

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS - UEA
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – CLIAMB

EFEITOS DO GRADIENTE DE TSM ZONAL ENTRE AS BACIAS DO PACÍFICO E ATLÂNTICO NA PRECIPITAÇÃO DO NORTE DA AMÉRICA DO SUL DURANTE EVENTOS ENOS

ROSIMEIRE ARAÚJO GONZALEZ

Manaus, Amazonas

Mai de 2011

ROSIMEIRE ARAÚJO GONZALEZ

EFEITOS DO GRADIENTE DE TSM ZONAL ENTRE AS BACIAS DO
PACÍFICO E ATLÂNTICO NA PRECIPITAÇÃO DO NORTE DA AMÉRICA
DO SUL DURANTE EVENTOS ENOS

Orientadores: RITA VALÉRIA ANDREOLI DE SOUZA
LUIZ ANTÔNIO CÂNDIDO

Trabalho de pesquisa apresentado ao Programa Integrado de Pós-Graduação INPA_UEA em Clima e Ambiente - CLIAMB para a defesa de dissertação de mestrado.

Manaus, Amazonas

Maiο 2011



Ministério de
Ciência e Tecnologia



Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA
SECRETARIA DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE

DEFESA DE DISSERTAÇÃO

Aluno (a): **ROSIMEIRE ARAÚJO GONZALEZ**

Curso: Clima e Ambiente

Nível: Mestrado

Orientadora: Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza (UEA)

Co-orientador: Dr. Luiz Antônio Cândido (INPA)

Título

**“ANÁLISE NUMÉRICA DOS EFEITOS DO GRADIENTE DE TSM ZONAL
ENTRE AS BACIAS DO PACÍFICO E ATLÂNTICO NA PRECIPITAÇÃO
NO NORTE DA AMÉRICA DO SUL DURANTE EVENTOS DE ENOS”**

BANCA JULGADORA

TITULARES:

RITA VALÉRIA ANDREOLI DE SOUZA (UEA)
ROSANE RODRIGUEZ CHAVES (UENF)
EVERALDO BARREIROS DE SOUZA (UFPA)

SUPLENTE:

PRAKKI SATYAMURTY (INPA)
JOCHEN SHONGART (INPA)

EXAMINADORES	PARECER	ASSINATURA
RITA VALÉRIA ANDREOLI DE SOUZA	(X) Aprovado () Reprovado	<i>Rita Andreoli</i>
ROSANE RODRIGUEZ CHAVES	(X) Aprovado () Reprovado	<i>Rosane</i>
EVERALDO BARREIROS DE SOUZA	(X) Aprovado () Reprovado	<i>Eyr.</i>
PRAKKI SATYAMURTY	() Aprovado () Reprovado	_____
JOCHEN SHONGART	() Aprovado () Reprovado	_____

Manaus(AM), 22 de março de 2011.

G643 Gonzalez, Rosimeire Araújo
Efeitos do gradiente de TSM zonal entre as bacias do Pacífico e Atlântico
no norte da América do Sul durante eventos ENOS / Rosimeire Araújo
Gonzalez. --- Manaus : [s.n.], 2011.
124 f. : il.

Dissertação (mestrado) -- INPA, Manaus, 2011
Orientador : Rita Valéria Andreoli de Souza
Co-orientador : Luiz Antônio Cândido
Área de concentração : Clima e Ambiente

1. Chuvas e precipitações atmosféricas – Amazônia.
2. Eventos ENOS.
3. El Niño (corrente oceânica).
4. Gradientes interbacias. I. Título.

CDD 19. ed. 551.524

Sinopse:

Estudou-se a influência dos eventos de ENOS nas condições de clima da região norte da América do Sul. Foram analisadas diferenças espaciais e temporais nos impactos na precipitação e na circulação atmosférica de grande escala associados aos eventos de ENOS que evoluem mediante condições anômalas ou de normalidade no oceano Atlântico tropical.

Palavras Chave: chuva, Amazônia, variabilidade climática, modelo global.

“Se vi mais longe, foi por estar sobre os ombros de gigantes.”

Isaac Newton

Ao meu filho amado
Ramon Araújo Gonzalez

AGRADECIMENTOS

Deixo meus sinceros agradecimentos a Deus pelo dom da vida;

Aos meus pais Ivonete Araújo Silva e Marivaldo do Nascimento Silva, pelo apoio e amor incondicional;

À Prof. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza pela sua orientação, dedicação e tranquilidade ao transmitir seus conhecimentos;

Ao Prof. Dr. Luiz Antônio Cândido pela sua orientação, dedicação, incentivo e paciência nas horas de grandes dificuldades;

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e à Universidade do Estado do Amazonas (UEA), pela oportunidade em cursar o Mestrado em Clima e Ambiente;

Agradeço a todos os professores da Pós-Graduação em Clima e Ambiente pela oportunidade em conhecer o universo, em especial ao Dr. Antônio Ocimar Manzi pelo incentivo de sempre.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado vinculado ao Projeto de Pesquisa (Processo 569749/2008-5)

Ao Núcleo de Modelagem Climática e Atmosférica – NMCA/INPA, por me amparar durante esse último ano de mestrado e ser local de compreensão do conceito de ciência em sua plenitude.

Aos Profs. Dra. Rosane Chaves e Dr. Prakki Satyamurty pelas discussões e sugestões durante o exame de qualificação.

Às amigas construídas na Pós-Graduação, pelo apoio dos amigos Glauber, Jorge, Valdir, Afrânio, Bruna, Eliane Gomes, Elaine Cristina, Suelem, Lilia e agora a Sabrina e Simone, grata pelos momentos na “casa das meninas”, saibam que a convivência com cada um de vocês me re-educou e torna essa fase da minha vida ainda melhor.. Talvez não saibam;

A todos os funcionários do CLIAMB e do LBA pelo apoio e incentivo. Às secretárias, à equipe de informática e do NBGI, Á todos!

Às muitas pessoas que contribuem para essa experiência acadêmica, um muito obrigado!

RESUMO

Os impactos de eventos anômalos no oceano Pacífico, associados ao El Niño/Oscilação Sul (ENOS) na precipitação da Amazônia foram avaliados a partir de análises observacionais e simulações numéricas. Os eventos ENOS que se desenvolvem após uma condição anômala de sinal oposto na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico Equatorial (gradiente interbacias do Pacífico e Atlântico), e aqueles eventos que se desenvolvem durante condições de normalidade no Atlântico Tropical (AT) foram considerados separadamente. Os resultados observacionais sugerem que o ENOS afeta o regime de precipitação na região norte da América do Sul de forma diferenciada, dependendo da pré-condição do Atlântico Equatorial. Durante Dezembro a Fevereiro (DJF) para eventos que se desenvolvem após uma condição anômala no AT observa-se uma intensificação das anomalias de precipitação, principalmente, nas partes nordeste e central leste da Amazônia, enquanto que para eventos ENOS sob condições de normalidade no AT, as anomalias são mais significativas nas regiões norte e oeste da bacia. Sendo assim, durante DJF, fase madura do evento ENOS, a parte central leste e nordeste da América do Sul parece sofrer um efeito combinado das anomalias do Pacífico e Atlântico, enquanto que a variabilidade de precipitação sobre as regiões norte e oeste da bacia está relacionada somente às variações de TSM que ocorrem no Pacífico. Por outro lado, para os trimestres de Março a Maio (MAM) e Junho a Agosto (JJA), ambos Pacífico e Atlântico parecem modular a variabilidade de precipitação. Consistentemente, com a análise observacional, os resultados das simulações indicam um fortalecimento das anomalias de precipitação mediante a configuração do gradiente interbacias na fase inicial de desenvolvimento desses eventos, associado ao fortalecimento das células de Walker e Hadley anômalas. Isso está possivelmente, associado ao estabelecimento do gradiente interbacias, na fase madura dos eventos anômalos no Pacífico, e ao gradiente interhemisférico observado no AT. Os padrões anômalos de circulação horizontal responsáveis por parte do transporte de umidade para a região norte da América do Sul também foram analisados. As análises dos campos de ventos em baixos e altos níveis indicam que houve diferenças nas circulações tropicais-extratropicais associadas às mudanças no comportamento anômalo das TSM nas regiões do Pacífico e Atlântico, que afetam o transporte de umidade sobre o continente e modulam a intensidade das chuvas por toda região de estudo. Consistente com resultados anteriores, esses resultados mostram que, não necessariamente, todos os El Niños produzem impactos canônicos, devido à atuação conjunta do Pacífico equatorial e AT na modulação das células de circulações regionais. Esses resultados indicam a importância de se conhecer a pré-condição do AT durante o desenvolvimento de eventos de ENOS, com a finalidade de melhorar a previsibilidade climática na região norte da AS.

ABSTRACT

The impacts of anomalous events in the Pacific Ocean associated with the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on the Amazon precipitation were evaluated using observational analyses and numerical simulations. The ENSO events which develop subsequent to an anomalous condition with opposite sign in the Sea Surface Temperature (SST) in the Equatorial Atlantic (inter-Pacific-Atlantic gradient) and those events which develop during normal conditions in the Tropical Atlantic (TA) were considered separately. The observational results suggest that ENSO affects the precipitation regime in the Northern region of South America in different ways, depending on the precondition of the Equatorial Atlantic. During December – February (DJF), for events following an anomalous condition in TA, an intensification of precipitation anomalies was observed, mainly in the Northeastern and Central-Eastern Amazon; whereas for ENSO events under normal TA conditions, the anomalies are more significant in the Northern and Western region of the basin. Thus, during DJF – the mature phase of ENSO events – the Central-Eastern and Northeastern South America seem to suffer a combined effect of the Pacific and the Atlantic oceans, whereas the variability in precipitation in the Northern and Western regions is related only to the Pacific SST variations. On the other hand, during March – May (MAM) and June – August (JJA), both the Pacific and the Atlantic oceans appear to modulate the precipitation variability. Consistent with the observational analyses, the simulation results indicate a strengthening of precipitation anomalies under the occurrence of the inter-basin gradient in the initial phase of the development of these events, associated with the strengthening of anomalous Walker and Hadley cells. This is possibly associated with the establishment of inter-basin gradients in the mature phase of the anomalous Pacific events, and with the inter-hemispheric gradient observed in the TA. The horizontal circulation anomalous patterns causing part of the humidity transportation to Northern South America were also analyzed. The analyses of wind fields at upper and low levels indicate differences in the tropical-extratropical circulations associated with changes in the anomalous behavior of SST in regions of the Pacific and the Atlantic, which affect the transportation of humidity on the continent and modulate the intensity of the rains in the entire region under study. Consistent with previous studies, the results here demonstrate that not all El Niños necessarily produce canonical impacts, due to the combined action of the Equatorial Pacific and the TA in modulating the regional circulation cells. This indicates the importance of our knowledge of the TA pre-condition during the development phase of the ENSO events in order to improve climate forecasts for the Northern region of South America.

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	12
LISTA DE FIGURAS	14
LISTA DE TABELAS	20
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	
1.1 - Introdução e Justificativa	21
1.2 - Objetivos	26
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	
2.1 - Oceano: Energia para a atmosfera	27
2.2 - A Variabilidade no Oceano Pacífico Tropical	27
2.3 - A variabilidade no Atlântico Tropical	29
2.4 - Relações entre ENOS e Atlântico Tropical	30
2.5 - O gradiente interbacias e seus impactos do clima dos Trópicos	31
2.6 - A alta previsibilidade climática nos Trópicos	33
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	
3.1 – Dados	34
3.1.1 – Dados da Análise Observacional	34
3.1.2 – Dados dos Experimentos Numéricos - Inicialização e Contorno do MCGA	34
3.2 – Metodologia	35
3.2.1- Estudo Observacional	35
3.2.1.2- Seleção dos Padrões Gradiente Interbacias	35
3.2.1.3- Anomalias de Precipitação Observada	38
3.2.2- Estudo Numérico	39
3.2.2.1- Simulações Numéricas	39

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS	
4.1- Fase positiva do ENOS	41
4.1.1- Análises Observacionais	41
4.1.2- Análises Numéricas	46
4.2 - Fase negativa do ENOS	65
4.2.1- Análises Observacionais	65
4.2.2- Análises Numéricas	70
4.3 - Sensibilidade do modelo em representar chuvas na região de estudo	86
CAPITULO 5 – CONCLUSÃO	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
APÊNDICE A O MODELO CLIMÁTICO	103
APÊNDICE B TESTE T-STUDENT – TEST DE MÉDIAS	105
APÊNDICE C TEST T STUDENT - TESTE DE DIFERENÇA ENTRE MÉDIAS	107
APÊNDICE D MÉDIA MENSAL DAS ANOMALIAS DE CHUVA OBSERVADAS.	108
APÊNDICE E MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE CHUVA E TSM DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS EVOLUINDO CONJUNTAMENTE	112
APÊNDICE F MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DOS VENTOS EM 850 hPa E PRESSÃO Á SUPERFÍCIE DAS SIMULAÇÕES NUMERICAS	116
APÊNDICE G MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DO TRANSPORTE DE UMIDADE INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	120

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AT	- Atlântico Tropical
ATN	- Atlântico Tropical Norte
ATS	- Atlântico Tropical Sul
ATLN_EL	-Experimento associado ao padrão de anomalias de TSM configurando o gradiente interbacias na fase inicial de um evento de El Niño
ATLP_LA	-Experimento associado ao padrão de anomalias de TSM configurando o gradiente interbacias na fase inicial de um evento de La Niña
ATSM	- Anomalia de Temperatura de Superfície do Mar
CPC	- Climate Prediction Center
DJF	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro
E	- Leste
EL_ATLN	- Experimento associado ao padrão de anomalias de TSM configurando o gradiente interbacias na fase de decaimento de um evento de El Niño
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
JJA	- Junho-Julho-Agosto
JBN	- Jato de baixos níveis
LA_ATLP	- Experimento associado ao padrão de anomalias de TSM configurando o gradiente interbacias na fase de decaimento de um evento de La Niña
MAM	- Março-Abril-Maio
MEA	- Modo equatorial do Atlântico
MCGA	- Modelo de Circulação Geral Atmosférico
N	- Norte
NE	- Nordeste
NO	- Noroeste
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NCAR	- National Center of Atmospheric Research
OS	- Oscilação Sul

PNM	- Pressão ao Nível do mar
QTCM	- Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model
S	- Sul
SE	- Sudeste
SO	- Sudoeste
SON	- Setembro-Outubro-Novembro
TSM	- Temperatura de Superfície do Mar
ZCIT	- Zona de Convergência Inter Tropical
W	- Oeste

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Figura 1.1- Distribuição espacial e temporal da precipitação da região Norte da América do Sul.
FONTE: Figueroa e Nobre (1990). 22

Capítulo 3

Figura 3.1- a) Área de abrangência do índice do Niño 3 (4°N-4°S, 150°W-90°W); b) Área de
Abrangência do índice do Atlântico Tropical (4°N-4°S, 0-20°W) 36

Figura 3.2- Evolução temporal das anomalias de TSM no Pacífico- Região do Niño 3 (4°N-4°S,
150°W-90°W) e Atlântico Tropical (4°N-4°S, 0-20°W) para o período de 1900 a
2008. 38

Capítulo 4

Figura 4.1 - Composições trimestrais de anomalias de TSM normalizadas para o período de JJA
(0) a SON (+1) para eventos ATLN_EL. Sombreado na cor amarelo ao vermelho
(azul claro ao azul escuro) corresponde a valores positivos (negativos). Contornos
contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos)
significativos ao nível de confiança de 95% 42

Figura 4.2- Idem Figura 4.1, exceto para o caso EL_ATLN. 43

Figura 4.3 - Composições de anomalias de precipitação (mm/dia) observadas para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 44

Figura 4.4- Composições de anomalias de precipitação (mm/dia) simuladas para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para experimentos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 47

Figura 4.5 – SEC1: seções zonal delimitada pela média latitudinal entre 5°N e 5°S de 180°W a 0° representa o posicionamento da Circulação de Walker . As seções SEC2, SEC3 e SEC4 representam o posicionamento da Circulação de Hadley, delimitada pelas seções meridionais médias nas longitudes de 50°W a 35°W; de 65°W a 50°W e de 80°W a 65°W entre 30°S e 30°N, respectivamente. 49

Figura 4.6– Anomalias de velocidade potencial em 200 hPa para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em m^2/s (dividido por 10^6). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 50

Figura 4.7- SEC 1- seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em $cbar/s$ (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical. 52

Figura 4.8- SEC 2 – seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

53

Figura 4.9- SEC3 – seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

54

Figura 4.10- SEC 4 - Seção de perfil vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

56

Figura 4.11 - Anomalias de PNM para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos hPa. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

58

Figura 4.12 - Anomalias da velocidade do vento em 850 hPa para os períodos de DJF(0), MAM(+1) e JJA(+1) para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN.

