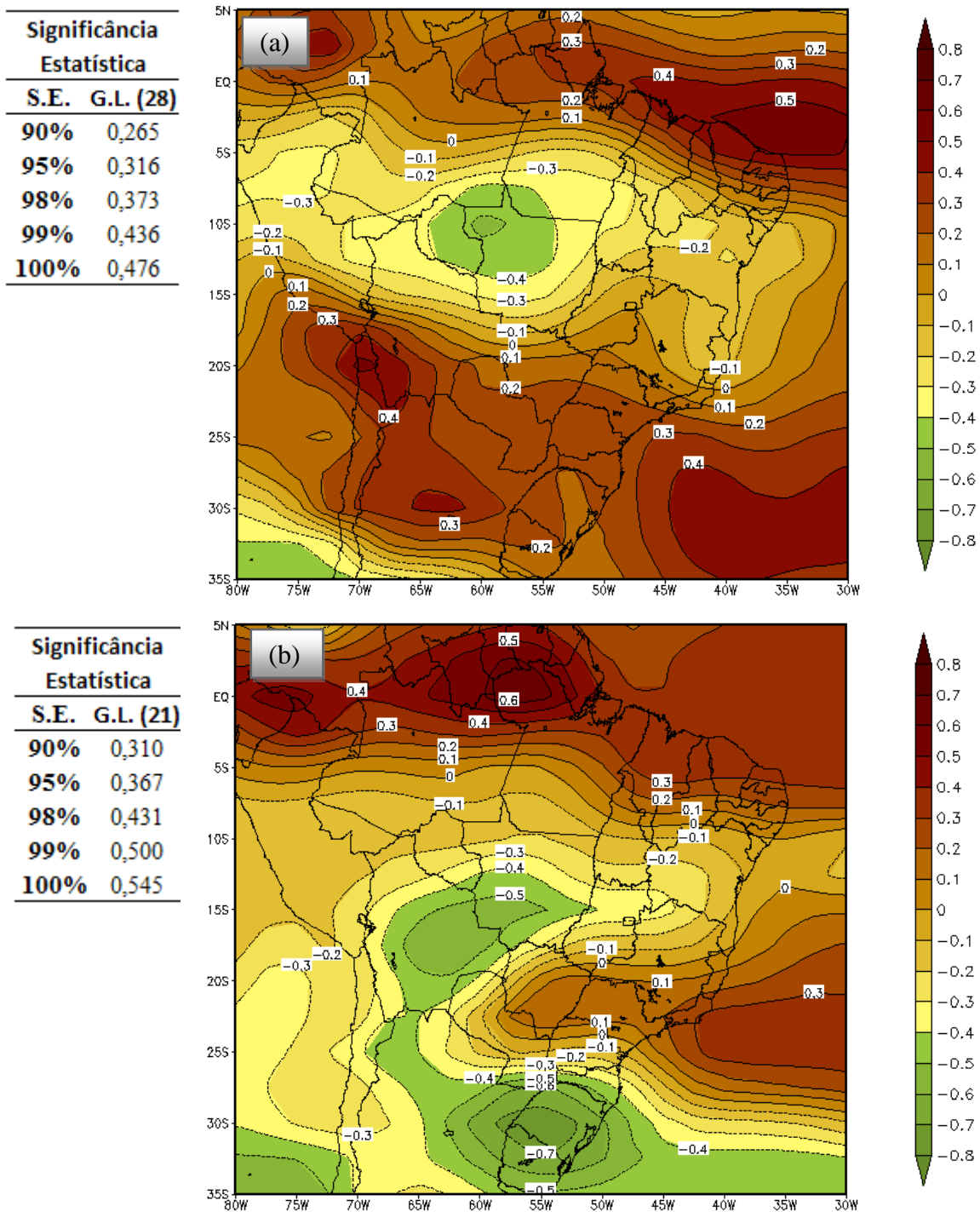


Figura 28: Coeficientes de Correlação do vento zonal em 850mb com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP. Autor, 2011.

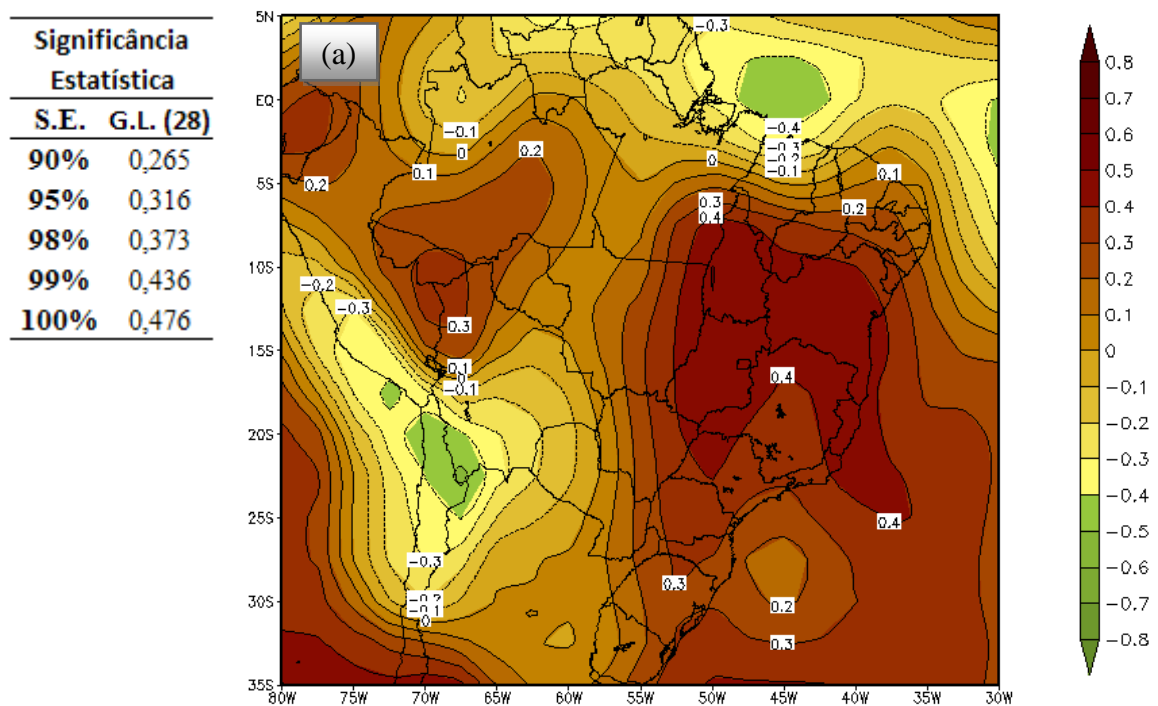
5.3.5 Vento Meridional

Na análise do vento meridional no quadrimestre AMJJ da FF da ODP (Figura 29a), notaram-se coeficientes de correlação positivos com o IPT em quase todo o território nacional, com exceção das latitudes próximas ao equador. Os maiores valores, entre 0,3 a 0,4,

com nível de significância de 95%, se encontram sobre o sul do Nordeste. Isso sugere que, quando o IPT for positivo (La Niña), houve predominância da componente de sul do vento, indicando uma frequência maior de penetração de sistemas frontais nessas áreas.

Já no quadrimestre AMJJ da FQ da ODP (Figura 29b), os coeficientes de correlação foram positivos sobre todo o Brasil e com valores mais elevados sobre o leste do Nordeste. Núcleo, com valores de até 0,5 ao nível de significância de 99% de significância, sobre o oeste do Brasil Central, ao longo do meridiano 54°W foi observado, sugerindo que a componente de sul do vento predominou nessa região, possivelmente resultante da penetração de sistemas frontais ter se dado mais para o interior do continente nessa fase.

Notou-se que a linha do zero dos coeficientes de correlação, que representa a posição da convergência das componentes do vento meridional, esteve deslocada mais para o norte na FF quando comparada com a FQ. Isso sugere um deslocamento da Célula de Hadley para o norte durante a FF, possivelmente mantendo a ZCIT mais para norte de sua posição normal e reduzindo a precipitação na costa norte do Brasil.



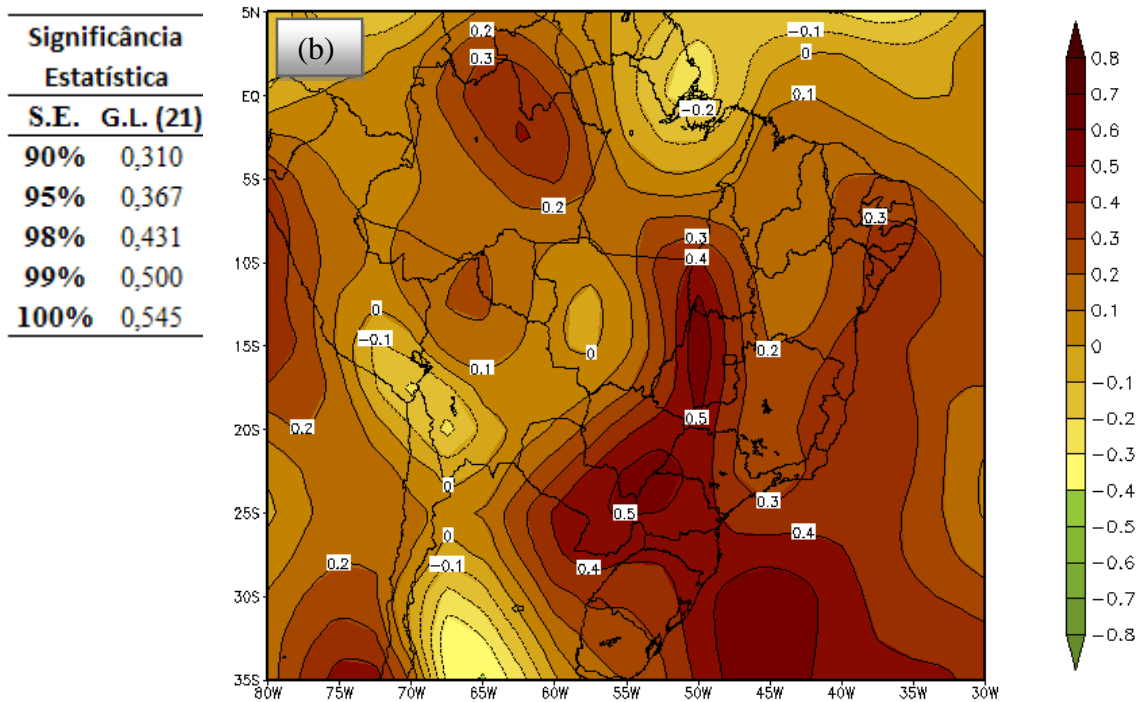


Figura 29: Coeficientes de Correlação do vento meridional em 850mb com o IPT na fase fria (a) e fase quente (b) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.4 Correlações com IPT e IOS

As correlações das variáveis com o IPT e com o IOS foram elaboradas separadamente para avaliar o grau de associação dos dois índices com as variáveis mencionadas. O IPT é um índice mais simples, só depende da PNM de Tahiti, enquanto o IOS depende da diferença da PNM entre Tahiti e Darwin, a chamada “gangorra barométrica” do Pacífico tropical. Tem sido observado que, em certas ocasiões, nem sempre as PNM dessas duas localidades apresentam desvios opostos. O objetivo deste item, portanto, foi identificar se a variação da PNM do Pacífico Central e Leste (Tahiti) teriam um grau de associação mais expressivo com as variáveis em questão que a diferença da PNM nessas duas localidades, que define o IOS.

5.4.1 Comparação entre IPT e o IOS com relação à PNM

Analisando as correlações simultâneas entre os dois índices, IPT e IOS, e a pressão em superfície no quadrimestre AMJJ das FF e FQ da ODP, notou-se que as correlações com o IPT, em ambas as fases da ODP (Figuras 30a e 30c), apresentaram valores maiores e com

elevada significância que o IOS nas duas fases da ODP sobre a área de estudo (Figura 30b e 30d).

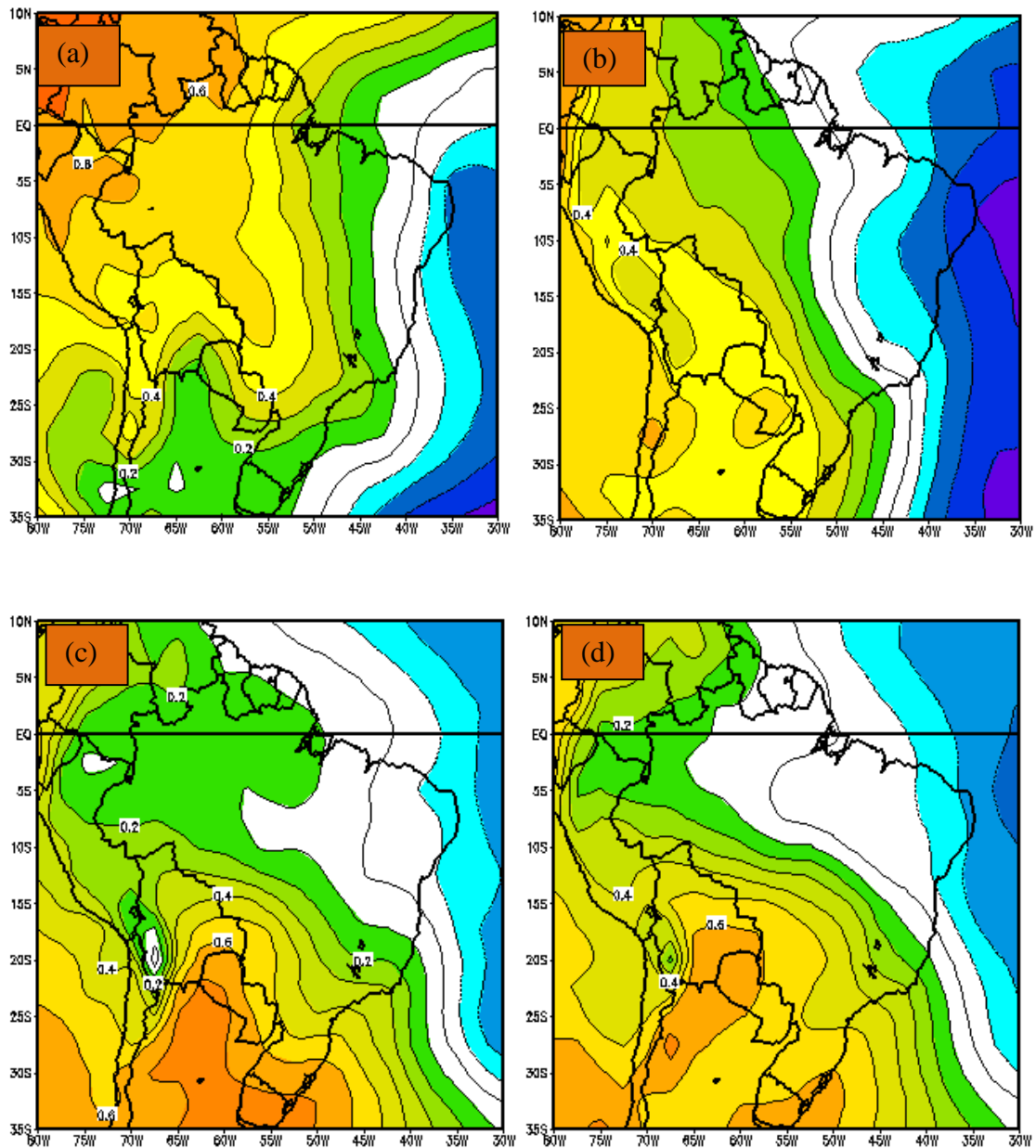
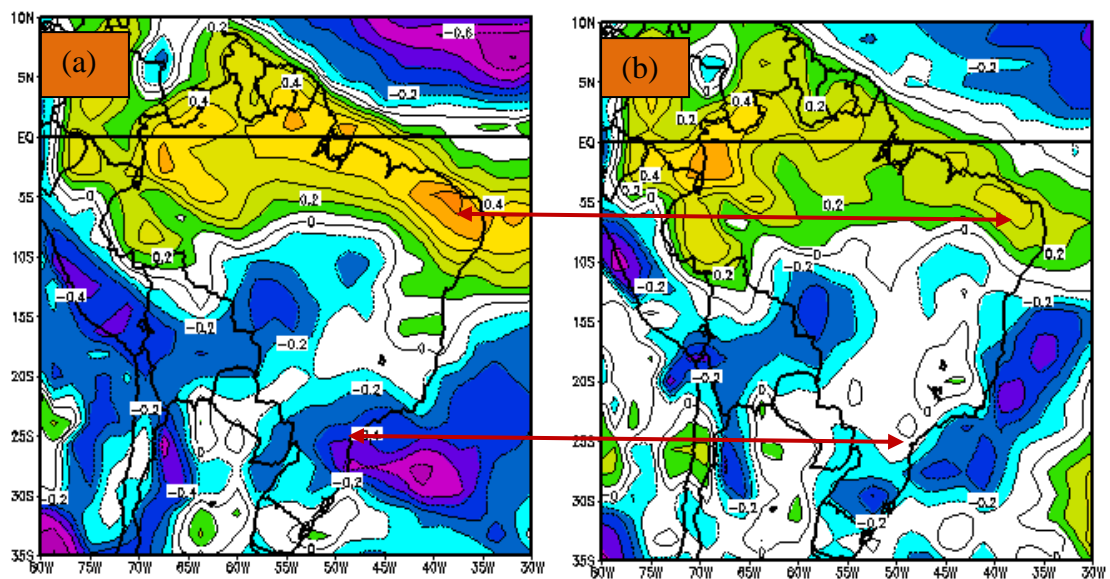


Figura 30: Coeficientes de correlação espacial do IPT com a PNM (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a PNM (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ. Fonte: Autor, 2011.