59

- Figura 4.13- Anomalias da velocidade do vento em 200 hPa para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. 61
- Figura 4.14- Fluxo de umidade integrado na atmosfera para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. 62
- Figura 4.15- Idem Figura 4.1, exceto para o caso ATLP_LA 65
- Figura 4.16- Idem Figura 4.1, exceto para o caso LA_ATLP. 66
- Figura 4.17- Composições de anomalias de precipitação medida em mm/dia observadas para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para experimentos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 67
- Figura 4.18- Composições de anomalias de precipitação (mm/dia) simuladas para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para experimentos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 70
- Figura 4.19 – Anomalias de velocidade potencial em 200 hPa medido em m^2/s (dividido por 10^6) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%. 72
- Figura 4.20- SEC 1- Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho

(azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

74

Figura 4.21- SEC2 - Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

76

Figura 4.22- SEC3 - Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

77

Figura 4.23- SEC4 - Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

78

Figura 4.24 - Composições de anomalias de PNM para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em hPa. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

80

Figura 4.25- Anomalias da velocidade do vento em 850 hPa para os períodos de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.	82
Figura 4.26- Anomalias da velocidade do vento em 200 hPa para os períodos de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.	83
Figura 4.27- Fluxo de umidade integrado na atmosfera para os períodos de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.	85
Figura 4.28 – Divisão da região norte da América do Sul em Amazônia e Nordeste da AS sendo subdividida em (Norte e Sul).	86

Capítulo 5

Figura 5.1 - Forma esquemática dos resultados da análise observacional.	90
Figura 5.2 - Forma esquemática dos resultados da análise numérica.	91

LISTA DE TABELAS

Capítulo 3

TABELA 3.1 – Eventos El Niño/La Niña no Oceano Pacífico. Eventos El Niño/La Niña precedidos por anomalias negativas/positivas no AT (ATLN_EL/ATLP_LA) e eventos El Niño/La Niña que ocorrem antes do resfriamento/aquecimento no AT (EL_ATLP/LA_ATLP). 37

TABELA 3.2 – Conjunto dos experimentos Numéricos – Listando as condições evolutivas de TSM nas regiões Tropicais (Pacífico e Atlântico) e no restante do globo associado a cada padrão selecionado. 40

Capítulo 4

TABELA 4.1 Sinais das anomalias de precipitação observadas e simuladas para as sub-regiões de estudo para cada trimestre analisado e a condição de oceânica tropical associada. 87

TABELA 4.2 – Percentual de acerto do modelo para os sinais das anomalias de chuva na região norte da AS. 88

CAPÍTULO 1

1.1 Introdução e Justificativa

A precipitação é um dos elementos climáticos mais importantes a serem analisados na região tropical, pois induz as características e comportamento de outros elementos, tais como temperatura, umidade relativa, ventos. É o parâmetro climático que melhor caracteriza a variabilidade climática da Amazônia (Marengo, 1992; Fisch, 1996).

Através do balanço de vapor d'água em toda a região Amazônica, Salati *et al.* (1979) mostraram que a precipitação na região é uma composição da quantidade de água evaporada localmente e de uma contribuição da umidade transportada do oceano Atlântico Tropical (AT) através dos ventos alísios. Sendo assim, variações que possam ocorrer no AT e que afetam os ventos alísios são importantes para entender parte da variabilidade da precipitação sobre essa região.

Fisch (1996) discorre que a região Amazônia possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, embora existam regiões em que anualmente precipite até 3500 mm/ano, como é o caso da fronteira entre Brasil, Venezuela e Colômbia, não existindo período de seca como a maioria das regiões Amazônicas. Estes valores elevados de precipitação, próximo à Cordilheira dos Andes, se devem à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios na região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na região costeira (no litoral do Pará ao Amapá), a precipitação também é alta e sem período de seca definido, devido à influência das linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçadas pela brisa marítima. O máximo da chuva na região central da Amazônia está associado com a penetração de sistemas frontais da região sul, interagindo e organizando a convecção local. O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região central da Amazônica é compreendido entre Novembro e Março, sendo que o período de seca é entre os meses de Maio e Setembro. Os meses de Abril e Outubro são meses de transição entre os regimes.

A distribuição espacial e temporal das chuvas na Amazônia (Figura 1) foi detalhadamente estudada por Figueroa e Nobre (1990). Para o trimestre de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) o padrão espacial das chuvas apresenta uma região com alto valor de precipitação (superior a 900

mm) situada na parte oeste e central da Amazônia, em conexão com a posição geográfica da Alta da Bolívia. Por outro lado, no trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA), o centro de máxima precipitação desloca-se para o norte e situa-se sobre a América Central. Nesse período, a região Amazônica, principalmente na parte central, está sobre o domínio do ramo descendente da Célula de Hadley, induzindo um período seco bem definido.

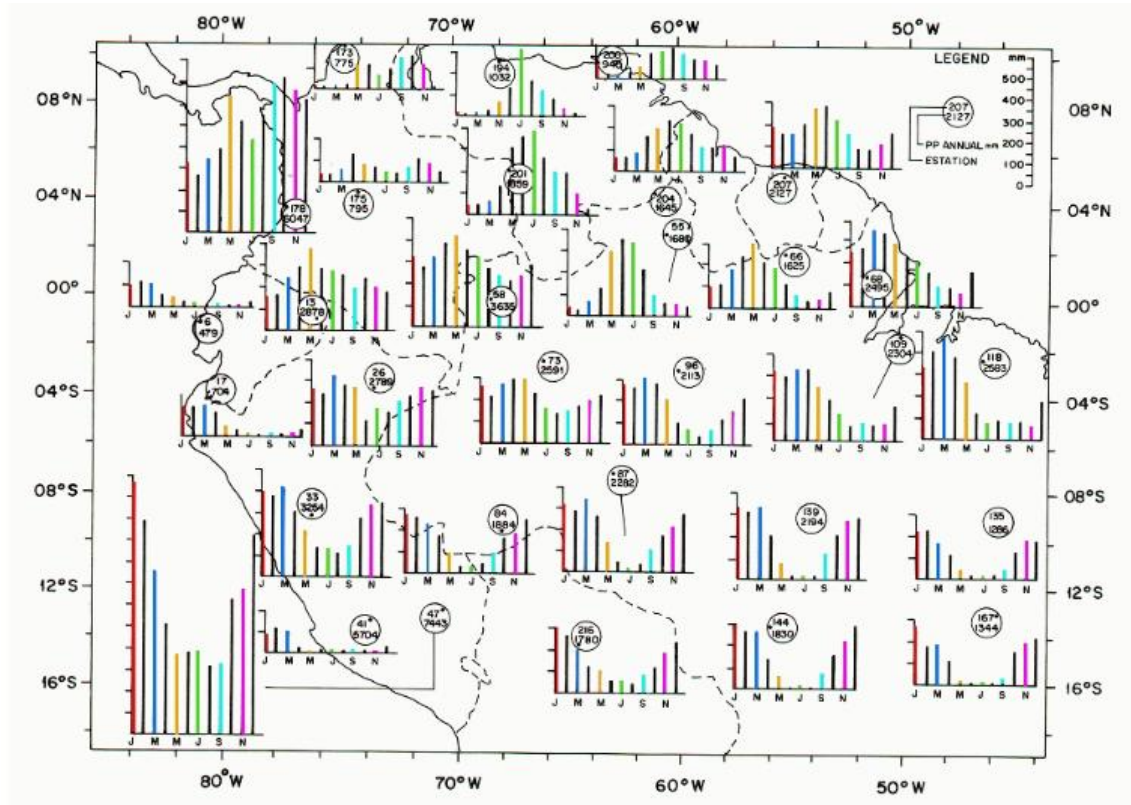


Figura 1.1- Distribuição espacial e temporal da precipitação da região Norte da América do Sul.
 FONTE: Figueroa e Nobre (1990).

No entanto, esse padrão médio de variabilidade espacial e temporal das chuvas sofre variações temporais em diversas escalas de tempo. Na bacia Amazônica a precipitação é sensível às variações sazonal, interanual e decadal da TSM (Fu *et al.*, 2001; Marengo, 2004). Estudos com enfoque na variabilidade interanual da precipitação tem associado essa variabilidade com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul ENOS (Kayano e Moura, 1986; Marengo, 1992, entre outros). Anomalias positivas (negativas) da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico

associadas com episódios El Niño (La Nina) produzem circulações anômalas de grande escala na atmosfera, gerando impactos significativos no clima da região do Atlântico e da América do Sul (Aceituno, 1988; Grimm *et al.*, 2000; Grimm, 2003, 2004).

Com intuito de avaliar o impacto do ENOS no balanço de água na Amazônia, Marengo *et al.* (1993) observaram que, durante anos de aquecimento das águas do Pacífico equatorial central, a ZCIT encontra-se anormalmente mais ao norte de sua posição sobre o oceano AT e os ventos alísios de nordeste - NE são enfraquecidos reduzindo o transporte de umidade para o interior da região Amazônica. Neste mesmo contexto, Marengo *et al.* (2006), observaram, para o período de 1979-2000, uma redução na precipitação, escoamento e na convergência de umidade em anos de El Niño, enquanto que valores acima da média são encontrados em períodos de La Niña.

Por outro lado, Jin-Ho e Zeng (2009) constataram que apenas uma fração da variabilidade da precipitação na Amazônia pode ser explicada pelo ENOS, e que esta relação é mais atuante somente durante a estação chuvosa. Os autores sugerem que a influência do Atlântico Tropical Norte (ATN) na variabilidade climática na região Amazônica pode ser comparável às mais conhecidos teleconexões com ENOS do oceano Pacífico, concordando com estudos anteriores que mostram que as variações de precipitação da Amazônia também estão relacionadas às TSM no AT (Liebmann e Marengo, 2001; Marengo *et al.*, 2008).

A circulação de Walker anômala é um mecanismo chave que liga as condições da TSM anormalmente quente do Pacífico com as condições de seca sobre a bacia Amazônica (Marengo e Hastenrath, 1993). Em relação ao Atlântico, Fu *et al.* (2001) mostraram, a partir de experimentos numéricos, que a TSM do AT exerce influência na precipitação na parte leste da Amazônia devido à variações na posição ZCIT, de maneira que o deslocamento anômalo da ZCIT associado à variações da TSM do oceano AT afetam a precipitação local em escalas de tempo interanual, como sugerido por Moura e Shukla (1981), porém, com foco no nordeste do Brasil. Em especial, para a Amazônia, Zeng *et al.* (2008) e Marengo *et al.* (2008b) mostraram que as anomalias de TSM sobre o ATN podem alterar a circulação de Hadley de modo que seu ramo ascendente (descendente) é deslocado para o oceano ATN (bacia Amazônica), eventualmente ocasionando em redução (aumento) dos fluxo de umidade em baixos níveis, refletindo na variabilidade de precipitação local.

Portanto, os padrões anômalos de precipitação, particularmente sobre a Amazônia podem

ser modulados por variações de TSM na região tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico, as quais se manifestam em escalas de tempo interanual e decadal. Ainda, relações entre o Pacífico e Atlântico têm sido apontadas em vários estudos anteriores.

Curtis e Hastenrath (1995), Enfield e Mayer (1997) e Giannini *et al.* (2000) mostraram que o ENOS contribui de forma significativa na variabilidade da TSM do AT e que grande parcela da variabilidade interanual na TSM do ATN pode ser explicada por um padrão de teleconexão associado ao ENOS. No entanto, Lee *et al.* (2008) mostraram que nem todos os eventos de ENOS podem garantir uma TSM do ATN mais aquecida que a média climatológica, evidenciando que a evolução temporal de um evento de ENOS é crucial para definir um aquecimento/resfriamento da TSM do ATN.

Além disso, Handoh *et al.* (2006a), investiga as relações entre a variabilidade na TSM no ATN e os eventos anômalos no Pacífico, e propõe que eventos de ENOS induzam anomalias de vento e fluxo de calor latente sobre o ATN, e que tais relações são explicadas por meio de um trem de onda extratropical com origem no Pacífico. Em relação ao ATS, Handoh *et al.* (2006b), apresentou que a relação entre ENOS e o Atlântico Tropical Sul (ATS) é mais significativa no verão no Hemisfério Sul, e que pode ser forçada por um trem de onda atmosférica com origem no Pacífico Tropical em decorrência de uma variação na circulação de Walker. Em contraste, eventos anômalos no ATS independente do ENOS ocorrem no inverno do HS e são caracterizados por um modo de variabilidade intrínseco ao AT.

Esses estudos indicam que o ENOS influencia tanto o ATN quanto o ATS. Porém, a influência do ENOS no Atlântico Equatorial é menos clara (Zebiak, 1993; Enfield e Mayer, 1997). No entanto, Keenlyside e Latif (2007) encontraram uma forte correlação negativa entre a TSM do Pacífico e anomalias de TSM no Atlântico Equatorial leste quando um evento Niño no Atlântico (Atlântico equatorial leste aquecido) está adiantado em aproximadamente seis meses do evento Niño no Pacífico. Segundo, Rodriguez-Fonseca *et al.* (2009) uma mudança na teleconexão entre Atlântico e Pacífico ocorreu nos últimos 60 anos, o que sugere que após esse período os eventos de ENOS no Pacífico são precedidos por eventos de sinal oposto no Atlântico Equatorial.

Uma indicação para essa influência foi mostrada por Wang (2006) e Wang *et al.* (2009). Esses trabalhos apresentaram que a variabilidade da TSM do AT pode afetar o clima nas bacias tropicais do oceano Pacífico e do oceano Índico, por meio de uma teleconexão atmosférica

associada á circulação no AT. Embora o El Niño no Pacífico não esteja correlacionado com o Niño do Atlântico, eventos anômalos nos referidos oceanos equatoriais podem explicar as anomalias do vento zonal sobre a América do Sul. As anomalias do vento zonal atuam como uma ponte que liga as duas bacias do oceano, e reforçam por sua vez a relação entre as TSM das bacias, a circulação atmosférica e os processos oceânicos. Desta forma, uma relação parece existir entre a variabilidade do clima dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais e o sistema atmosférico, em que o resultado desta interação é acoplado ao vento atmosférico subjacente.