5.4.2 Comparação entre IPT e o IOS com relação à taxa de precipitação

Na análise da correlação espacial da taxa de precipitação do quadrimestre AMJJ da FF da ODP, os coeficientes de correlação do IPT apresentaram valores positivos, maiores em módulo que os do IOS (Figura 31a e 31b) nas regiões Norte e no norte do Nordeste, enquanto, no Sudeste do país, os valores foram negativos e também maiores em módulo com o IPT. Já,

na FQ, pode-se observar nas Figuras 31c e 31d, uma faixa de valores positivos, posicionada sobre o norte do país, enquanto, no Sul e Sudeste, os valores dos coeficientes foram negativos, sendo os obtidos com o IOS maiores em módulo com seu núcleo principal deslocado para oeste. De maneira geral, o IPT mostrou ser um índice com coeficientes de correlação maiores na análise da taxa de precipitação que o IOS na FF. É importante notar que, em ambas as fases da ODP e com os dois índices, os coeficientes apresentaram sinais opostos entre o norte e o sul-sudeste do país, ou seja, existe um “dipolo de precipitação”, tal que, quando é mais úmido no norte, é mais seco no sul-sudeste e vice-versa. Comparando-se as Figuras 31b e 31d, notou-se que a linha do zero dos coeficientes de correlação se posicionou mais ao sul na fase quente da ODP, o que indica um deslocamento da célula de Hadley-Walker mais para o sul. Isso sugere que os eventos El Niño e La Niña tenham sido mais intensos e mais abrangentes espacialmente na fase quente da ODP, ou seja, eventos secos (úmidos) mais severos com El Niño (La Niña).



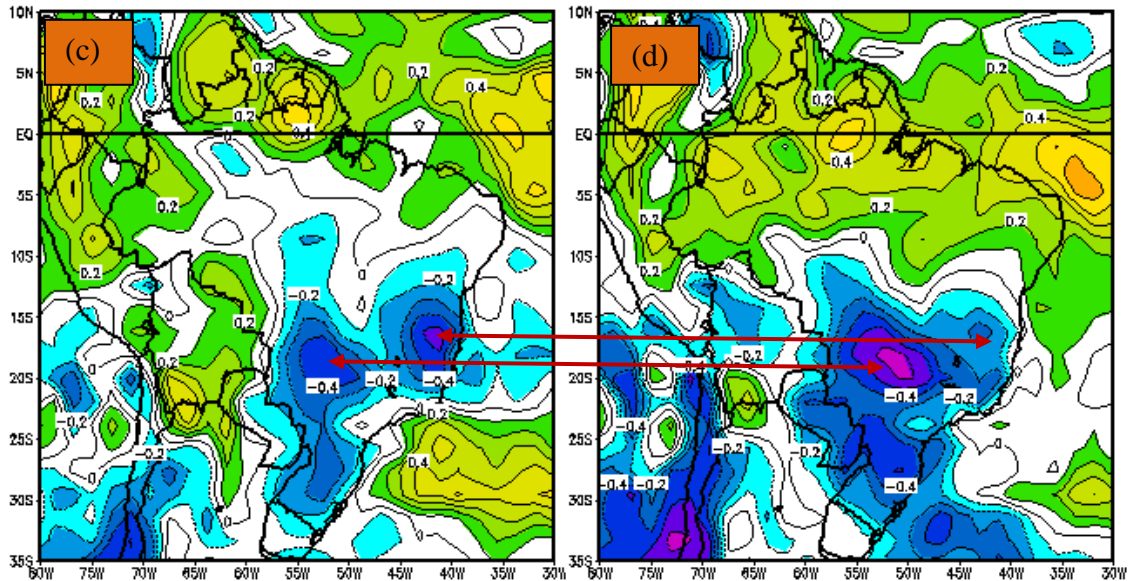


Figura 31: Coeficientes de correlação espacial do IPT com a taxa de precipitação (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a taxa de precipitação (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ. Fonte: Autor, 2011.

5.4.3 Comparação entre IPT e o IOS com relação a ROLE

Na análise comparativa dos mosaicos de correlações do IPT com o IOS para a variável ROLE, é importante notar que o posicionamento e os valores de correlações no extremo norte do Brasil, para o IPT se mostraram maiores em módulo que os do IOS (Figura 32a), com uma faixa mais zonal, indicando uma situação que condiz melhor com a realidade (acordo com a literatura) da região para a FF, pois, uma vez havendo um aumento de pressão em Tahiti (La Niña), haverá uma redução nos valores de ROLE, ou seja, maior convecção e nebulosidade, o que faz elevar os índices pluviométricos no extremo norte do Brasil. Enquanto o IOS, na mesma fase mostrou os maiores valores em módulo, em uma posição mais meridional ao leste do Brasil (Figura 32b).

Já, na FQ (Figura 32c e 32d) os valores dos coeficientes de correlações se mostraram mais acentuados para o IOS em todo o Brasil (Figura 32d), inclusive no Sul e Sudeste, indicando uma correlação direta com a variação de pressão em Tahiti e uma inversa no extremo norte do Brasil. Essa situação parece estar de acordo com a literatura no que se refere a precipitação, pois é amplamente aceito que um aumento de pressão em Tahiti (La Niña) se relaciona a um aumento na precipitação no Leste do Nordeste, norte da região Norte e

Nordeste e uma redução de ROLE no Sul e Sudeste, se configurando um dipolo na precipitação entre norte e sul Brasil.

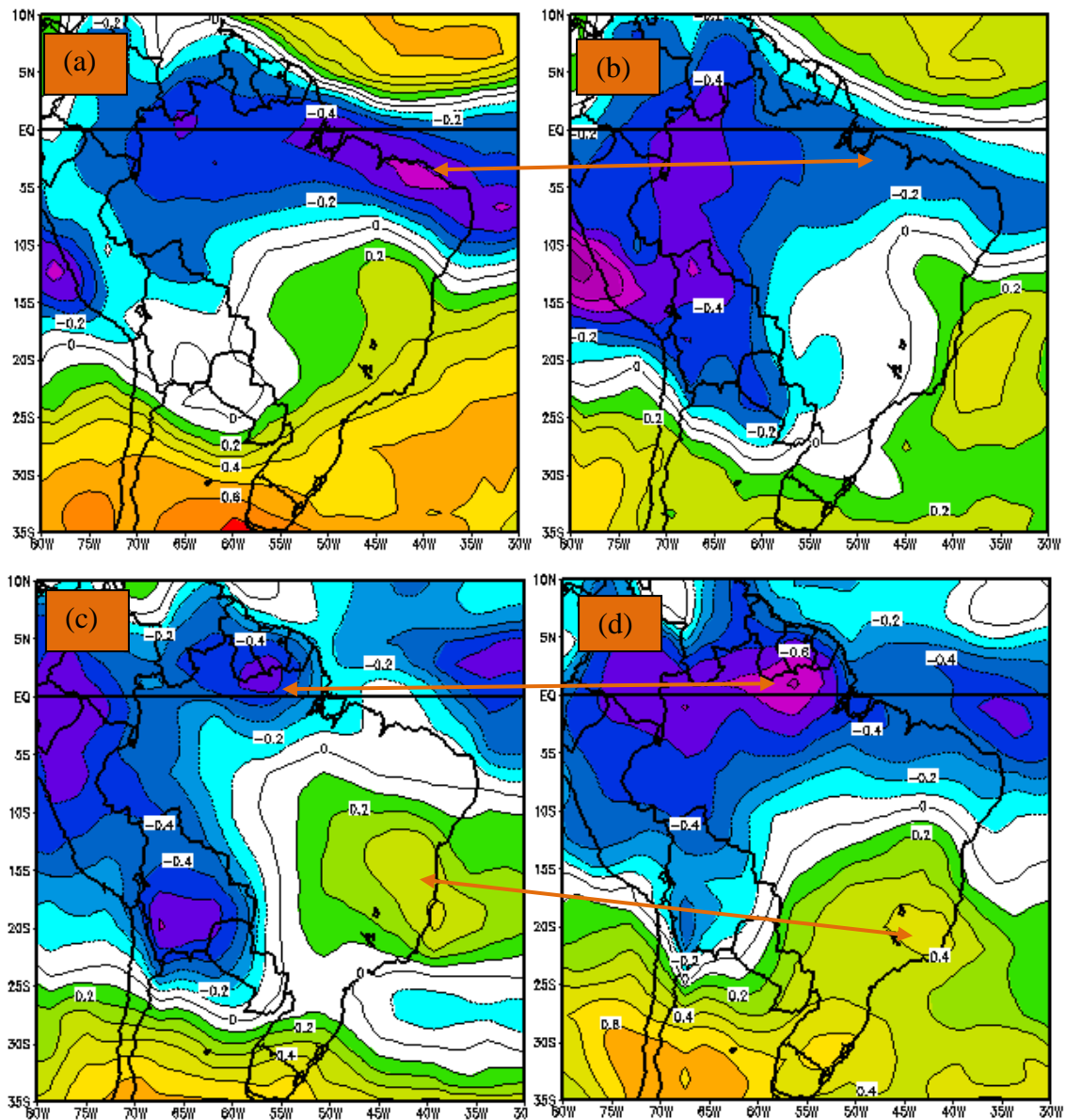


Figura 32: Coeficientes de correlação espacial do IPT com a ROLE (a) na FF e (c) na FQ e do IOS com a ROLE (b) na FF e (d) FQ da ODP no quadrimestre AMJJ. Fonte: Autor, 2011.