Shukla (1998) propõe que na atmosfera tropical os padrões de ventos e precipitação na são determinados pela TSM, evidenciando uma característica sobre a região dos trópicos de não dependência das condições iniciais da atmosfera no contexto da variabilidade climática dessas regiões, de forma que é possível prever a circulação e a precipitação nos trópicos em grande escala mediante os padrões TSM dos oceanos.

Nesse mesmo contexto, Dereczynski e Nobre (2007) apresentaram que a maioria dos modelos de circulação geral (MCGs), indica que a previsibilidade atmosférica é mais elevada na região tropical do que no restante do globo, uma vez que a circulação média e a sua variabilidade sazonal e interanual são fortemente influenciadas pelas células de Hadley e Walker, cujas flutuações são afetadas pelas lentas variações da TSM.

Com base no que foi exposto, a hipótese apresentada é que as variações da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico modulam a variabilidade interanual de precipitação sobre a Amazônia. No entanto, como as condições anômalas de TSM associada ao gradiente interbacias Pacífico e Atlântico equatorial afetam a variabilidade climática sobre a região norte da América do Sul, precisa ser melhor investigada.

Assim, por meio de simulações numéricas, utilizando o Modelo de Circulação Global da Atmosfera (MCGA/MPI-CPTEC/INPE), busca-se avaliar como a pré-condição (quente ou frio) do Atlântico Equatorial durante o desenvolvimento dos eventos do Pacífico pode influenciar a resposta atmosférica associada ao ENOS e com isso os efeitos na precipitação da região Amazônica. Neste sentido, são examinados os mecanismos atmosféricos associados a estes impactos remotos, e desta forma, avaliada a capacidade do modelo em representar os processos atmosféricos dessa teleconexão.

1.2- Objetivo

Utilizando o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera – MCGA, o objetivo geral do trabalho é avaliar o impacto dos eventos ENOS, que se desenvolvem após uma condição quente/fria do Atlântico Equatorial, na precipitação da Amazônia, em contraste com os eventos ENOS que se desenvolvem durante condições de normalidade no AT. Para isso, são considerados como condição de contorno para as simulações numéricas, os padrões de evolução de ATSM Tropical (Pacífico e Atlântico) que representam o desenvolvimento dos eventos de ENOS.

Especificamente detêm a:

- i. Avaliar o impacto dos eventos EL Niño (La Niña), que se desenvolvem após uma condição fria (quente) no Atlântico equatorial, na precipitação da Amazônia, fazendo-se uso de simulações numéricas utilizando um MCGA;
- ii. Avaliar o impacto dos eventos EL Niño (La Niña), que se desenvolvem durante condições de normalidade no Atlântico equatorial, na precipitação da Amazônia, fazendo-se uso de simulações numéricas utilizando um MCGA
- iii. Analisar os mecanismos físicos de grande escala apresentados nos cenários atmosféricos em resposta às forçantes oceânicas simulados pelo MCGA

Com esse estudo espera-se fornecer importantes subsídios para monitoramento climático da região Amazônica, principalmente no que se refere a pré-condição no Atlântico Equatorial durante o desenvolvimento do ENOS.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Oceano: Energia para a atmosfera

Em uma revisão sobre os principais padrões de variabilidade da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico, Kayano *et al.* (2005), descrevem o quanto os oceanos desempenham um papel significativo na modulação da variabilidade climática, através dos processos dinâmicos e termodinâmicos envolvidos na complexa interação entre o oceano e a atmosfera. Isto ocorre essencialmente por meio do balanço de energia global no sistema Terra-atmosfera. Parte da energia solar absorvida pelo oceano (32%) retorna para a atmosfera por processos de transmissão de calor como radiação, condução e por evaporação. Termodinamicamente, o oceano e a atmosfera estão acoplados devido ao processo de evaporação, de modo que à medida que o oceano resfria a atmosfera recebe a energia correspondente convertida em fluxo de calor latente. Neste contexto, o oceano funciona como uma fonte de energia para a atmosfera. Em se tratando dos oceanos tropicais, por receberem uma maior quantidade de energia solar, contribuem para a distribuição de energia para o restante do globo através da circulação geral da atmosférica ou oceânica. Como consequência das interações oceano-atmosfera que ocorrem durante a manifestação de episódios anômalos, pode ocorrer mudanças na circulação geral da atmosfera e, conseqüentemente, adversidades climáticas (secas, enchentes, altas temperaturas, etc.) em diversas regiões do globo.

2.2 A Variabilidade no Oceano Pacífico Tropical

O Oceano Pacífico Tropical é dominado por um único modo de variabilidade climática na escala de tempo interanual, estando este modo relacionado com o acoplamento entre o oceano e a atmosfera. A componente oceânica desse modo de variabilidade caracteriza-se pela ocorrência da TSM no Pacífico equatorial central leste anormalmente positiva (negativa) e em uma das fases, definida como El Niño, (e em fase oposta, definida como La Niña). Esse padrão de variabilidade

no oceano está dinamicamente relacionado à Oscilação Sul, que se manifesta como uma gangorra barométrica entre centros de ação na Indonésia e no pacífico Sudeste, (Rasmusson e Carpenter, 1982), de maneira que, um forte (fraco) gradiente horizontal de pressão entre o Pacífico Leste e Oeste está associado ao fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos equatoriais de leste, e também ao aumento (diminuição) da ressurgência no Pacífico Leste, acentuando (atenuando) o gradiente de TSM entre o lado leste e oeste do Pacífico (Bjerknes, 1969).

A interação entre o comportamento de anomalias de TSM no Pacífico Tropical com as mudanças na circulação atmosférica associadas a este aquecimento constitui o fenômeno de interação oceano-atmosfera definido na literatura como ENOS (El Niño - Oscilação Sul).

Os padrões de circulação anômalos referentes ao fenômeno El Niño estão associados às modificações na circulação atmosférica de grande escala zonal (Célula de Walker) e também na Célula de Hadley (circulação atmosférica meridional). Os padrões anômalos da circulação referentes ao episódio quente estão associados a um deslocamento para leste da circulação de Walker. O movimento ascendente localiza-se no Pacífico Equatorial Central e leste devido à forte convecção estabelecida pelo aquecimento das águas, e o movimento descendente em outras regiões incluindo o nordeste do Brasil. O fortalecimento do jato ocorre devido ao aquecimento na região do Pacífico Equatorial, que provoca um aumento do gradiente de temperatura norte-sul e também um transporte de momento em altos níveis da região de calor latente tropical, para os ventos de oeste (Bjerknes, 1969). Com isso, o padrão normal da precipitação sobre o cinturão tropical é modificado. Verifica-se que, durante o período de inverno no Hemisfério Norte (HN) e verão no Hemisfério Sul (HS) (meses de dezembro-janeiro-fevereiro), há manifestação de precipitações abaixo da normal climatológica sobre as regiões localizadas no norte da Austrália, Indonésia e ilhas no Pacífico oeste, e também no sudeste da África e norte do Nordeste brasileiro. Por outro lado, sobre as regiões situadas no Pacífico centro-leste, costa oeste da América do Sul (principalmente no Peru e Equador) e nas latitudes subtropicais da América do Norte e América do Sul (Sul e Sudeste do Brasil até o centro da Argentina) experimentam precipitações acima do normal (Ropelewski e Halpert, 1987).

2.3 A variabilidade no Atlântico Tropical

Análises de TSM na região do AT mostram pelo menos cinco modos de variabilidade (Kayano, *et al.* 2005). Modos de variabilidade separados no ATN e ATS, o modo equatorial, o modo gradiente inter-hemisférico de ATSM e o modo de dipolo meridional.

O modo meridional da variabilidade de TSM no AT caracterizado por um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico nos baixos níveis da troposfera sobre o AT envolve variações de TSM em ambos os hemisférios, em escalas de tempo sazonal, interanual e decadal. As ATSM são relacionadas a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e exercem considerável influência na precipitação do nordeste brasileiro e Sahel (Moura e Shukla, 1981; Folland *et al.*, 1986).

O modo equatorial caracteriza-se por anomalias de mesmo sinal por toda a bacia, e representa um aquecimento ou resfriamento das águas superficiais no Atlântico Equatorial (Zebiak, 1993; Merle, 1980). Os outros modos têm uma estrutura espacial definida por um gradiente meridional de anomalias de TSM (ATSM). Estudos observacionais e de modelagem mostram que esses modos explicam grande parte das variações interanuais e decadais, contudo, o modo equatorial é mais pronunciado em escalas de tempo interanual, enquanto o modo meridional predomina com características de variabilidade decadal.

O padrão equatorial definido por variações da TSM na região de ressurgência do Atlântico tropical, denominado Niño Atlântico (Merle, 1980) caracterizado pela similaridade ao ENOS do Pacífico, é acompanhado por alterações nos ventos alísios no Atlântico Equatorial oeste, tal que, os alísios são mais fracos (fortes) que a média climatológica durante eventos quentes (frios). Embora a similaridade com o ENOS tenha sido reconhecida desde a década de 80 (Merle, 1980), significativas diferenças existem. As principais diferenças em relação ao ENOS estão associadas à variabilidade significativamente mais fraca, e a duração mais curta (3 meses) de um evento quente/frio (Zebiak, 1993). No entanto, este modo de variabilidade é associado com significativos impactos sobre os continentes (Wagner e da Silva, 1994; Carton e Huang, 1994) e, portanto, de grande interesse no contexto de previsibilidade climática nos trópicos.

2.4 Relações entre ENOS e Atlântico Tropical

Durante as últimas décadas a maioria dos estudos tem considerado que o ENOS afeta a variabilidade de TSM dos oceanos AT e Índico através de padrões de teleconexões atmosféricas. Recentemente, alguns estudos têm sugerido um caminho inverso, enfatizando que os padrões de teleconexões com origem no oceano AT afetam os padrões de variabilidade nos oceanos Índico e Pacífico Tropicais (Wang, 2006; Wang *et al.*, 2009). Chang *et al.* (2006), apresentaram o impacto remoto do ENSO sobre a variabilidade do clima no oceano AT propondo que a fraca relação é resultado da interferência destrutiva entre processos atmosféricos e oceânicos em resposta ao El Niño. Desta forma o efeito do ENOS no Atlântico Tropical Norte (ATN) é dependente além da resposta atmosférica que propaga esse sinal, como também da interação dinâmica oceano-atmosfera no Atlântico equatorial que atua contrariamente à esta resposta.

Mudanças na teleconexão Atlântico-Pacífico vêm sendo apresentadas através de evidências observacionais para os últimos 60 anos. Rodriguez-Fonseca *et al.* (2009), apresentam tais evidências propondo que após esse período, os eventos de ENOS no Pacífico são precedidos por eventos de sinal oposto no Atlântico. O mecanismo proposto é que durante o evento de anomalia positiva (negativa) no Atlântico, intensifique uma circulação de Walker ocasionando movimentos ascendentes (subsidentes) sobre o atlântico e subsidentes (ascendente) sobre o Pacífico central, esse mecanismo favorece processos oceânicos no pacífico equatorial relacionado à termoclina, que por sua vez apresentando-se mais rasa (profunda) que a média climatológica, contribui para que a região do Pacífico equatorial se torne ainda mais fria (quente), intensificando a La Niña (o El Niño) pré-existente.

Em outro estudo, Giannini *et al.* (2004) sugeriram que condições anômalas de TSM no AT durante o estágio de desenvolvimento dos extremos de ENSO forcem condições para o desenvolvimento das teleconexões relacionadas ao ENSO. Para anos concordantes (El Niño/La Niña com gradiente de ATSMs para norte/sul), ou seja, quando os mesmo sinais de anomalias TSM prevalecem no leste do Pacífico equatorial e no ATN, a variabilidade do AT reforça a resposta ENOS. Em anos discordantes (El Niño/La Niña com gradiente de ATSMs para sul/norte), ou seja, quando sinais opostos de anomalias TSM prevalecem no leste do Pacífico equatorial e no ATN a variabilidade do AT age no sentido contrário, limitando ou até mesmo invertendo o sinal ENOS. Resultados similares foram mostrados por Kayano e Andreoli (2006) e

Kayano *et al.* (2009). No entanto, como esses modos de variabilidade são conectados às variações climáticas locais vem sendo foco de vários estudos.

O gradiente interbacias, proposto por Wang (2006) como uma característica negligenciada do clima tropical, estabelece uma resposta atmosférica das condições de aquecimento (resfriamento) sobre o AT atuando no resfriamento (aquecimento) sobre o Pacífico Tropical, que por condições de acoplamento às anomalias de ventos e ao gradiente interbacias sobre o continente adjacente, possibilite um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera, desta forma, seria possível avaliar em última análise, o potencial desse mecanismo em modular a variabilidade climática de regiões equatoriais.

2.5 O gradiente interbacias e seus impactos do clima dos Trópicos

No contexto de variabilidade climática sobre a América do Sul, embora a correlação entre a precipitação na América do Sul tropical e a TSM, sobre o Pacífico e Atlântico, tenha sido documentada desde o século XX, o impacto de cada oceano sobre a intensidade da estação chuvosa sobre os trópicos da América do Sul e os mecanismos subjacentes permaneceram obscuros. Em seus experimentos numéricos Fu *et al.* (2001), sugeriram que a sazonalidade da TSM no Pacífico tropical e Atlântico tem uma influência importante na precipitação na Amazônia oriental durante as estações do equinócio, induzido tanto pela consequência do atraso da ZCIT ao Hemisfério Sul como por propagação de ondas de Rossby oriundas do Pacífico, que contribui conjuntamente para a subsidência de um fluxo anticiclônico sobre Amazônia reduzindo a convergência de umidade em baixos níveis, inibindo a atividade convectiva nesta região. A sazonalidade da TSM no Pacífico tropical também tende a reduzir a precipitação na Amazônia Oriental durante a primavera e outono. Na primavera, a subsidência é reforçada não somente através de uma circulação zonal direta, mas também através da propagação de ondas de Rossby do Pacífico Sul extratropical para subtropical da América do Sul.

Ainda, Yoon e Zeng (2009), realizam um estudo baseado principalmente na análise diagnóstica de dados observacionais, e mostram que apenas uma fração da variabilidade da precipitação sobre a Amazônia pode ser explicada pelo ENOS. Em relação ao AT, os autores concluem que as anomalias de TSM na região do Atlântico tropical Norte (ATN) apresentam uma influência comparável à das anomalias de TSM do Pacífico, enquanto as anomalias de TSM do

Atlântico Tropical Sul (ATS) parecem ter impacto limitado. No entanto, análises sazonais demonstram que o ATS pode ter uma influência mais significativa na porção sul da bacia durante o início da estação seca, enquanto que o ATN apresenta forte influência sobre o sul da Amazônia durante a estação seca, quando o impacto do ENOS é menos significativo. O mecanismo responsável pela influência do ATS está associado a uma anomalia na circulação de Hadley local sobre esta região (Xie e Carton, 2004). No entanto, os autores sugerem que o mecanismo físico responsável pela relação do AT e a precipitação na Amazônia esteja associado à circulação Hadley anômala, de maneira que, um aquecimento (resfriamento) do ATN provoca movimentos subsidentes (ascendentes) para a bacia amazônica, resultando em redução (aumento) da convergência do fluxo de umidade e precipitação abaixo (acima) da média climatológica. Os autores sugerem que mais pesquisas nesta direção utilizando modelos de circulação geral da atmosfera forçados pela TSM observada (por exemplo, Pezzi e Cavalcanti, 2001) ou modelos acoplados oceano-atmosfera, confirmariam a ligação Amazônia-Atlântico, bem como sua interação com a TSM do Pacífico.

Por outro lado, Kayano *et al.* (2010), analisaram aspectos evolutivos das anomalias de TSM relacionadas ao ENOS que ocorreram após eventos quentes/frios no Atlântico Equatorial e aqueles que ocorrem independentemente das condições do Atlântico Equatorial. Seus resultados mostram diferentes padrões de evolução da TSM e SLP, principalmente em relação às teleconexões associadas ao ENOS. Consistente com os resultados de Wang *et al.* (2009), seus resultados sugerem que o aquecimento/resfriamento anômalo dos dois oceanos equatoriais pode explicar um gradiente interbacias do Atlântico Tropical e a indução de anomalias do vento zonal sobre a superfície terrestre da América do Sul e outras regiões equatoriais. As anomalias do vento zonal atuam como uma ponte que liga as duas bacias do oceano, e reforçam, por sua vez, a relação entre as TSM das bacias, a circulação atmosférica e os processos oceânicos. Nesse mesmo contexto, Silva (2010) sugere que o estabelecimento e duração do gradiente de TSM interbacias são dependentes do período e da frequência analisada. Ainda, o autor sugere que o estabelecimento do gradiente pode ocorrer durante a fase inicial ou de decaimento de um evento ENOS, no entanto, a precipitação sobre a região norte da América do Sul é sensível à esse gradiente, independentemente se ele se forma durante a fase madura ou de decaimento do evento extremo no Pacífico.

2.6 A alta previsibilidade climática dos Trópicos

A atmosfera é geralmente considerada como exemplo de um sistema caótico que é dependente sensivelmente das condições iniciais. Shukla *et al.* (1998), propõem como uma propriedade fundamental da atmosfera tropical que sua circulação sazonal em grande escala e a precipitação é quase completamente determinada pelas condições de contorno da TSM. Isto fornece uma justificativa científica da possibilidade de prever em grande escala a circulação e a precipitação tropical, desde que sejam conhecidas as condições de temperatura dos oceanos tropicais. Desta forma padrões anômalos de precipitação, particularmente sobre a região tropical podem ser modulados por variações de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais, as quais se manifestam em escalas de tempo interanual e interdecadal.

Estudos de análises climatológicas global e regional, com o MCGA CPTEC/COLA, obtiveram êxito em simular as condições climáticas globais, principalmente sobre a América do Sul. Cavalcanti *et al.* (2002), compararam resultados de simulações numéricas com dados observados e com resultados de outros modelos e verificaram que o modelo é capaz de simular as principais características do clima global. As zonas de convergência no hemisfério Sul são simuladas razoavelmente bem, no entanto a precipitação é superestimada na parte sul e subestimada na parte norte deste sistema.

Com o intuito de analisar a variabilidade anual e interanual da precipitação regional produzida pelo modelo climático global CPTEC/COLA, Marengo *et al.* (2003) integraram o modelo na resolução T062L28 por 10 anos usando como condição de contorno anomalias de TSM global observada no período de (1982-1991), e verificaram que em geral, o ciclo anual da precipitação é bem simulado para vários continentes, regiões oceânicas, nos trópicos e latitudes médias, propondo a alta previsibilidade como uma característica da região tropical.

Buscando evidências na influencia da pré-condição do AT no contexto de eventos de ENOS, procurou-se investigar nesse estudo, os efeitos do gradiente interbacias na precipitação e na circulação atmosférica de grande escala na região norte da América do Sul.

CAPÍTULO 3

Dados e Metodologia

3.1 – Dados

3.1.1- Análise observacional

- Os dados utilizados para definir os padrões dominantes de variabilidade de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico, consistem de campos globais mensais de TSM. São séries temporais reconstruídas segundo o método de Smith *et al.* (1998) em cada ponto de grade, com uma resolução espacial de 2° de latitude por 2° em longitude para o período de 1854 a 2008.
- Séries de precipitação mensais para áreas continentais da América do Sul, delimitada pela linha do equador e 20° S, 90W e 30W, correspondentes ao período de 1912-1999, em uma resolução horizontal de 2.5° em latitude por 3.75° em longitude foram selecionados a partir do “gu23wld0098.dat” (versão 1.0), que representa o conjunto de dados construídos e disponibilizados pelo Dr. Mike Hulme. Esses dados foram gerados a partir de séries históricas de precipitação medidos em estações de superfície, sendo melhores descritos por Hulme (1992, 1994) e também em Hulme *et al.* (1998). Foram selecionados pontos de grade com no mínimo 30 anos de observações. Valores maiores que 2000 mm e valores espúrios detectados por inspeções visuais, foram substituídos por valores indefinidos.

3.1.2- Estudo numérico - Inicialização do Modelo Climático

- *Condições de contorno:* Médias mensais da temperatura da superfície do mar (TSM), em escala global, numa grade de 2° de latitude por 2° de longitude, provenientes do Climate Prediction Center (CPC) / National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Tais dados são

gerados através da técnica “optimum interpolation” (OI - Reynolds e Smith, 1998).

- *Condições Iniciais da Atmosfera: Dados de Reanálise* diária do NCEP/NCAR: Campos globais de pressão atmosférica ao nível médio do mar (NMM), componentes zonal, meridional e vertical do vento, numa resolução espacial de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude, no horário de 12Z, fornecidos pela NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, EUA (Kalnay *et al.*, 1996).
- *Condições Iniciais da Superfície Continental*: A condição inicial de água no solo usada na integração de controle equivale à climatologia calculada por Willmott *et al.* (1985). Além da condição inicial de água no solo, são assumidas também temperatura da superfície do solo, umidade do solo, albedo da superfície e camada da neve.
- *Condições Iniciais de Precipitação*: Combinação de dados estimados por satélites e dados observados em estações de superfície – GPCP Global Precipitation Climatology Projectos.

3.2 - Metodologia

3.2.1- Estudo Observacional

No estudo observacional, foram selecionados os padrões de TSM tropical que configuram um gradiente interbacias entre os Oceanos Pacífico e Atlântico, e com intuito de verificar a resposta na precipitação da região de estudo, foram compostos as anomalias de precipitação observadas dos anos que configuram cada padrão selecionado.

3.2.1.1- Seleção dos Padrões Gradiente Interbacias

As anomalias mensais de TSM foram calculadas removendo-se o ciclo anual usando como base a climatologia mensal do período de 1900 a 2008. Em seguida a tendência linear de longo prazo foi excluída em cada ponto de grade. Os eventos ENOS são selecionados através do

índice da região do Niño-3, definida por Trenberth *et al.* (1997), definido como a média espacial das ATSM sobre a região delimitada por 4°N, 4°S, 150°W e 90°W. Valores do Niño-3 médios para DJF maiores que 0,9°C (menores que -0,7°C), identificam o ano que corresponde a dezembro como sendo o inicial (ano(0)) do evento quente ou frio do ENOS. O ano seguinte (ano(+1)) se refere à fase madura do evento. O limiar para os eventos frios é menor para refletir a assimetria na distribuição do Niño-3.

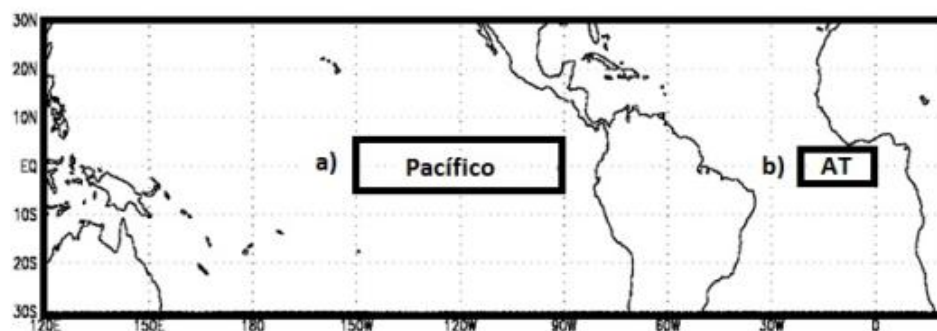


Figura 3.1- a) Área de abrangência do índice do Niño 3 (4°N-4°S, 150°W-90°W); b) Área de Abrangência do índice do Atlântico Tropical (4°N-4°S, 0-20°W).

O Índice mensal que representa as variações de TSM nos setor equatorial do AT, que representa a região do modo equatorial do Atlântico (MEA), é obtido calculando-se a média das ATSMs na região definida por Zebiak (1993) delimitada em 4°S, 4°N, 20°W, 0°W. Valores do MEA médios para JJA (ano(0)) e JJA (ano(+1)) maior (menor) que + (-)0.9 desvios padrão ($\sigma = 0,45^{\circ}\text{C}$) identificam os eventos MEA positivos (negativos) no AT. Na Figura 3.1 estão representadas as áreas selecionadas para definição dos índices do Pacífico e Atlântico. As séries temporais das anomalias de TSM que representam a variabilidade de TSM nas duas bacias oceânicas são apresentadas na Figura 3.2. Anos correspondentes aos eventos anômalo no Pacífico e AT, são listados na Tabela 3.1.

TABELA 3.1 - Eventos El Niño/La Niña no Oceano Pacífico. Eventos El Niño/La Niña precedidos por anomalias negativas/positivas no AT (ATLN_EL/ATLP_LA) e eventos El Niño/La Niña que ocorrem antes do resfriamento/aquecimento no AT (EL_ATLP /LA_ATLP).

	%	Anos Seleccionados
El Niño		1902/1904/1905/1911/1913/1914/1918/1925/1930/1940/1957/1963/1965/1968/1972/1982/1986/1991/1994/1997/2002.
La Niña		1903/1908/1909/1910/1916/1917/1922/1924/1933/1938/1942/1944/1949/1950/1954/1955/1967/1970/1971/1973/1975/1984/1988/1998/1999/2005.
ATLN_EL	33	1902/1904/1911/1914/1965/1982/1997.
ATLP_LA	23	1909/1924/1973/1984/1988/1999.
EL_ATLN	33	1905/1913/1918/1957/1963/1968/1991
LA_ATLP	26	1908/1916/1924/1933/1938/1967/1998.

Em uma análise mais refinada buscou-se separar dentre os eventos que ocorrem no Pacífico aqueles que estavam associados ao MEA, da seguinte maneira: 1) fase inicial do evento quente/frio no Pacífico associado ao evento frio/quente no MEA, ou seja, as anomalias no AT inferiores/superiores a 0,4°C ocorrendo no ano(0) de um evento ENOS. Estes eventos são definidos pelas siglas ATLN_EL e ATLP_LA e representam 33% e 23% dos eventos de El Niño/La Niña respectivamente. 2) fase madura do evento quente/frio no Pacífico precedendo um evento frio/quente no AT, ou seja, as anomalias no AT inferiores/superiores a 0,4°C ocorrendo no ano(+1) do Evento ENOS. Estes eventos são definidos pelas siglas EL_ATLN e LA_ATLP e representaram 33% e 26% dos eventos de El Niño/La Niña respectivamente. Assim , eventos ATLN_EL, ATLP_LA, EL_ATLN e LA_ATLP selecionados serão utilizados como condições de contorno para simulações climáticas.

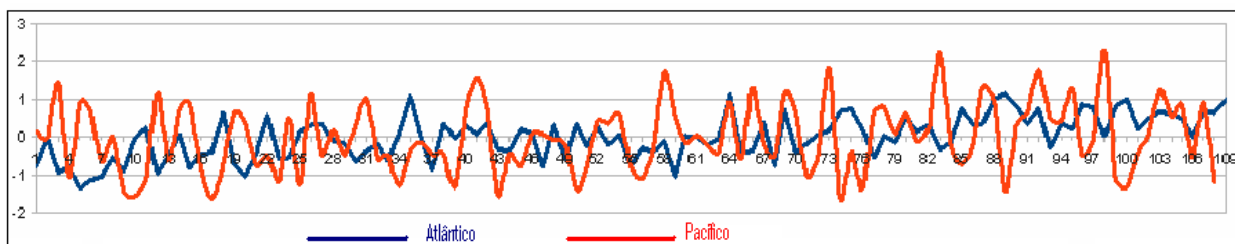


Figura 3.2- Série temporal das anomalias de TSM no Pacífico- Região do Niño 3 (4°N-4°S, 150°W-90°W) e Atlântico Tropical (4°N-4°S, 0-20°W) para o período de 1900 a 2008.

Em seguida, uma análise de composição foi utilizada para obter os campos espaciais mensais de anomalia de TSM para o período de 2 anos, e ilustram a evolução de um evento do Pacífico. O mês inicial do padrão de evolução corresponde ao mês de junho do ano (0) e o mês final correspondente ao mês de maio do ano (+2). Esta análise é feita para todos os casos que relacionam eventos do Pacífico e Atlântico listados na Tabela 1. Para obter a significância estatística desses campos aplicou-se o teste $-t$ de Student considerando o número de graus de liberdade como número de eventos selecionados. Maiores detalhes sobre o teste utilizado encontram-se no Apêndice B.

3.2.1.2- Anomalias de Precipitação Observada

Com intuito de avaliar diferenças nos impactos associados ao diferentes modos de evolução de ATSM tropical observada, foram compostas médias de anomalias de precipitação para os trimestres DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para os anos em destaque na Tabela 3.1.

Esta análise foi realizada para todos os padrões que relacionam gradiente interbacias entre os oceanos Pacífico e Atlântico. Para obter a significância estatística desses campos aplicou-se o teste $-t$ de Student considerando o número de graus de liberdade como número de eventos selecionados. Maiores detalhes sobre o teste utilizado encontram-se no Apêndice B.

3.2.2- Estudo Numérico

Para avaliar o impacto dos eventos ENOS na modulação da precipitação sobre a América do Sul Tropical, foi realizado um estudo numérico utilizando o modelo de circulação geral da Atmosfera (MCGA/CPTEC) com uma resolução horizontal T062L28. Detalhes da descrição desse modelo pode ser encontrada em Cavalcanti *et al.* (2002).

Inicialmente, o MCGA foi integrado utilizando como condição de contorno os padrões de TSM climatológica. Essa simulação foi denominada por simulação controle. Em seguida será apresentado o procedimento utilizado na definição das condições de contorno para a simulação e o conjunto de experimentos realizados.

3.2.2.1 Experimentos Numéricos

Nas simulações numéricas o MCGA foi integrado utilizando como condição de contorno os padrões de ATSM gerados segundo a metodologia descrita no estudo observacional e padrões de TSM climatológica (simulação controle). Para inicialização do modelo, utilizaram-se dados de reanálises do NCAR/NCEP das 12 UTH para os dias 01/05/2001; 02/05/2001; 03/05/2001; 04/05/2001; 05/05/2001; estabelecendo uma estratégia de análise estatística por conjunto, ou seja, “ensemble médio”. O conjunto de experimentos é apresentado na Tabela 3.2.

Os padrões de evolução ATSM obtidos ao longo de dois anos sobre as regiões do Pacífico e Atlântico Tropical especificados na Tabela 3.2 foram utilizados como condição de contorno para a simulação, da seguinte forma: inicialmente, os padrões de evolução de ATSM para o período de 2 anos são repetidos com intuito de compor uma série de ATSM persistentes por 6 anos de evolução. Em seguida, essa série de anomalias é sobreposta às condições climatológicas nestas regiões inclusive no restante do globo. Desta forma, o MCGA é integrado por um período de 6 anos para cada padrão observado. Os últimos dois anos de integração do modelo climático foram considerados como a condição de equilíbrio do MCGA às forçantes de TSM para cada experimento.