5.5 Análise das Correlações com IPT Adiantado

Com o intuito de estimar, ou antever, as condições atmosféricas, foram elaboradas correlações entre o IPT, adiantado de até cinco (5) meses e as variáveis, pressão ao nível médio do mar (PNM), taxa de precipitação, ROLE, componentes de vento zonal e meridional

para a área de estudo. Foram feitos testes com “lags” inferiores e superiores, porém decidiu-se apresentar apenas os resultados de cinco meses por apresentar tempo de antecedência mais adequado para atividades humanas, como agricultura e gerenciamento de recursos hídricos. Deixou-se de discutir os resultados das correlações do IPT com as componentes, zonal e meridional do vento, por considerar que não modificariam apreciavelmente as conclusões sobre o caráter preditivo do IPT. Os mapas de seus coeficientes de correlação encontram-se no Anexo II.

5.5.1 Pressão ao nível médio do mar

Os coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em 5 meses, e a PNM apresentaram valores entre 0,4 e 0,6 na maior parte do Brasil para a FQ da ODP (Figura 33b) com nível de significância superior a 99% para alguns Estados do país, como Pará, Roraima, Amapá, Maranhão, norte do Tocantins, leste da Amazônia, extremo norte do Mato Grosso, Paraná e Santa Catarina. Valores superiores em módulo foram encontrados com tempos de antecedências menores, ou seja, 1 a 4 meses. Já, na FF, exceto no extremo Oeste do Brasil, indicada pela linha tracejada, não foram observados coeficientes com valores ao nível de significância 90% (Figura 33a). A FQ sugere que a PNM no Tahiti dominou o setor do Pacífico Centro-Leste, estendendo-se sobre a América do Sul, por períodos mais longos no ciclo anual, sugerindo um predomínio da Célula de Walker correspondendo a menor troca de massa e calor entre os trópicos e os extratropicos. Ou seja, no período quente do Pacífico Equatorial, o IPT foi um bom previsor das variações de PNM no Brasil, com até 5 meses de antecedência. O mesmo não ocorreu na FF, sugerindo que as variações de PNM apresentaram uma frequência maior, possivelmente maior penetração de sistemas frontais provenientes do sul do país.

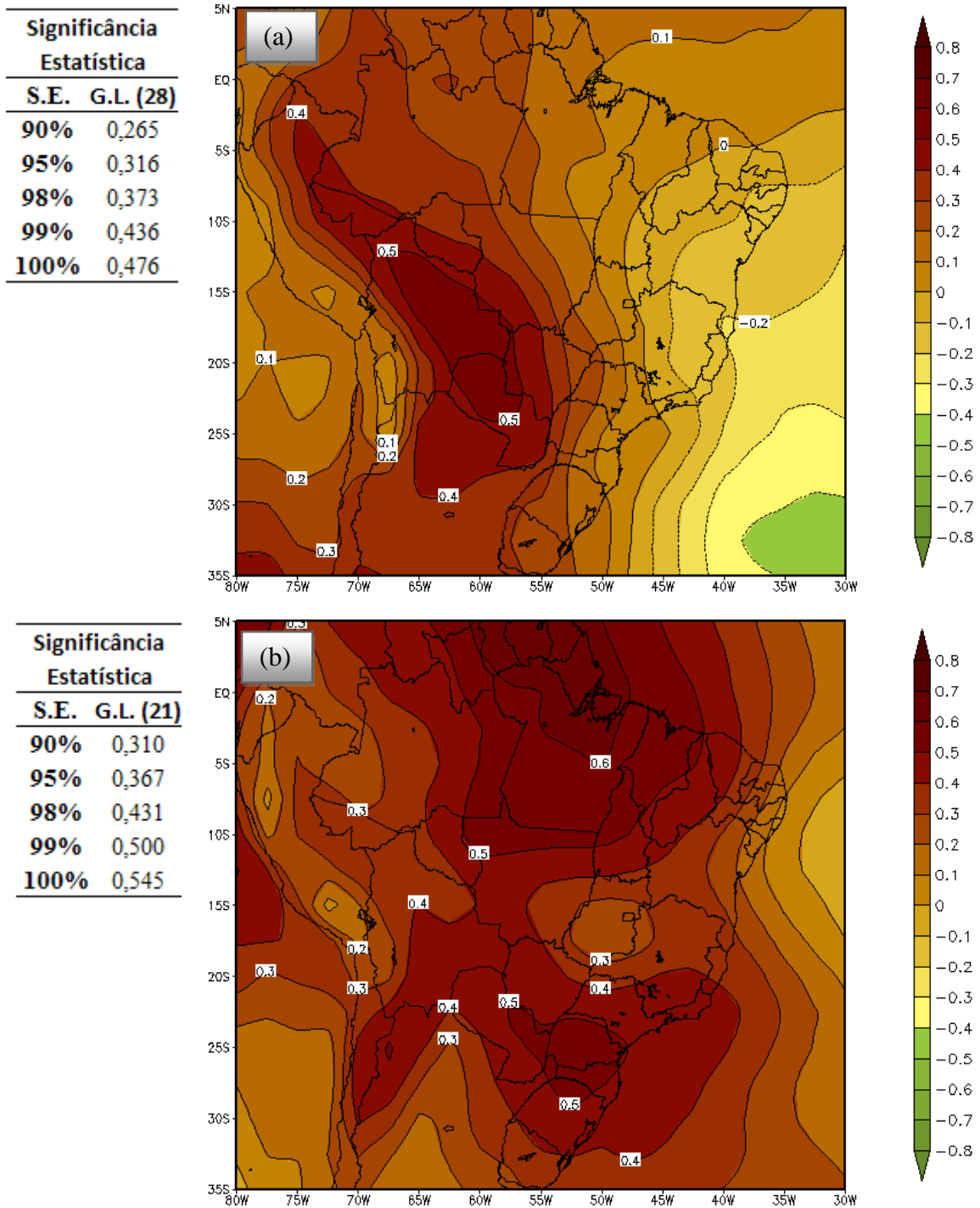


Figura 33: Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a PNM (mb) para as fases a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.5.2 Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)

A correlação espacial do IPT adiantado de 5 meses com relação à ROLE resultou em coeficiente maiores, em módulo, para a FQ da ODP (Figura 34b) que para a FF (Figura 34a).

Nessa fase, os valores não alcançaram nível de significância desejado (90%), porém apresentaram os sinais coerentes como, por exemplo, coeficientes negativos nos trópicos, indicando maior perda de ROLE com diminuição da PNM em Tahiti (El Niño). A existência da bipolaridade existente entre o Brasil tropical e extratropical, também esteve expressa. Na FQ, valores entre 0,4 e 0,5, com nível de significância entre 95% e 99%, sobre o Sul do país sugere que a região apresente maior (menor) perda de ROLE com o aumento (diminuição) da PNM no Tahiti em eventos La Niña (El Niño). Já sobre uma grande parte do Nordeste Brasileiro sobre os Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e parte do extremo sul da região Norte, apresentaram correlações inversas, com coeficientes de até 95% de significância, o que indicou um comportamento climático contrário ao do Sul, o que está de acordo com a literatura, mostrando que quando houver um aumento (diminuição) da PNM em Tahiti (La Niña), houve redução da perda de ROLE, ou seja, aumento de nebulosidade convectiva, com conseqüente aumento de precipitação. O fato dos coeficientes de correlação terem sido maiores em módulo durante a FQ sugere associação entre o IPT e a PNM no Tahiti. Especula-se que o Pacífico teve uma influência maior sobre a convecção sobre o continente na FQ quando comparada com a FF. Convém ressaltar que, na FQ, a linha de zero dos coeficientes de correlação permaneceu mais zonal, ao longo de 20°S, sugerindo uma distribuição de cobertura de nuvens diferenciada da FF. Em adição, a orientação da faixa de coeficientes negativos de noroeste-sudeste, embora não significantes, sugere uma posicionamento diferente da ZCAS em ambas as fases da ODP.