TABELA 3.2 – Conjunto dos experimentos Numéricos – Listando as condições evolutivas de TSM nas regiões Tropicais (Pacífico e Atlântico) e no restante do globo associado a cada padrão selecionado.

Simulação	Condições de TSM	
	Região Tropical (Pacífico e Atlântico)	Restante do Globo
Controle	Climatologia	Climatologia
ATLN_EL	Climatologia + padrão de evolução ATLN_EL	Climatologia
EL_ATLN	Climatologia + padrão de evolução EL_ATLN	Climatologia
ATLP_LA	Climatologia + padrão de evolução ATLP_LA	Climatologia
LA_ATLP	Climatologia + padrão de evolução LA_ATLP	Climatologia

O impacto das condições de contorno na circulação atmosférica e conseqüentemente na precipitação da Amazônia foram avaliados a partir das diferenças entre campos anômalos da circulação atmosférica e da precipitação associado a cada simulação em relação à simulação controle (climatológica), resultando em campos anômalos referentes a cada experimento e livres de erros sistemáticos apresentados pelo do modelo.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Serão apresentados os campos anômalos de TSM e anomalias de precipitação observada gerados pela composição dos anos selecionados como gradiente interbacias dos oceanos Pacífico e Atlântico durante eventos da fase positiva (negativa) do ENOS, seguidos pelos resultados das simulações numéricas que caracterizam a resposta atmosférica associadas as condições anômalas de TSM e seus impactos na precipitação sobre a AS são discutidos.

4.1) Fase positiva do ENOS

4.1.1) Análises Observacionais

A Figura 4.1 mostra os padrões de composição de anomalias de TSM associado ao desenvolvimento do gradiente interbacias, sendo a configuração de um evento frio no Atlântico equatorial ocorrendo na fase inicial de um evento de El Niño no Pacífico. Esses padrões mostram o fortalecimento de um evento El Niño com início em JJA (0). Nesse mesmo tempo, o gradiente interbacias de TSM estabelecido entre os oceanos Pacífico e Atlântico equatorial, atinge sua máxima intensificação. No entanto, anomalias negativas menos intensas persistem no Atlântico equatorial até DJF (+1) quando o El Niño atinge sua fase madura.

A partir de DJF (+1) o El Niño começa a enfraquecer, no entanto anomalias positivas de TSM próximas à costa oeste da AS, persistem até JJA (+1). No AT, o aquecimento no ATN, em resposta ao El Niño, como mostrado em estudos anteriores (por ex. Enfield e Mayer, 1997), não se estabelece por muito tempo. No ATS, anomalias negativas de TSM voltam a intensificar a partir de MAM (+1) e em JJA (+1) atingem a região equatorial. Nesse período o gradiente interbacias é novamente estabelecido.

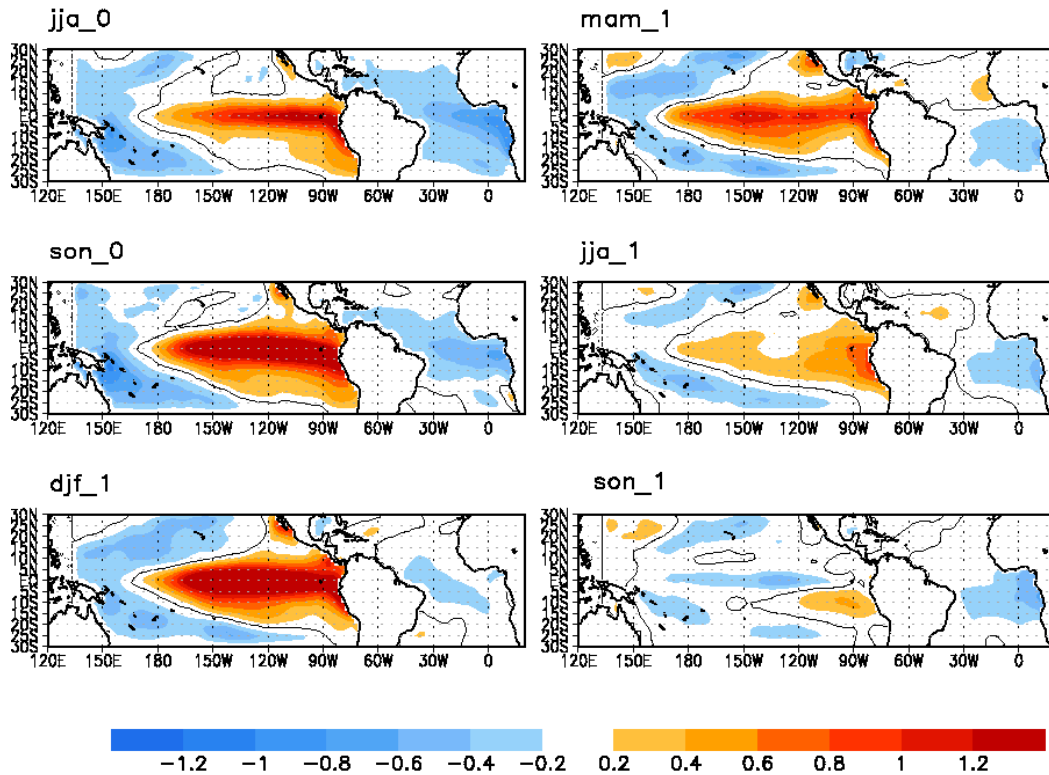


Figura 4.1 - Composições trimestrais de anomalias de TSM normalizadas para o período de JJA (0) a SON (+1) para eventos ATLN_EL. Sombreado na cor amarelo ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

O desenvolvimento do evento EL Niño, durante condições de normalidade no AT, em sua fase inicial é apresentado na Figura 4.2. Neste caso, o gradiente inter bacias somente é estabelecido durante a fase de decaimento do evento El Niño. O evento El Niño no Pacífico tem início a partir de maio (0) (figura não mostrada) e atinge máxima intensificação em DJF (+1). No AT, anomalias negativas de TSM no ATN e próximas a costa sudeste da América do Sul notadas em JJA (0) praticamente desaparecem a partir de SON (0). Por outro lado, anomalias positivas (negativas) de TSM surgem em resposta ao aquecimento do Pacífico em MAM (+1) concordando com estudos anteriores, como por exemplo, Enfield e Mayer (1997) que sugerem a formação de uma estrutura dipolar no padrão de TSM no AT, com anomalias positivas ao norte e negativas ao sul, ocorrendo durante o período de março a maio após um evento El Niño no Pacífico. O

estabelecimento de anomalias negativas no ATS favorece o estabelecimento do gradiente inter bacias a partir de JJA (+1).

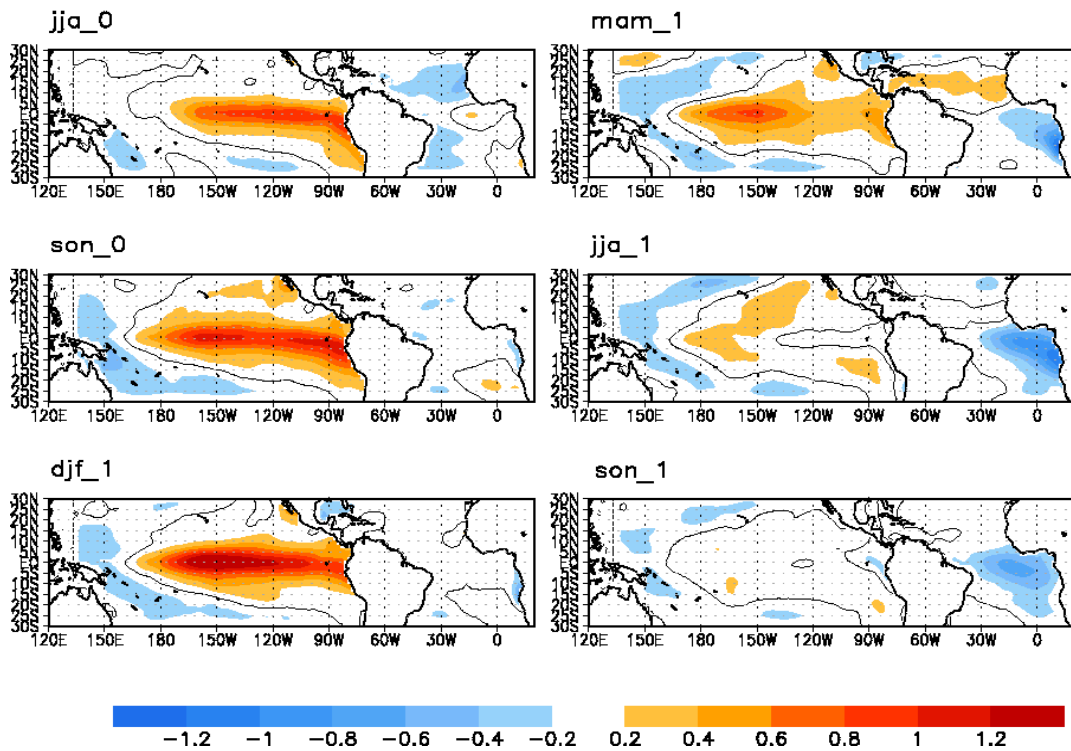


Figura 4.2- Idem Figura 4.1, exceto para o caso EL_ATLN.

Composições das anomalias de precipitação referentes aos eventos El Niño (Figuras 4.1 e 4.2) para aos trimestres DJF (0) e MAM (+1) e JJA (+1) são apresentados na Figura (4.3 a-f). Para eventos ATLN_EL, (Figura 4.3a) impactos negativos significativos são encontradas em DJF(0) nas regiões do nordeste do Brasil, na parte central da bacia Amazônica estendendo-se para leste e sobre as regiões da Venezuela, Guiana e Suriname. Anomalias negativas significativas também são notadas sobre o norte da Colômbia e sobre o sul do Peru. Anomalias positivas de precipitação são encontradas na costa oeste do Equador. Neste trimestre, o padrão de precipitação parece ser modulado por variações que ocorrem nos oceanos Pacífico e Atlântico equatorial. De fato, em DJF (+1) o gradiente interbacias formado pelo El Niño no Pacífico e evento frio no Atlântico Equatorial está bem configurado (Figura 4.1).

Para o trimestre de MAM (+1) (Figura 4.3b) anomalias negativas significativas ainda persistem desde o norte do nordeste até a região central da AS e entre a linha do equador e 18°S. Nesse período, o gradiente interbacias de TSM permanece configurado, no entanto, são observados sinais de anomalias positivas de TSM no ATN. Embora mais fraco, um gradiente interhemisférico no AT é estabelecido possivelmente associado ao aquecimento anômalo na região do Atlântico Norte em resposta do El Nino, como sugerido por Enfield e Mayer (1997). Neste caso, os padrões anômalos de precipitação parecem estar associados ao efeito combinado do gradiente interbacias e o modo inter-hemisférico no AT.

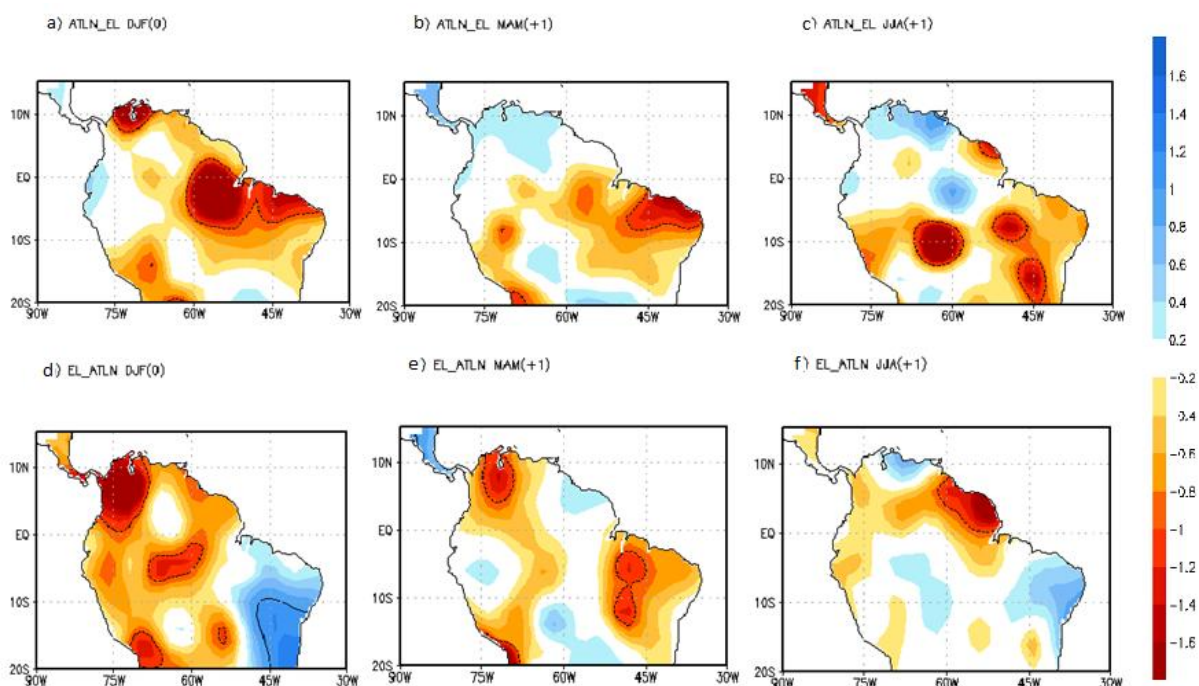


Figura 4.3- Composições de anomalias de precipitação normalizadas para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreados na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos). Medido em $\text{mm}/\text{dia}^{-1}$. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Para o trimestre JJA (+1) (Figura 4.3c) anomalias negativas significativas aparecem por toda a região sul da bacia Amazônica e nas regiões do sudeste e nordeste se estendendo até a

região costeira da AS. Essas anomalias podem estar associadas ao gradiente interbacias que persiste por toda evolução do padrão de anomalias ATLN_EL (Figura 4.2) afetando principalmente regiões centrais, nordeste, noroeste e sudeste da AS e intensificando a estação seca do sul da Amazônia. Nesse período ainda é observada uma anomalia positiva no extremo norte da América do Sul, acompanhado por outro centro positivo na porção leste da bacia.

Diferenças marcantes são apresentadas na composição da precipitação para o padrão EL_ATLN (Figura 4.2). Para o período de DJF (Figura 4.3 d) anomalias negativas significativas são apresentadas nas regiões da Venezuela e Colômbia, central e sul da Bacia Amazônica, desaparecendo totalmente o centro de anomalia positiva sobre o Equador observado para o mesmo trimestre para o caso ATLN_EL. Anomalias positivas de precipitação são observadas na região nordeste da América do Sul. Neste caso o padrão de precipitação parece ser modulado principalmente pelas ATSM que ocorrem na região do Pacífico associadas ao El Niño.

Para o período MAM (+1) (Figura 4.3 e), regiões com anomalias de precipitação negativas significativas coincidem com àquelas descritas para o caso ATLN_EL para DJF (0). Isso se deve ao fato que nesse período é estabelecido o gradiente interbacias na fase de decaimento do evento de El Niño. Por outro lado, um centro de anomalias positivas de TSM surge na região norte da AS. Essas anomalias positivas podem estar associadas ao aquecimento anômalo no Atlântico Norte em resposta ao El Niño. A configuração do gradiente inter bacias e do gradiente inter hemisférico contribue para reforçar as condições de seca sobre o leste da Amazônia. Consistente com esses resultados, Kayano *et al.* (2010) encontram redução de precipitação sobre a parte leste da Amazônia devido a ação do gradiente interbacias e Souza *et al.* (2000) notaram condições de escassez de precipitação sobre a parte central e norte da Amazônia devido ao efeito combinado do El Niño e o gradiente interhemisférico no AT definido por anomalias de TSM positivas (negativas) no ATN (ATS).

No trimestre JJA (+1), para o caso EL_ATLN, (Figura 4.3f), anomalias positivas de precipitação são notadas sobre a região do nordeste e central da América do Sul. No extremo nordeste da bacia Amazônica, entre o Equador e 10°N, são apresentadas anomalias negativas de precipitação bastante significativas. Este sinal se propaga zonalmente até o extremo noroeste da bacia formando um corredor zonal bastante seco e tornando a estação seca ainda mais intensa nestas regiões, possivelmente, ainda associado às anomalias ao gradiente inter hemisférico de TSM no AT, com anomalias negativas de TSM no Atlântico equatorial e ATS e anomalias

positivas não significativas no ATN. Este padrão anômalo de TSM no AT tem sido relacionado às variações interanuais na parte central e leste da bacia Amazônica através da modulação da posição e intensidade da ZCIT (por exemplo, Ronchail *et al.*, 2002). Desta forma, as condições secas na parte central e leste da bacia, durante o período de JJA, podem estar relacionadas às variações de TSM no AT.

Sumariando, essas análises mostram a importância das anomalias de TSM para definição dos padrões de variabilidade de precipitação na Amazônia. A análise numérica apresentada a seguir busca melhor entender os mecanismos físicos associados ao impacto da TSM na precipitação da AS através de análises de diversas variáveis meteorológicas tais como: PNM, circulação na baixa e na alta troposfera, velocidade potencial na alta troposfera e transporte de umidade para a AS. A metodologia utilizada para obter o transporte de umidade é apresentada no Apêndice H.

4.1.2) Análises Numéricas

As anomalias de precipitação sobre a América do Sul, simuladas nos experimentos ATLN_EL e EL_ATLN para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) são apresentadas nas Figuras (4.4 a-f).

Para o experimento ATLN_EL, com o gradiente bem configurado na fase inicial do evento de El Niño, (Figura 4.1), para os trimestres DJF (0) e MAM (+1) (Figura 4.4 a-b), são apresentados impactos típicos de episódios de El Niño. Anomalias negativas são encontradas nas regiões norte e leste da bacia Amazônica apresentando desde a costa nordeste um corredor seco bastante significativo, percorrendo toda a região costeira até norte da América do Sul, bem como o aumento (diminuição) da precipitação nas regiões do Equador e norte (sul) do Peru. Anomalia positiva significativa também é notada na região centro-sul da bacia Amazônica.

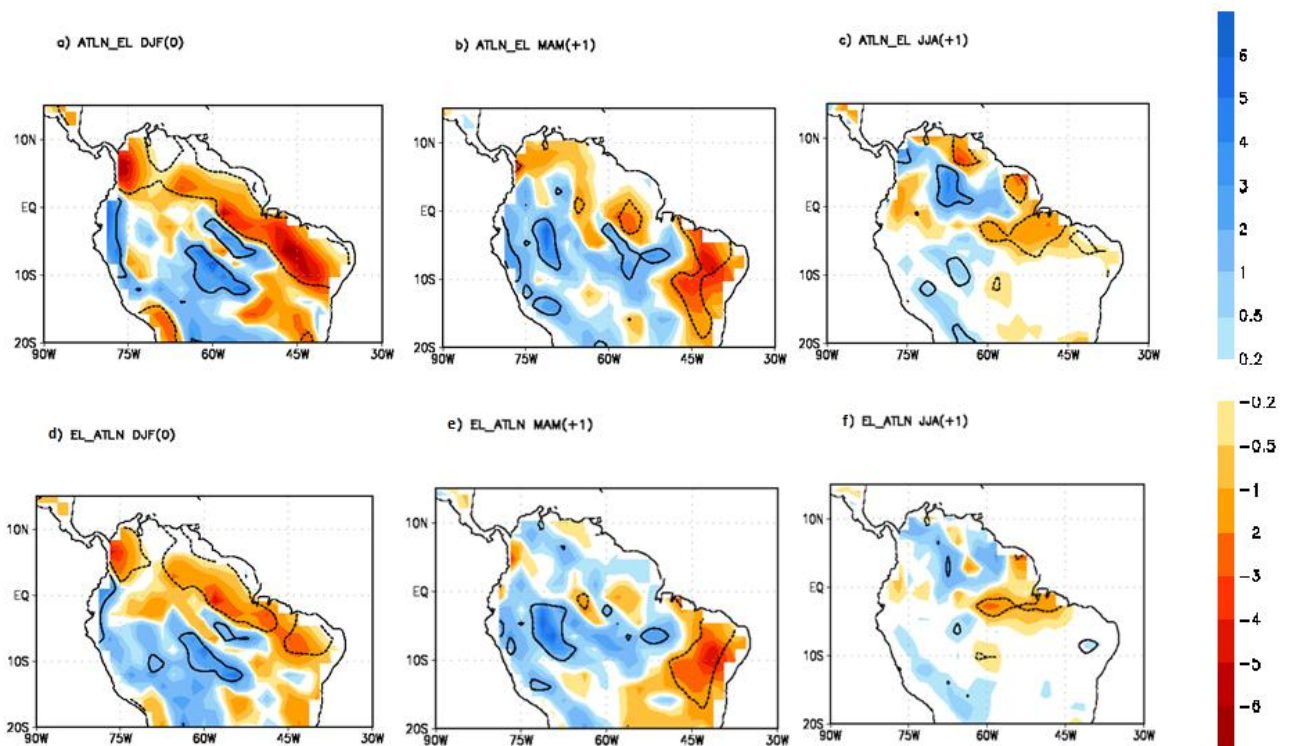


Figura 4.4- Anomalias de precipitação para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para os experimentos ATL_N_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em (mm/dia). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Para o trimestre JJA (+1) (Figura 4.4c) anomalias negativas (positivas) na costa oeste da América do Sul (norte do Amazonas), configuram um padrão de anomalia de precipitação inverso em relação ao trimestre anterior para estas regiões, possivelmente associado à presença de anomalias positivas de TSM próximas à costa oeste da AS, persistentes até JJA (+1) e ao aquecimento no ATN, em resposta ao El Niño (Figura 4.1), como mostrado em estudos anteriores (por ex. Enfield e Mayer, 1997).

Para o experimento EL_ATLN (Figura 4.4 d-f), no trimestre DJF (0) são apresentadas ligeiras semelhanças na variabilidade espacial e temporal dos campos em relação aos apresentados referente ao experimento anterior, variando apenas na intensidade do potencial de impactos mediante às forçantes oceânicas. Para MAM (+1), maiores diferenças no padrão de

precipitação aparecem sobre a região norte da América do Sul, onde os padrões de anomalias praticamente revertem o sinal de um experimento para outro. Nas outras regiões de estudo os padrões são muito similares em relação a distribuição espacial, no entanto, apresentam intensidades inferiores. Para JJA (+1) são apresentadas anomalias positivas de chuvas nas regiões nordeste da AS substituindo anomalias negativas significativas nessa região apresentadas no trimestre anterior.

Uma resposta interessante dada pelo MCGA para ambos os experimentos, é a apresentação de anomalias positivas significativas de precipitação na região centro-sul e oeste da bacia Amazônica para todos os períodos nessa fase do ENOS, indicando uma grande variabilidade espacial das chuvas sobre a Amazônia, consistente com trabalhos anteriores. Santos *et al* (2004), através de análises observacionais mostraram a grande variabilidade espacial dos sinais das anomalias de precipitação na região oeste da Amazônia durante eventos ENOS.

Como discutido nas análises observacionais, esses resultados sugerem que efeitos combinados do Pacífico e Atlântico na precipitação da AS podem fortalecer o efeito das variações relativas ao Pacífico, uma vez que as anomalias de precipitação são mais intensas quando consideramos o experimento ATLN_EL. Esses resultados concordam com resultados anteriores que sugerem que precipitação sobre a região norte da América do Sul parece ser modulada pelo gradiente interbacias formado pelo El Niño no Pacífico e evento frio no Atlântico Equatorial (Kayano *et al.*, 2010), ou pela combinação de um evento ENOS no Pacífico e o gradiente inter hemisférico no Atlântico (Souza *et al.*, 2000). Então, condições secas sobre a região norte da América do Sul são resultados de mudanças nas circulações leste-oeste e norte-sul, associadas aos padrões anômalos de TSM nos setores do Pacífico equatorial e Atlântico Tropical, as quais exibem para os experimentos uma subsidência anômala que atuam para reduzir a precipitação devido inibir a atividade convectiva sobre essa região.

Com intuito de verificar se as anomalias de precipitação na região de estudo geradas pelas simulações numéricas foram realmente resposta ao padrão de TSM proposto como condição de contorno, a mesma foi remontada e plotada evoluindo conjuntamente com o padrão trimestral de TSM associado para todas as simulações apresentados neste estudo. (Apêndice E)

Assim, o impacto direto das anomalias de TSM na atmosfera é examinado primeiramente via anomalias na circulação de Walker e Hadley. Estas são representadas pelos campos de anomalias de velocidade potencial em 200 hPa, Omega e perfil vertical das componentes zonal e

meridional do vento. Os campos anômalo de movimentos verticais estão em função dos níveis de pressão atmosférica para 4 seções longitudinais /latitudinais do globo. Estas seções são definidas de acordo com o estudo de Souza e Ambrizzi (2001) como aquelas que se comportam como regiões de influencias dos ramos ascendentes/subsidentes de células atmosféricas de grande escala durante eventos de ENOS. Na Figura (4.5) são apresentadas essas seções, sendo limitadas pelos seguintes latitudes e longitudes: SEC1, seção zonal, média latitudinal entre 5°N e 5°S de 180°W- 0° associada ao posicionamento da célula zonal Walker; SEC2, SEC3 e SEC4, representando a célula meridional configurada nas seções de 50°W a 35°W; de 65°W a 50°W e 80°W a 65°W, respectivamente.

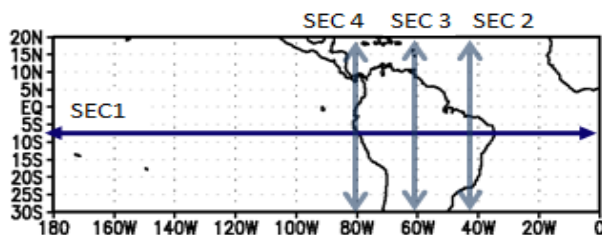


Figura 4.5 – SEC1: seções zonal delimitada pela média latitudinal entre 5°N e 5°S de 180°W a 0° representa o posicionamento da Circulação de Walker . As seções SEC2, SEC3 e SEC 4 representam o posicionamento da Circulação de Hadley, delimitada pelas seções meridionais médias nas longitudes de 50°W a 35°W; de 65°W a 50°W e de 80°W a 65°W e entre 30°S e 30°N, respectivamente.

Os campos anômalo de velocidade potencial em 200 hPa relacionados aos experimentos ATLN_EL e EL_ATLN, para os trimestres de DJF (0), MAM (+1) e JJA(+1) são apresentados na Figura 4.6. Para o trimestre DJF (0) (Figuras 4.6a e 4.6d) anomalias positivas bastante significativas são encontradas sobre a bacia oceânica do Pacífico, indicando divergência em altos níveis (ascendência), sendo estes escoamentos divergentes compensados pela convergência anômala em altos níveis (subsidência) sobre na bacia oceânica do Atlântico e sobre o continente da AS. No trimestre MAM (+1), (Figuras 4.6b e 4.6e) um padrão zonal com anomalias positivas na região do Pacífico e negativas sobre o Atlântico equatorial sul se mantém, enquanto que para o experimento EL_ATLN , é observada uma divergência (ascendência) em altos níveis no ATN e sobre o extremo norte da AS bastante significativa não notada para o experimento ATLN_EL. Em

JJA (+1) ainda é observado anomalias positivas associadas à divergência em altos níveis (ascendências) sob a região da costa oeste da AS para o experimento ATLN_EL (Figura 4.6 c). Para o experimento EL_ATLN anomalias não significativas são notadas por quase todo o domínio (Figura 4.6 f).

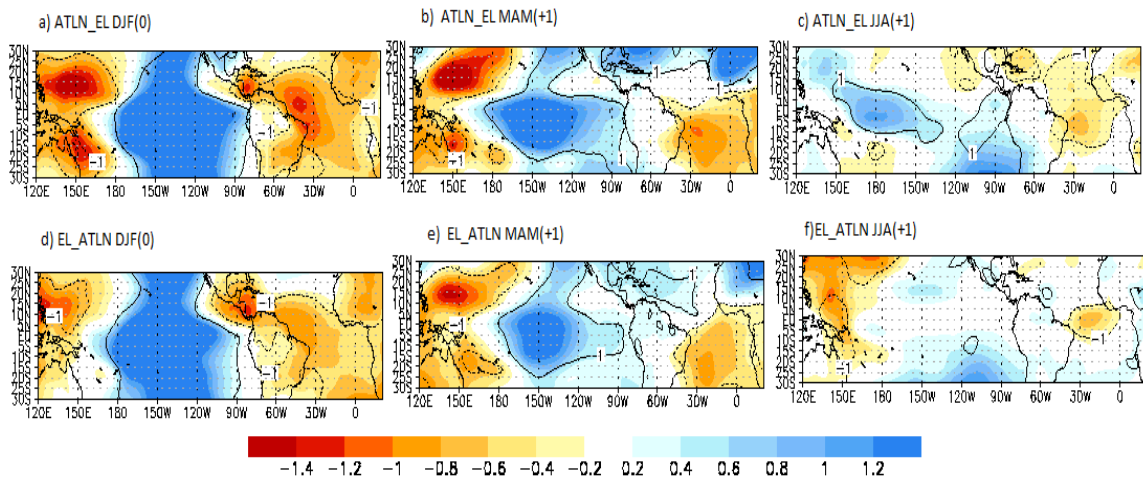


Figura 4.6 – Anomalias de velocidade potencial em 200 hPa para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em m^2/s (dividido por 10^6). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

De um modo geral esses campos apresentam consistência com as condições de TSM associadas a cada experimento, indicando por sua vez ascendência com origem na bacia quente (Pacífico) e subsidente sobre bacia fria (AT). Consistentemente, os campos anômalos de Omega (Figuras 4.7 a-f) reproduzem a circulação de Walker anômala, com movimentos ascendentes sobre a bacia do Pacífico e subsidência sobre a América do Sul e Atlântico. Nessas figuras são apresentadas campos anômalos de omega (sombreado) juntamente com os diagramas longitude versus altura das componentes zonal e vertical do vento, mediados sobre a latitude de $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$ (SEC1), conforme Figura 4.5.

Para o trimestre de DJF (0) e MAM (+1) para ambos os experimentos (Figura 4.7a-b e 4.7d-e), padrões similares aos encontrados durante eventos de EL Niño são observados, ou seja,

movimentos ascendente ocorrem por praticamente todo o Pacífico tropical enquanto os movimentos subsidente atuam sobre as regiões continentais da AS e AT, consistente com o estudos de Souza e Ambrizzi (2002) e Ambrizzi *et al.* (2004). No entanto, para o experimento ATLN_EL (figura 4.4a), o ramo ascendente abrange toda extensão longitudinal entre 180°W e 80°W enquanto o ramo subsidente atua entre 80°W e 20°W. Esse padrão é enfraquecido no experimento EL_ATLN sugerindo que esse enfraquecimento pode estar associado ao enfraquecimento das anomalias de precipitação em relação ao experimento ATLN_EL sobre as regiões afetadas.