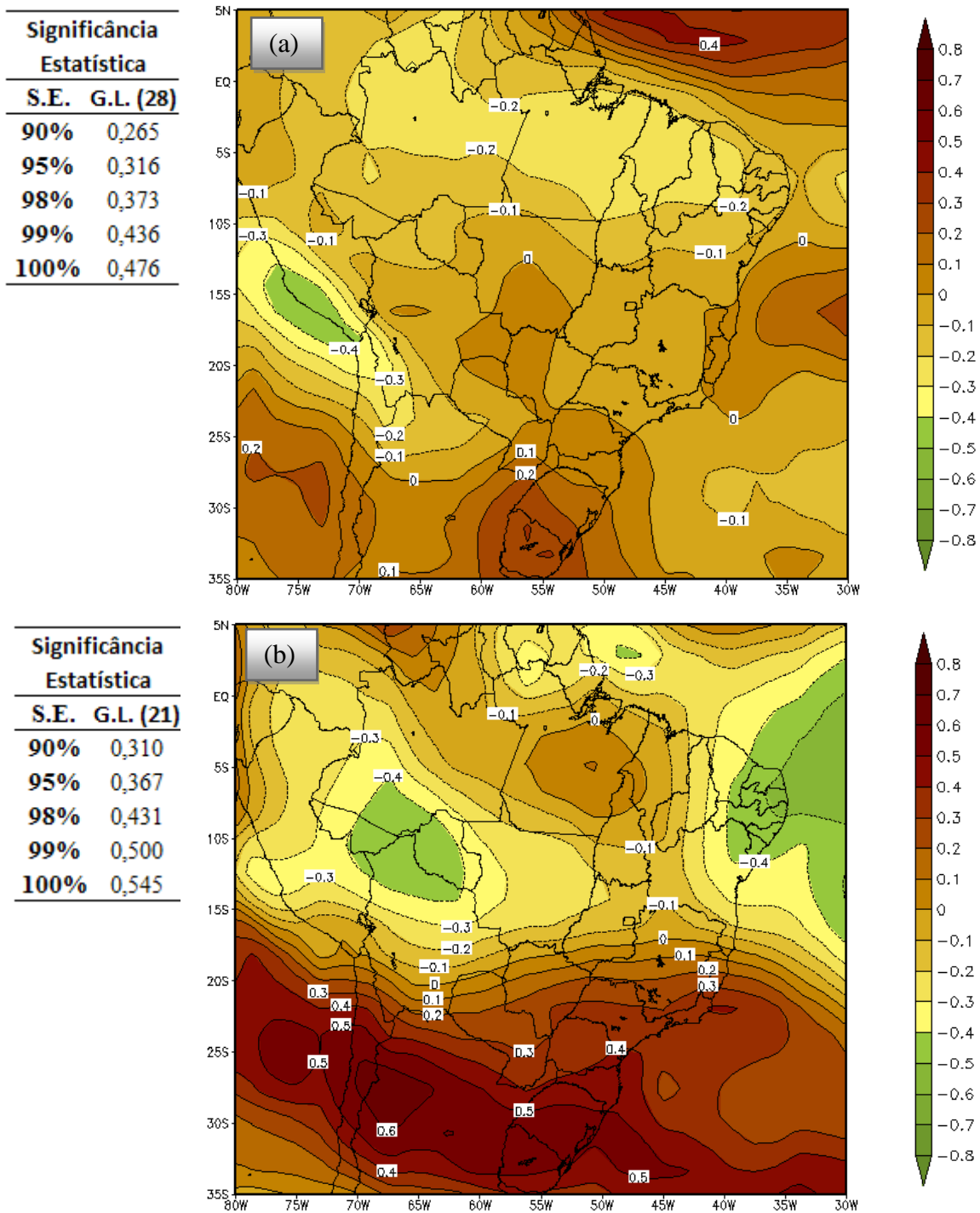


Figura 34: Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a ROLE (w/m^2) para as fases (a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

5.5.3 Taxa de Precipitação Avançada

Na análise da taxa de precipitação para o IPT adiantado em cinco meses com relação ao quadrimestre chuvoso, novamente os valores dos coeficientes de correlação foram maiores,

em módulo, para a FQ (Figura 35b) quando comparados com a FF (Figura 35a) da ODP. Coeficientes maiores indicam grau de associação maior entre as variáveis e com maior nível de significância. Na FF, uma faixa de coeficientes positivos, de até 0,3 (nível de significância 95%), cobriu todo o norte do Brasil, sugerindo que eventos La Niña produzam mais chuva na região. Áreas do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, particularmente o oeste, apresentaram sinais opostos, condizentes com o encontrado na Literatura. Na FQ, os coeficientes foram positivos em todo Brasil tropical com exceção do leste da Amazônia, que apresentou sinal contrário, embora com nível baixo de significância. É possível, pois, que eventos El Niño e La Niñas tenham tido impactos opostos nessa área. Ou seja, anos de La Niñas produzem anos chuvosos no oeste da Amazônia e NEB, enquanto relativamente mais secos no leste da Amazônia. Nos Estados do Sul, o sinal foi o mesmo para as duas fases, porém coeficientes com nível de significância superior a 90%, maior grau de associação, só foram notados no RS, variando espacialmente de oeste (FF) para centro e norte (FQ). De qualquer forma, é aparente que o clima da amazônia não pode ser tratado de maneira uniforme, com relação aos eventos de escala planetária.

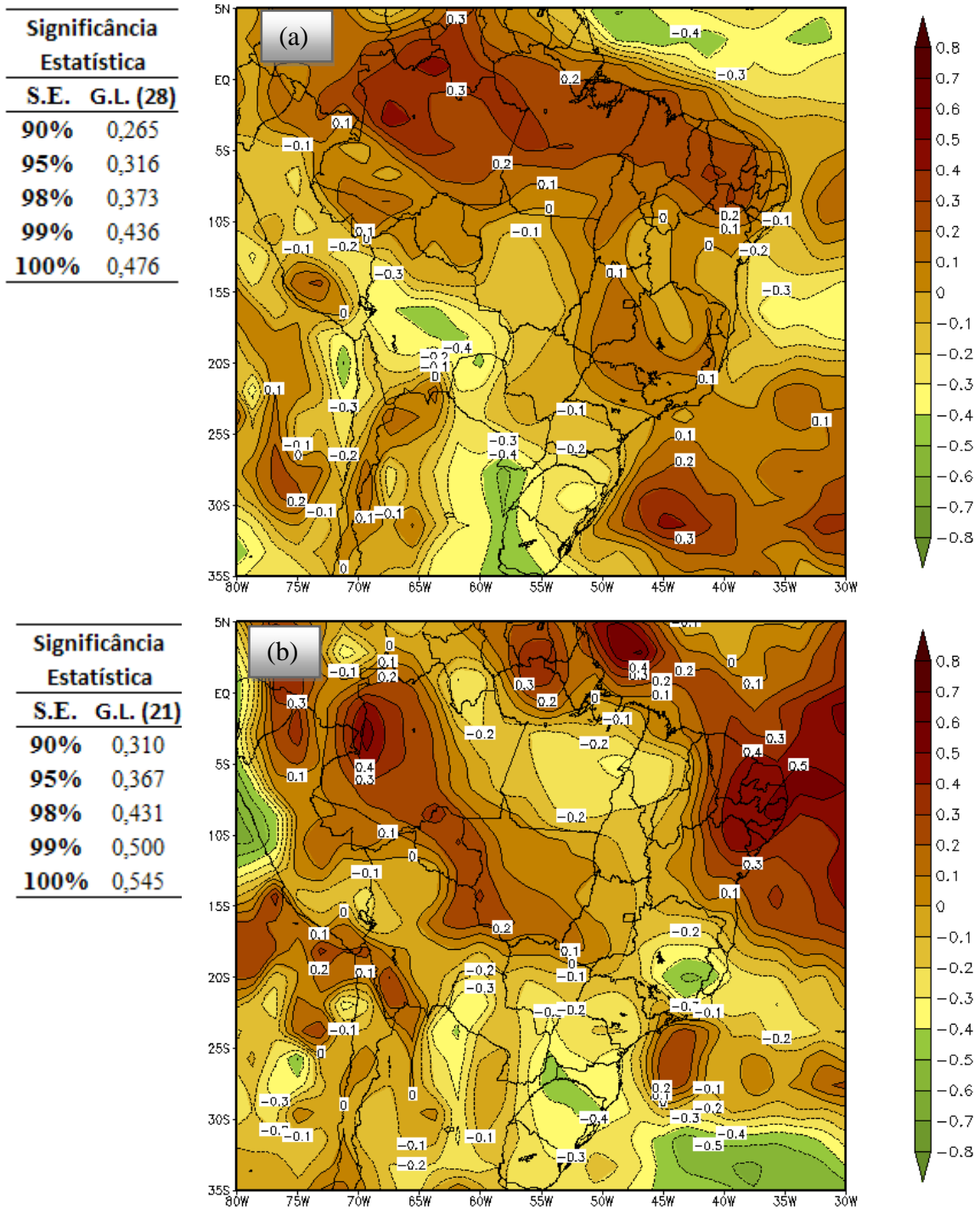


Figura 35: Coeficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e a taxa de precipitação para as fases (a) fria (1948 a 1976) (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.

6 CONCLUSÕES

Neste estudo, procurou-se avaliar a correlação entre a variação da pressão na Ilha de Tahiti, localizada no Pacífico Tropical, e cinco variáveis atmosféricas (pressão nível médio do Mar, taxa de precipitação, ROLE, vento zonal e meridional), sobre o Brasil, dando ênfase ao Leste do Nordeste.