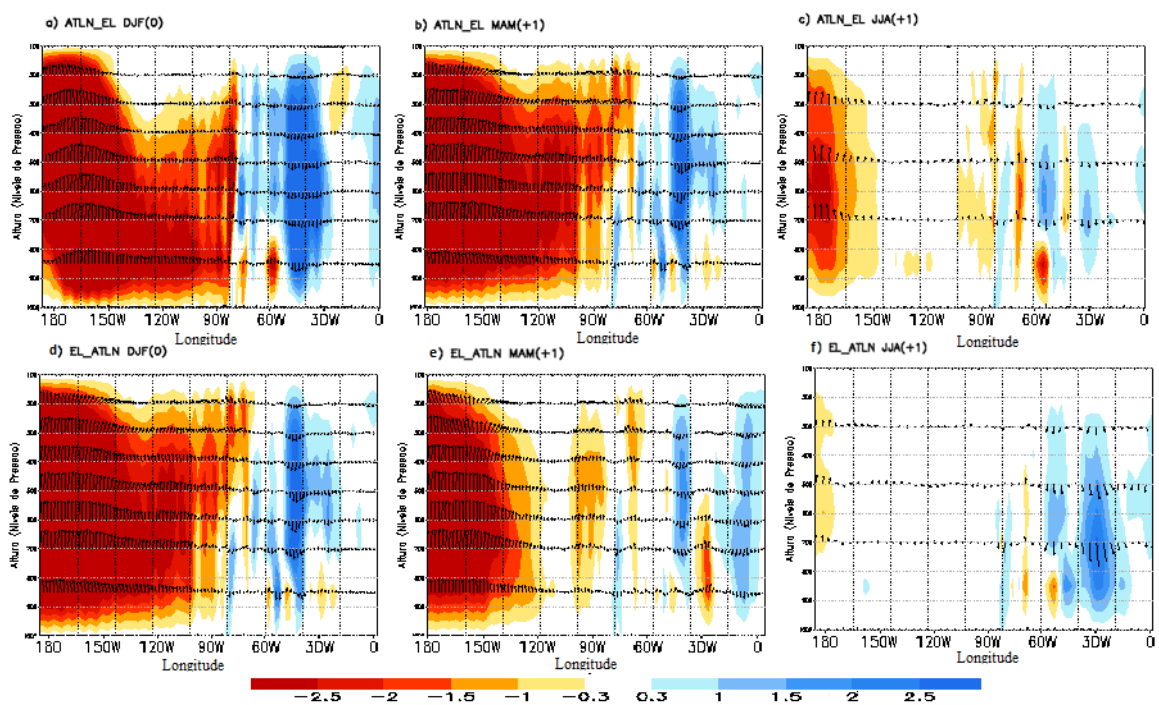


Figura 4.7- SEC 1- Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical.

Para o trimestre MAM (+1) para o experimento EL_ATLN, (Figura 4.7c) o ramo subsidente sobre a América do Sul é enfraquecido e uma região de subsidência estende-se por

todo o Atlântico, atuando na intensificação da “La Niña” do AT, conforme visto na Figura 4.2. Segundo Wang 2006 o mecanismo que relaciona as duas bacias está associada à circulação de Walker anômala, que atua como um reforço atmosférico sob a bacia oceânica fria (AT) em resposta a bacia oceânica quente (Pacífico). Esse padrão de subsidência sobre o AT, também é apresentado no trimestre seguinte para esse experimento JJA (+1), (Figura 4.7f), enquanto que para o experimento ATLN_EL, nesse período (Figura 4.7c), ainda é apresentado um ramo ascendente sobre a região do Pacífico entre 180°W e 40°W bastante intenso.

Estes resultados estão consistentes com estudos anteriores e mostram que o impacto da El Niño é favorável à ocorrência de condições secas em algumas regiões da Amazônia induzida devido à intensificação do ramo subsidente da célula de Walker sobre a troposfera equatorial da América do Sul (Souza *et al.*, 2005). Ainda, é possível observar diferenças na intensidade da célula de Walker anômala para o experimento ATLN_EL em relação ao experimento EL_ATLN possivelmente associado ao estabelecimento do gradiente interbacias. Esses resultados concordam com resultados anteriores de Souza e Ambrizzi (2002) e Ambrizzi *et al.* (2004) que observaram que consideráveis diferenças espaciais e temporais nos posicionamentos dos ramos da célula de Walker podem ocorrer em resposta a diferentes episódios de ENOS de mesma fase.

Nas figuras 4.8-4.10 (a-f), são apresentadas anomalias na posição de Hadley para os trimestres DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1). Nessas figuras são apresentadas campos anômalos de omega (sombreado) juntamente com os diagramas latitude versus altura das componentes meridional e vertical do vento, apresentados pelas seções SEC2, SEC3 e SEC4, conforme Figura 4.6.

Para a SEC2, no trimestre de DJF (0) para o experimento ATLN_EL (figura 4.8a), é notado um ramo subsidente bastante intenso convergindo em altos níveis sobre essa seção meridional entre 20°N e 15°S. Para o trimestre MAM (+1) (Figura 4.8b), esse ramo é deslocado mais para o hemisfério sul, posicionando-se entre a linha do equador e 20°S, que atua no sentido de inibir a atividade convectiva nessa seção durante esses dois trimestres.

Para o trimestre de JJA(+1) para o experimento ATLN_EL (figura 4.8c), o ramo subsidente permanece configurado desde a linha do equador a 10°S, inibindo a atividade convectiva nessa região e atuando para diminuir a precipitação como mostrado anteriormente nas figuras 4.4a-c. Assim, uma região bastante seca em praticamente toda a região nordeste da

América do Sul, é observada em decorrência do posicionamento anômalo da célula de Hadley nessa seção.

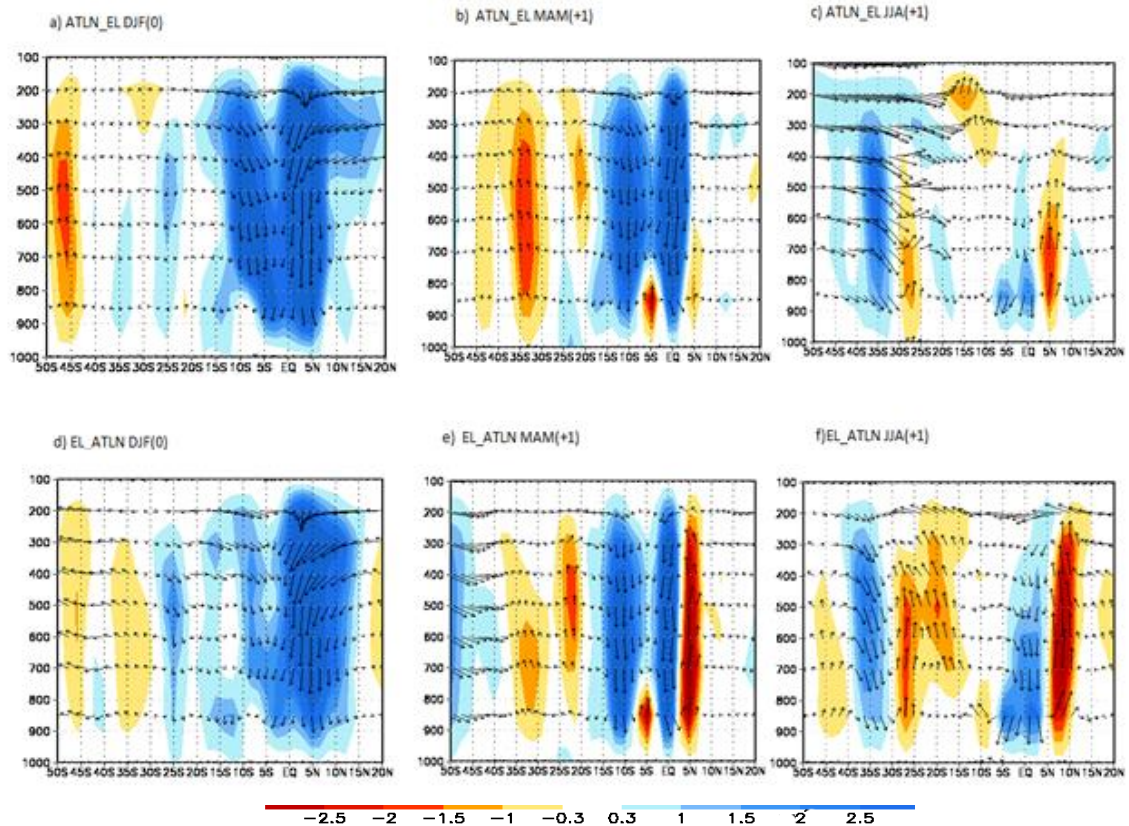


Figura 4.8- SEC2 - Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical

Similarmente, para o caso EL_ATLN (Figura 4.8d) é configurado um ramo subsidente convergindo em altos níveis sobre a SEC2, porém, posicionado ligeiramente mais ao norte em comparação ao experimento ATLN_EL apresentado na Figura (4.9^a). No trimestre MAM (+1) Figura (4.8e), o ramo subsidente ainda se encontra sobre a região de estudo, apresentando somente em 5°N, um ramo ascendente bastante intenso não observado para esse trimestre no

experimento ATLN_EL.

Para o trimestre de JJA (+1) para o experimento EL_ATLN (Figura 4.8f), um ramo ascendente é configurado desde 5°S a 30°S. Essa composição é coincidente com a fase madura do evento frio no AT (Figura 4.2), favorecendo uma mudança no sinal das anomalias de chuva para essa seção, (Figura 4.4f) devido a intensificação da atividade convectiva apresentada nesse trimestre na região nordeste da AS, vindo a atenuar a as anomalias negativas apresentados nesta regio no trimestre anterior (Figura 4.4e)

Variações no posicionamento da célula de Hadley para os dois experimentos também são apresentadas na SEC3.

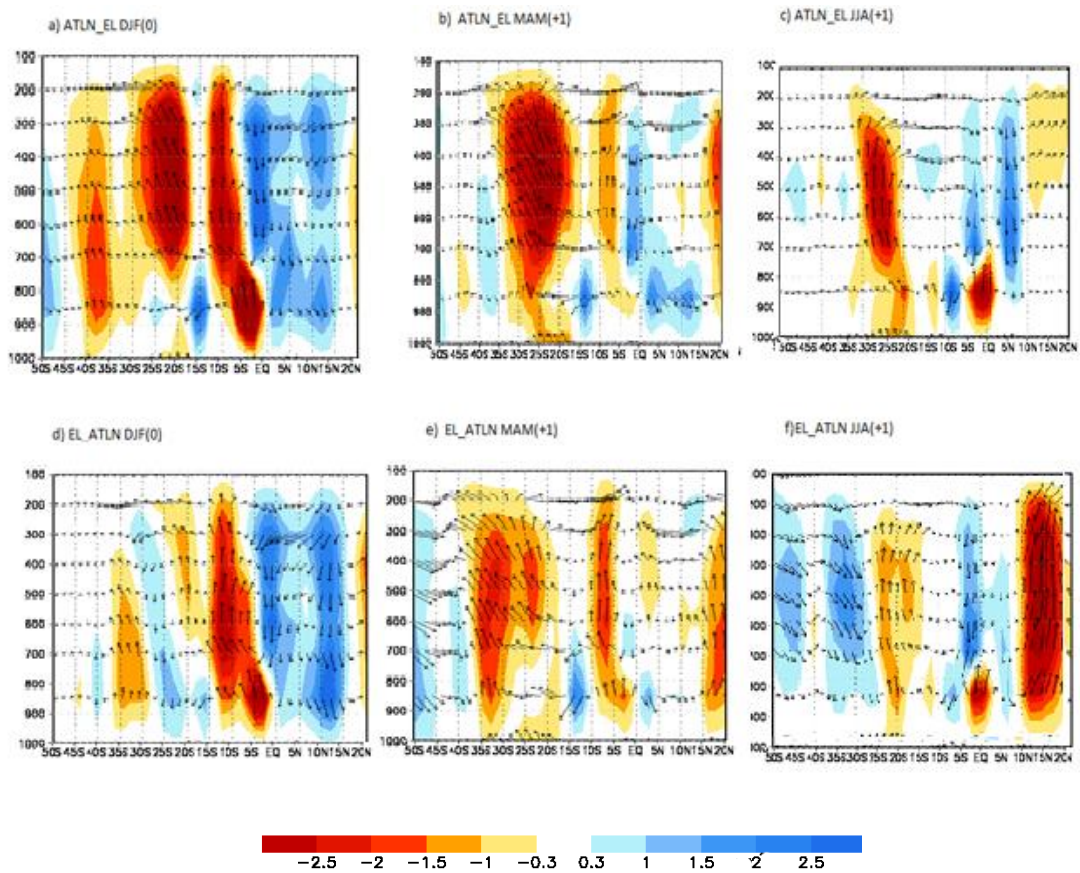


Figura 4.9- Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC3.

Nas Figuras (4.9a e 4.9d) são apresentados os posicionamentos anômalos da célula de Hadley para os trimestre DJF(0) para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN respectivamente, de modo que são observados, ramos anômalos ascendentes (subsidentes) em baixos (altos) níveis sobre a região central meridional da América do Sul, favorecendo sobre a região sul (norte) da bacia Amazônica uma intensificação (desintensificação) da atividade convectiva apresentada anteriormente nas Figuras (4.4a e 4.4d), compondo uma estrutura dipolar de anomalias sobre a bacia Amazônica nessa seção. Porém, é apresentado que em níveis médios da camada atmosférica ocorre um ligeiro deslocamento desses ramos, sendo forçados por movimentos subsidentes bastante intensos da Célula Hadley.

Para o trimestre MAM(+1), (Figuras 4.9b e 4.9e), são apresentadas ligeiras diferenças no posicionamento das anomalias entre os experimentos, de modo que para o experimento EL_ATLN um ramo ascendente atua nessa seção em quase os níveis da camada atmosférica, favorecendo o aumento da precipitação nesse período sobre quase toda a região norte da América do Sul, exceto na faixa entre 2°N e 2°S, onde um ramo subsidente menos intenso em baixos níveis é observado, o qual pode interferir na organização da atividade convectiva dessa região.

Para o experimento ATLN_EL no trimestre MAM(+1) (Figura 4.9b), uma estrutura similar àquela apresentada para o período de DJF (Figura 4.9b) é observada, porém, há uma desintensificação das anomalias.

Em JJA(+1), (Figuras 4.9c e 4.9f), não são apresentadas grandes diferenças nos sinais das anomalias sobre a região da AS entre 10°N a 20°S. Neste período é observado um ramo ascendente (subsidente) em baixos (altos) níveis entre 5°N e 5°S para os dois experimentos. Ainda, é notada uma intensificação do movimento ascendente nas regiões entre 10°N e 20°N, para o experimento EL_ATLN (Figura 4.9f) associada ao aquecimento do ATN em resposta ao evento quente no Pacífico (Figura 4.2), atuando nessa região um ramo ascendente bem definido em todos os níveis da camada atmosférica.