Contudo, com base nos objetivos, e, por meios dos resultados, concluímos que:

Desvios

- Na FF houve um aumento na pressão e uma redução da mesma na FQ, com valores mais acentuados no Norte, Nordeste e Sul do País, contribuindo para uma maior perda de ROLE também observada na FF, o que indica nuvens menos convectivas e uma redução na precipitação, entre as latitudes -20° e 5° , e o inverso foi observado na FQ.

Correlações

- As correlações feitas entre o IPT e as variáveis foram significativas em variadas regiões do Brasil, como Norte, leste do Nordeste e Sudeste, mostrando níveis de significância estatística de até 99% para pressão e precipitação na FF da ODP.
- Também se constatou valores de coeficientes negativos (0,4), indicando uma correlação inversa, para a taxa de precipitação no leste do estado de São Paulo, Paraná e Santa Catarina na FF.
- Já com relação à FQ, os coeficientes de correlações de pressão foram entre 0,4 a 0,6 na região Sul do Brasil, atingindo um nível de significância estatística de até 99%, causando uma redução nos tratais pluviométricos, como é evidenciado pelos coeficientes de correlações negativos da taxa de precipitação na mesma região.

- Também concluímos, por meio dos resultados, que aparentemente os coeficientes de correlações do IPT mostrou-se melhor que os do IOS em grande parte do leste do Nordeste e no extremo norte do Brasil para a precipitação

IPT Adiantado

- O IPT se adequou como uma ferramenta de previsão das cinco variáveis em questões, se mostrando melhor na fase quente da ODP.
- O IPT avançado em cinco meses mostrou valores de correlações diretas acima de 0,4 chegando a atingir um nível de significância estatística de até 98% no estado de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, para a taxa de precipitação, enquanto a pressão indica uma correlação direta em todo país, variando entre 0,3 a 0,6, chegando a um nível de significância de até 99%. Significando que, quando houver um aumento (redução) de pressão em Tahiti e esta variação persistir, há cinco meses posteriormente a análise, o índice mostrará que haverá um aumento (redução) nos totais pluviométricos no Brasil, principalmente no leste do Nordeste.
- Na FQ da ODP a taxa de precipitação está altamente correlacionada no leste do Nordeste do que na FF, indicando um prognóstico climático menos difícil, o que levará a erros menores. Já levando em consideração que estamos em uma nova FF, conclui-se que os prognósticos climáticos de precipitação no leste do Nordeste poderá apresentar erros maiores que os prognósticos da FQ anterior.

REFERÊNCIAS

ARAGAO, Jose Oribe Rocha de . **O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil**. Bull Inst Fr Études Andines, Grécia, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

ARAÚJO, W. F., JÚNIOR, A. S. A, MEDEIROS, R. D., SAMPAIO, R. A., **Precipitação pluviométrica mensal provável em Boa Vista, Estado de Roraima, Brasil**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v.5, n.3, p.563-567, 2001

BARAI, E. **Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o continente Africano**, Évora, Portugal, Universidade de Évora (Dissertação de Mestrado), 2005

BASTOS, C.C.; FERREIRA, N.J. **Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul**. In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11. 2000, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM.

BJERKNES, J. **Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific**. Monthly Weather Review, v.97, p.163-172. 1969.

CITEAU, J; BERGÉS, J. C.; Demarcq, H.; Mahé, G. **The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as na indicator in drought forecast over Sahelian área**. *Ocean Atmosphere Newsletter*, 45, 1-3, 1988.

CURTIS, S. e HASTENRATH, S. **Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans**. International Journal of Climatology, **19**, 863-876, 1999.

DIAZ A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. **Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans**. *J. Climate*, v. 11, n. 2, p. 251-171, 1998.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. Publicada pela UFPEL, 2, p. 242, 2001.

FISCH, G., MARENGO, J. A. E NOBRE, C. A. **Clima da Amazônia**. In: *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, CPTEC/INPE, 1999.

HASTENRATH, S E HELLER, L. **Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological society, 103, 435 77-92 1977.

HASTENRATH, S E LAMB, P. J. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean**. University of Wisconsin Press, Madison, 1977.

HASTENRATH, S. **Climate and Circulation of the Tropics**. Atmospheric Sciences Library. Published by D. Reidel Publishing Company. 455p, 1985.

HASTENRATH, S. **Climate and Circulation of the Tropics**. Atmospheric Sciences Library. Published by D. Reidel Publishing Company., 455 p, 1985.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; RENYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEFH, D.; The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 77, n.3, p. 437-471, 1996

MENDES, D., CASTRO, C. A. C., CAMARGO JR., H., SANCHES, M. B., DE CALBETE, N. O. **Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho e radiação de onda longa (ROL)**. In: **Anais de IX Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia**, Buenos Aires, 2001.

MOLION. L. C. B. E BERNARDO, S. O. **Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **17, 1**, 1-10, 2002.

MOLION. L. C. B., BERNARDO. S. O, Oliveira. C. P., **Variabilidade da Circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical**. In: **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, 2004.

MOLION, L. C. B.; **Aquecimento global, El Niño, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico, Climanálise**, agosto, CPTEC/INPE, 2005. Disponível em: http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista/pdf/Artigo_Aquecimento_0805.pdf

MORAN, J.M.; MORGAN, M.D. **Meteorology – The Atmosphere and the Science of Weather**. Macmillan Publish. Co., 4th ed., 520p, 1994.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Theory and numerical experiments with a general circulation model**. J. Atmos. Sci., v. 38, n. 4, p. 2653-2675, 1981.

NOBRE, C. A., AND L. C. B. MOLION. **The climatology of droughts and drought prediction.** The Impact of Climatic Variations on Agriculture. Assessments in Semi-Arid Regions, M. Parry, T. R. Carter, and N. T. Konijn, Eds., Kluwer Academic, 305–323. 1988.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic region.** 1993. 151 p. PhD thesis - University of Maryland, Maryland.

NOBRE, P. **A Variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul.** Climanálise. 10 anos – boletim de Monitoramento e Análise Climática, CPTEC/INPE, 1996.

PAEGLE, J. **Interactions between convective and large-scale motions over Amazonian.** In: *The Geophisiology of Amazonian*, cap. 17, 345-387, 1987

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and Southern Oscillation.** Academic Press, Londres, 289pp. 1990

PHILANDER, S.G.H., GU, D., LAMBERT, G., LI, T., HALPERN, D., LAU, N. C., PACANOWSKI, R. C., Why the ITCZ is mostly North of the equator?. *J. Climate*, **9**, **12**, 2958-2972, 1996.

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

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/ Southern Oscillations.** *Mon. Weather Rev.*, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, 1987.

SANTOS, A. G. **Algumas Características das Zonas de Convergência do Pacífico sul e da America do Sul nas Fases da Oscilação Decadal do Pacífico.** Maceió, AL. (Monografia em Meteorologia), 2009.

SATYAMURTY, P., NOBRE, C., e SILVA DIAS, P. L. **South America. Meteorology of the Southern Hemisphere,** D. J. Karoly e Vincent, D.G. Eds., Amer. Meteor. Soc., 119-139, 1998.

SILVA, I. R. **Variabilidade sazonal e interanual das precipitações na região Sul do Brasil associadas às temperaturas dos oceanos Atlântico e Pacífico.** 2001. 90 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SIRQUEIRA, A.H.V. **Clima da América do Sul e sua Relação com os Oceanos Adjacentes**. Maceió, AL. (Monografia em Meteorologia), 2009.

SOUSA, R.L.F. **Variabilidade Interdecadal da Precipitação na Amazônia Ocidental Brasileira**. Maceió, AL, MET-UAL-MS-061. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) 2009.

TRENBERTH, KE. **Signal versus Noise in the Southern Oscillation**. *Monthly Weather Review*, v.112:326-332. 1984.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e sua relação com a precipitação na Região Norte do Nordeste Brasileiro**. São José dos Campos, SP, INPE. 4887- TDL/ 378. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia), 1989.

WALKER, G. T. On periodicity III-criteria for reality. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**. v. 3, p. 97-101. 1930.

WALKER, G. T., and E. W. BLISS: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, No. 36, 53-84. 1932 [*Documents DJF and JJA variability*].

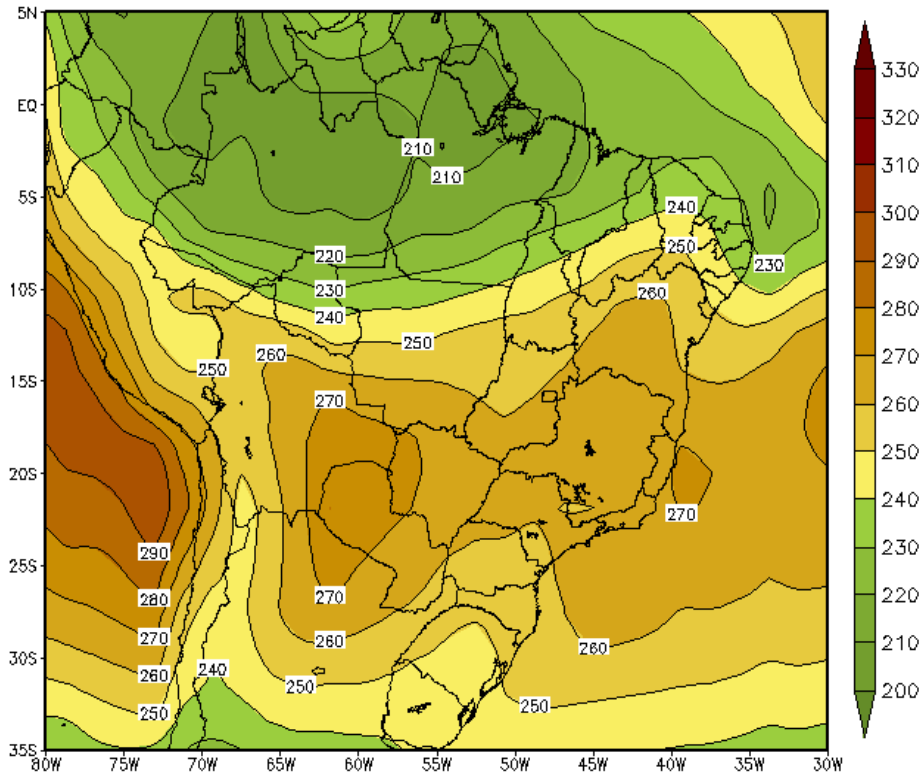
WALKER, G. T., AND E. W. BLISS, 1932: World Weather V. **Memorial Royal of Meteorological Society**, 4, No. 36, 53-84. [*Documents DJF and JJA variability*.]

WALKER, G. T.; BLISS, E. World weather VI. **Memorial Royal of Meteorological Society**, v.4, p.119-139. 1937.

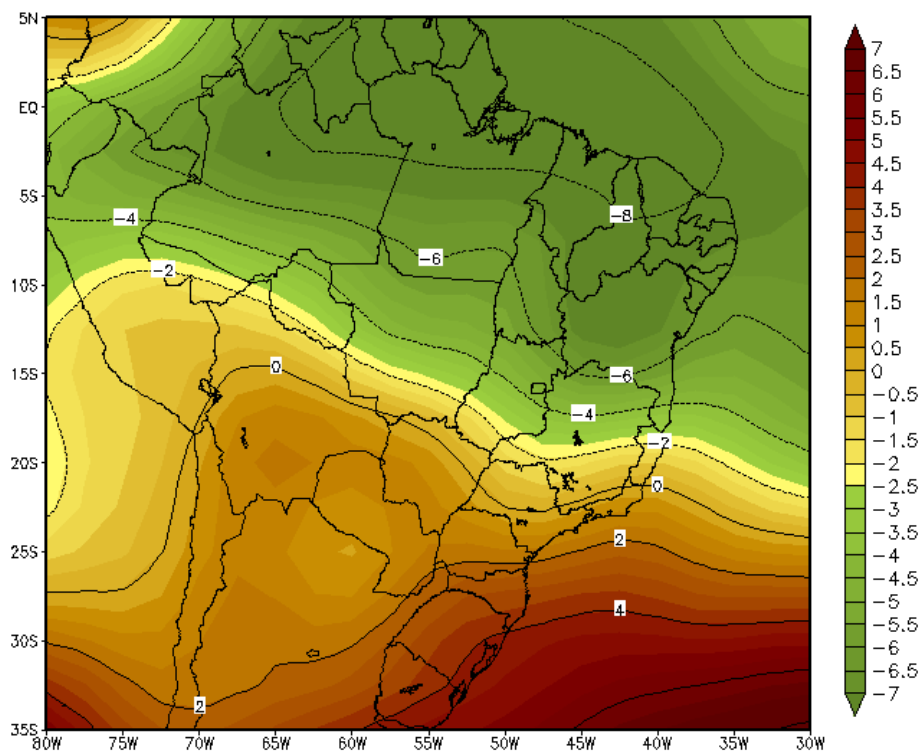
WELLS, N. **The atmosphere and and ocean: a physical introduction**. 2. Ed. Chichester: *John Wiley e Sons*, 1998.

APÊNDICES

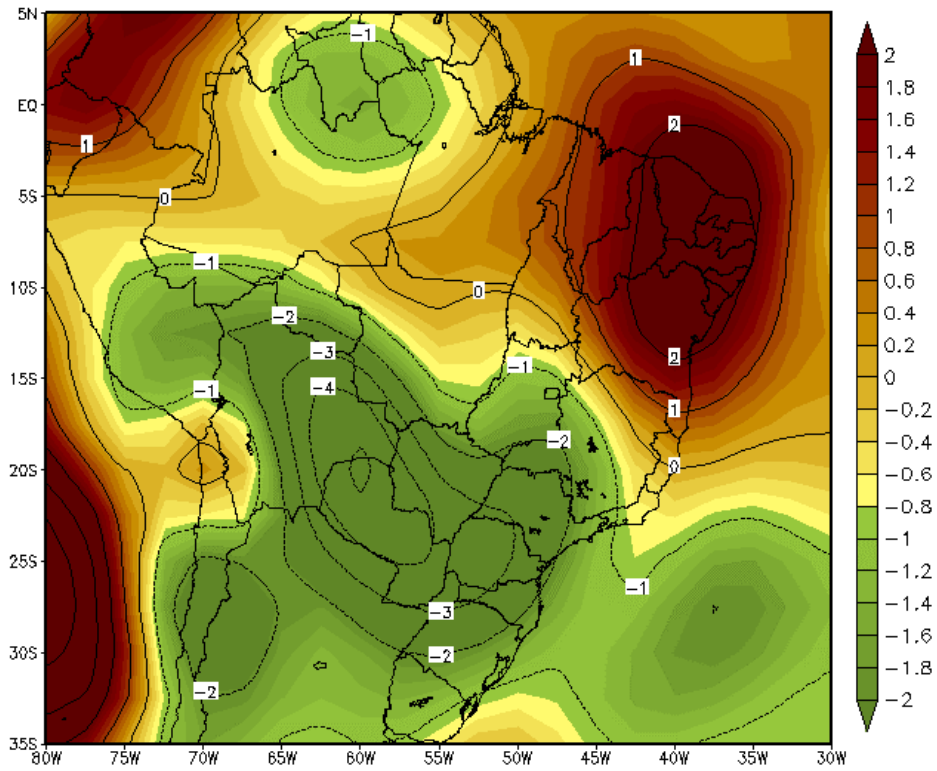
APÊNDICE A



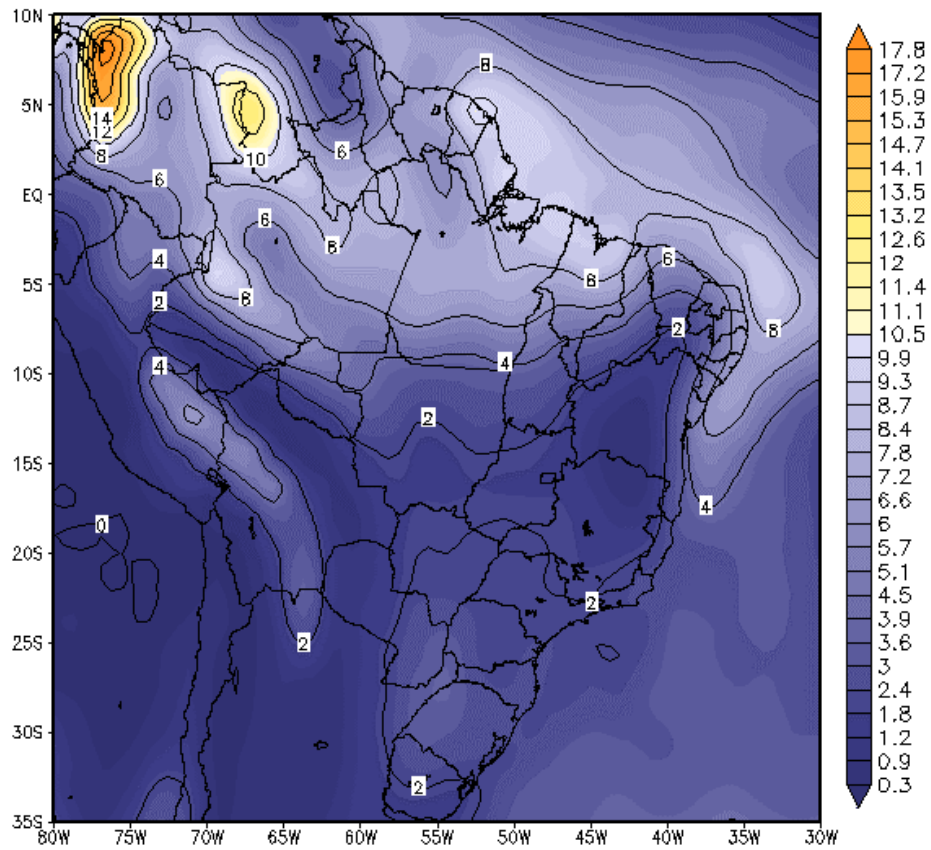
Média quadrimestral (AMJJ) da Radiação de ondas longas emergentes do período de 1951 a 2009. Fonte: Autor, 2011.



Média quadrimestral (AMJJ) do vento zonal (m/s) do período de 1951 a 2009. Fonte: Autor, 2011.

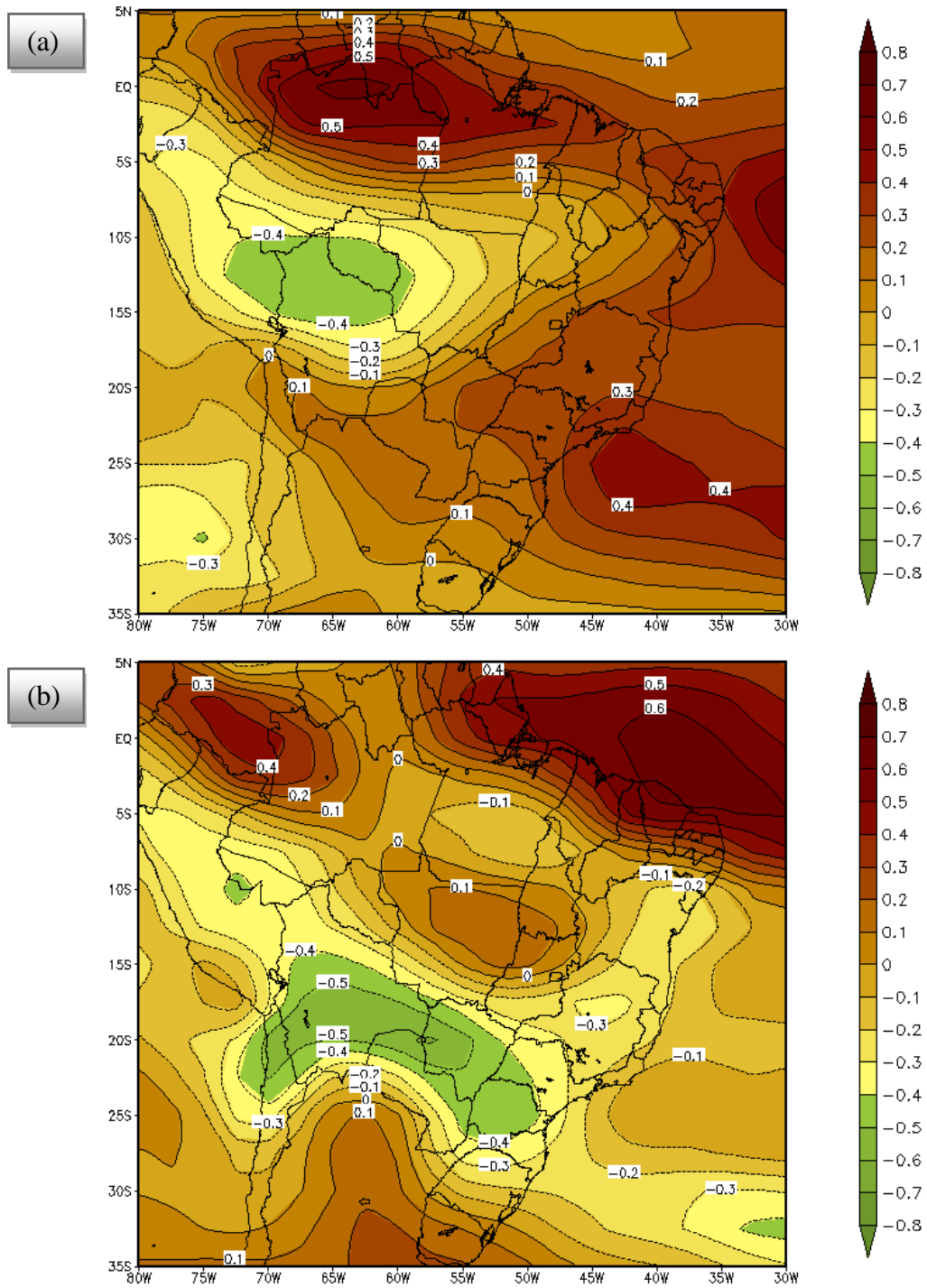


Média quadrimestral (AMJJ) do vento meridional (m/s) do período de 1951 a 2009. Fonte: Autor, 2011.

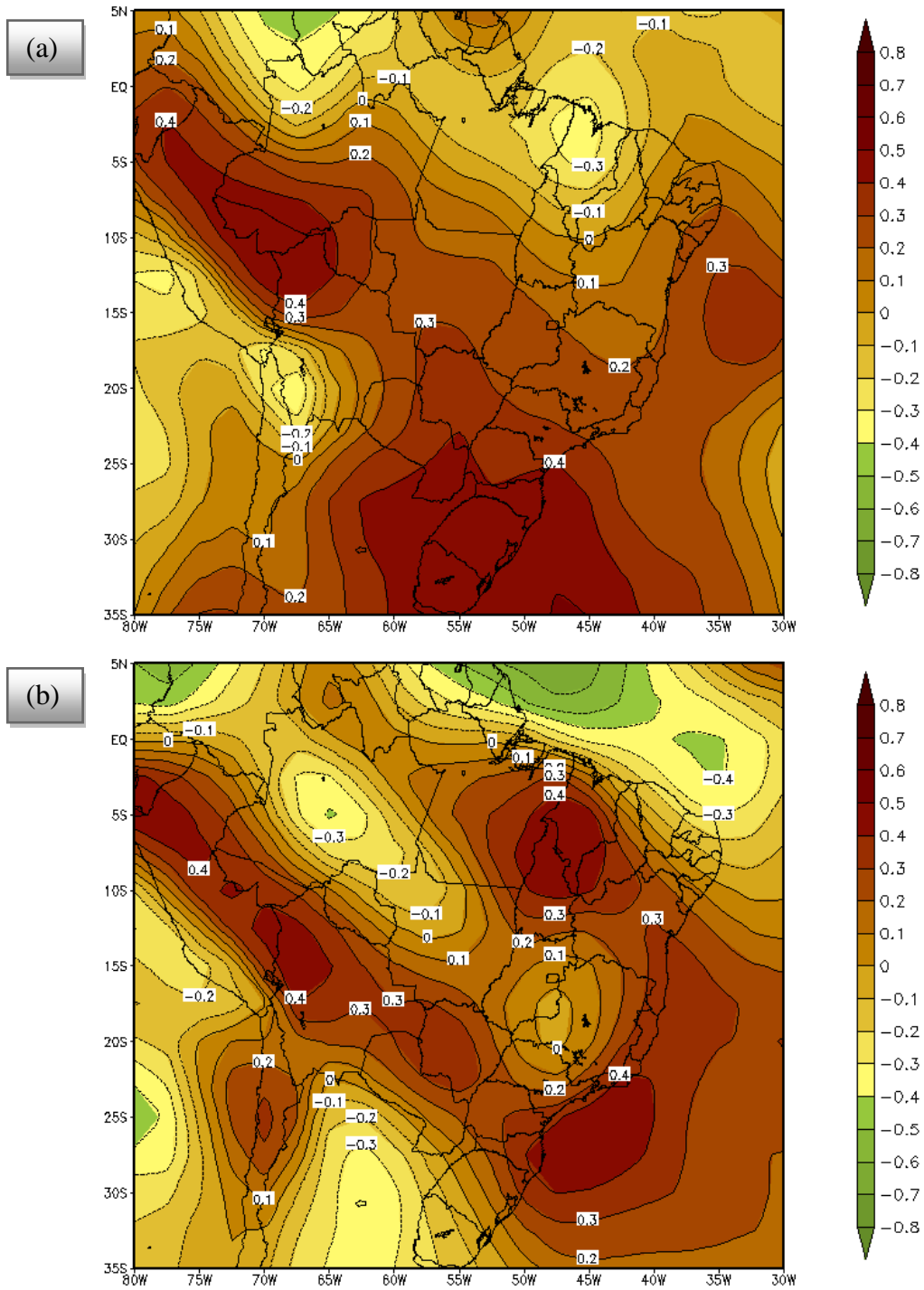


Média quadrimestral (AMJJ) da precipitação (mm/h) para um período de 1951 a 2009. Fonte: Autor, 2011.

APÉNDICE B



Coefficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e o vento meridional (m/s) em 850mb para as fases (a) fria (1948 a 1976) e (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.



Coefficientes de correlação espacial entre o IPT, adiantado em cinco meses, e o vento meridional (m/s) em 850mb para as fases (a) fria (1948 a 1976) e (b) quente (1977 a 1998) da ODP. Fonte: Autor, 2011.