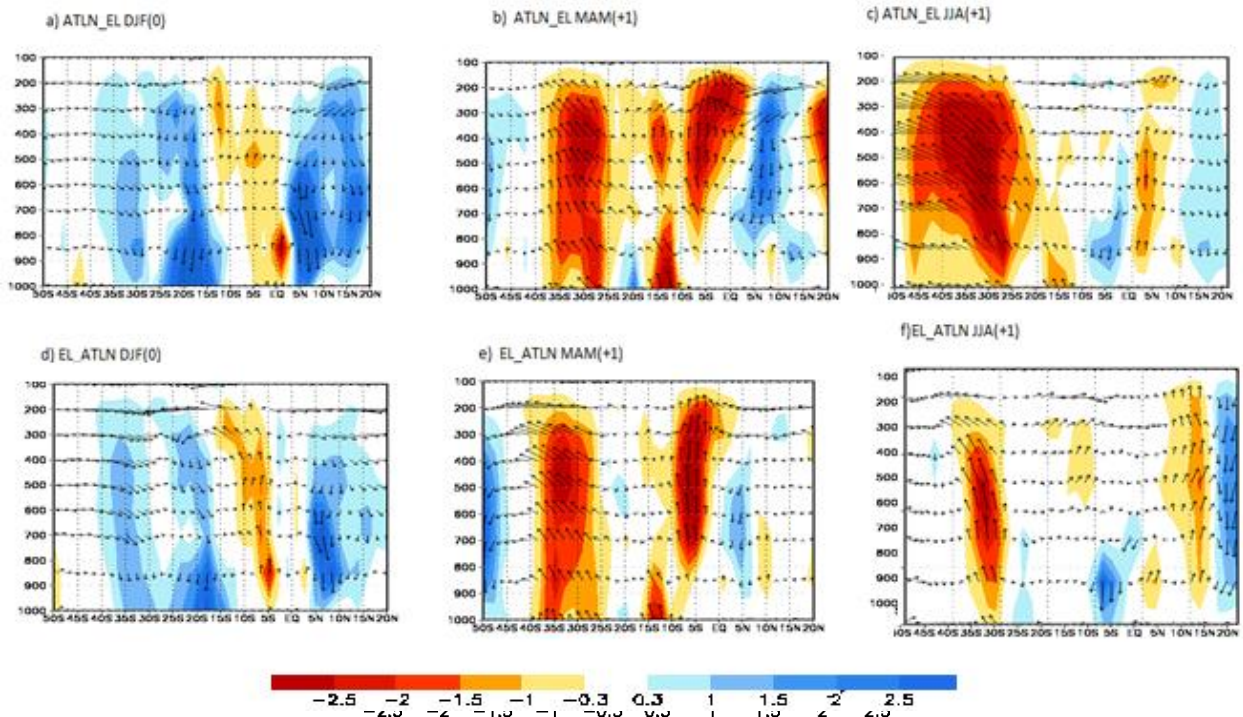


Figura 4.10- Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente meridional do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC4.

Para a SEC4, os resultados das simulações numéricas apresentaram padrões similares associados às variações no posicionamento da célula de Hadley para os dois experimentos (Figuras 4.10 a-b e 4.10 d-e). Pequenas variações na intensidade dos ramos ascendentes (descendentes) entre os experimentos para DJF(0) são observadas entre o equador e 10°S (3°N a 20°N) (Figura 4.10 a-d). Para MAM(+1) (Figura 4.10b-e), o ramo ascendente (subsidente) torna-se mais (menos) intenso e deslocando um pouco mais ao sul, sugerindo para ambos os casos que a atividade convectiva é fortalecida de um trimestre para outro, sugerindo a desintensificação de uma estrutura dipolar na precipitação no extremo oeste da região norte da América do Sul, que se manteve na SEC3.

Sumariando, esses resultados confirmam que o gradiente inter bacias do Pacífico e

Atlântico, e o padrão inter-hemisférico no AT (com anomalias positivas no ATN e negativas no ATS) tem um efeito concordante (seca) sobre a região através da circulação direta anômala de Walker e da circulação norte-sul, respectivamente. O efeito de diminuir as chuvas é devido ao ramo subsidente dessas circulações que impedem convecção tropical na Amazônia. Essas células de circulação zonal e meridional são conduzidas pelas ATSM no Pacífico tropical leste e Atlântico Tropical, com ascendência pros posta nas áreas com anomalias positivas de TSM.

Finalmente, aspectos da variabilidade da circulação horizontal responsável por parte do transporte de umidade para a região norte da América do Sul também foram analisados. Neste sentido, anomalias na circulação horizontal são apresentadas a fim de avaliar como as anomalias de PNM, a circulação anômala em 850 hPa, e na alta troposfera (200 hPa) e fluxo de umidade integrado na atmosfera (Figuras 4.11 a 4.14) para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN atuam para compor a resposta atmosférica mediante às forçantes oceânicas observadas.

Os campos de anomalias de PNM para os trimestres de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) referentes aos experimentos ATLN_EL e EL_ATLN são apresentados (Figura 4.11 a-f). Os padrões de anomalias de PNM revelam estruturas similares, variando basicamente a intensidade entre um experimento e outro. Para DJF (0), anomalias negativas de PNM bastante significativas são observadas sobre o oceano Pacífico central e leste e anomalias positivas abrangem o restante do domínio, com dois centros bem definidos, um sobre o Pacífico oeste e outro sobre os setores do Atlântico e África. As anomalias positivas de PNM no Atlântico equatorial contribuem para enfraquecer a ZCIT do Atlântico ou manter sua posição ao norte da posição climatológica, consistentes com os padrões anômalos de TSM sobre as bacias oceânicas (Figuras 4.1 e 4.2).

Em MAM (+1), para o experimento EL_ATLN, anomalias negativas de PNM estendem-se em direção a América do Sul de modo que no norte da América do Sul as anomalias mudam de sinal em MAM, e um centro de baixa pressão bastante significativo nesta mesma região é notado. Anomalias positivas permanecem sobre o Pacífico oeste e Atlântico equatorial e Sul. Em JJA (+1), os centros anômalos de alta e baixa pressão são enfraquecidos, no entanto, anomalias positivas (negativas) significativas se mantêm na região do Atlântico equatorial (Pacífico central e leste).

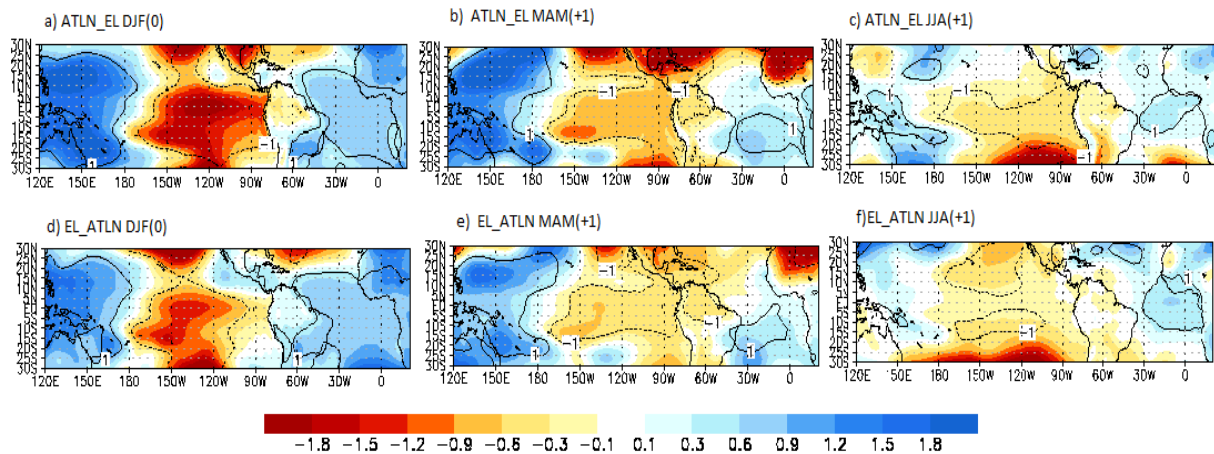


Figura 4.11 - Anomalias de PNM para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos hPa. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

De um modo geral esses campos apresentam consistência com as condições de TSM associadas a cada experimento, representando variabilidade temporal e espacial de acordo com a evolução dos padrões de TSM tropicais relacionados, respondendo, a configuração o gradiente interbacias associado a cada experimento. Ainda, definem o padrão de circulação sobre a região de estudo como discutido a seguir. No entanto, com intuito de apresentar consistências entre os padrões de anomalias de ventos em 850 hPa sobre o continente da AS e as anomalias de PNM geradas pela simulação numérica, encontram-se no Apêndice F os campos de ambas variáveis plotadas conjuntamente para todos as simulações realizadas neste estudo.

Nas Figuras 4.12 e 4.13 são apresentados as anomalias na circulação atmosférica em 850 e em 200 hPa para os experimentos ATLN_EL e EL_ATLN.

Para o experimento ATLN_EL no trimestre DJF (0) (Figura 4.12a), as anomalias na circulação em 850 hPa apresentam um escoamento mais zonal sobre o continente na região equatorial em relação ao experimento EL_ATLN (Figura 4.12d), que pode estar associado ao gradiente zonal de anomalias PNM mais intenso para o experimento ATLN_EL. (Figura 4.11a).

Um centro anticiclônico (cyclônico) é observado sobre o sul-sudeste da AS (ATS), para os dois experimentos neste trimestre.

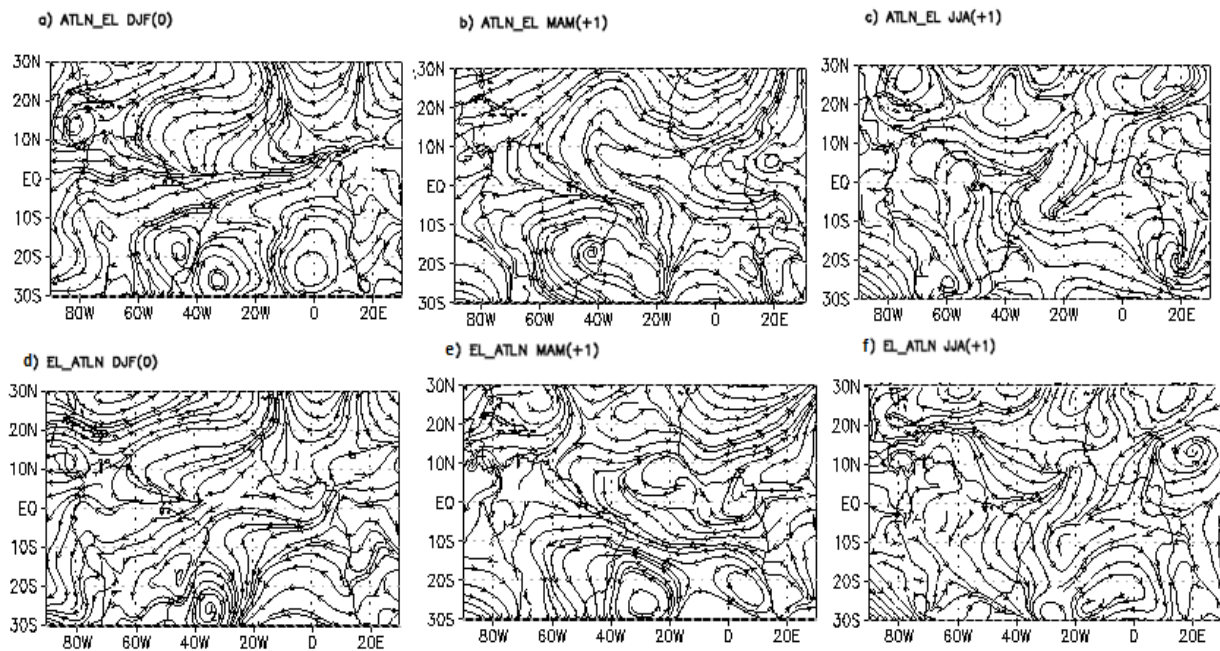


Figura 4.12 - Anomalias da velocidade do vento em 850 hPa para os períodos de DJF(0), MAM(+1) e JJA(+1) para os experimentos ATLNL_EL e EL_ATLNL.

No trimestre seguinte, para no experimento ATLNL_EL MAM(+1) (Figura 4.12b), o escoamento zonal proveniente do AT em direção da AS se enfraquece, e a circulação anticiclônica abrange a costa leste da AS sendo mantida pelos escoamentos do ATS. A intensificação da circulação anticiclônica também é notada para o experimento EL_ATLNL na Figura (4.12d). Ainda, é observado que esse centro anticiclônico sob o sudeste da AS é mais intenso no experimento ATLNL_EL (Figura 4.12b).

Por outro lado, para o experimento EL_ATLNL as anomalias de ventos zonais sobre a AS equatorial começam a se configurar neste segundo trimestre (Figura 4.12e) em decorrência do gradiente interbacias na fase de decaimento do evento de EL Niño (Figura 4.2), tornando os padrões de anomalia de ventos ligeiramente similares ao padrão apresentado no trimestre DJF(0) pelo experimento ATLNL_EL (Figura 4.10a). É apresentado que esse padrão zonal de anomalias de ventos sobre o continente é mantido tanto pelos escoamentos do ATS como por escoamentos

do AT, alimentando o anticiclone sob o sul-sudeste da AS, devido sobre a bacia do AT desenvolver-se um centro de alta pressão associado às condições de baixa temperatura apresentado na Figura 4.11e, favorecendo o fortalecimento dos escoamentos no sentido anticiclônico sobrejacentes ao continente da AS. Para ambos os experimentos no trimestre JJA(+1) (Figuras 4.12 c e 4.12 f) o padrão zonal de anomalias de ventos sobre a AS equatorial e a circulação anticiclônica sobre o sul-sudeste da AS se enfraquecem.

É possível verificar que para ambos experimentos os escoamentos sobre a região da ZACS são intensificados, favorecendo um fortalecimento da circulação em baixos níveis na região dos jatos em baixos níveis (JBN), porém é apresentada uma maior intensificação no trimestre DJF(0) e MAM(+1) para o experimento ATLN_EL, enquanto que uma maior intensificação da circulação em baixos níveis sobre a AS para o experimento EL_ATLN, é notada no trimestre MAM(+1), que coincide com o período de maturação do evento anômalo do AT. Esse resultado sugere que o AT pode atuar no sentido de intensificar a circulação em baixos níveis sobre a AS..

Em relação à circulação em altos níveis (Figura 4.13 a-c), para o experimento ATLN_EL, um escoamento zonal no sentido de oeste para leste é observado sobre a América do Sul equatorial para todos os trimestres analisados.

Para o experimento EL_ATLN (Figura 4.13 d-f) a circulação da alta troposfera apresenta no trimestre DJF(0) (Figura 4.13d) um centro ciclônico sobre centro-norte da AS favorecendo escoamentos de sul a norte para o extremo norte da AS, provavelmente acoplado às anomalias positivas de PNM sobre o continente conforme foi mostrado na Figura 4.5d para esse período.

No trimestre MAM (+1) (Figura 4.13e) mudanças ocorrem na alta troposfera, pois os escoamento sob o norte da AS apresentaram-se zonais e no sentido de leste-oeste. Para esse experimento é notado que os ventos sofrem perturbações sob a região central-sul da AS, pois eram de leste-oeste no trimestre DJF(0) (Figura 4.13d) e nesse trimestre apresentam-se de sul-norte (Figura 4.13e) configurando um reforço nos escoamentos por todo o continente da AS, sendo o mecanismo responsável por essa perturbação a intensificação de um centro anticiclônico mais afastado para oeste da AS em relação ao trimestre anterior. Em JJA(+1) (Figura 4.13f), o escoamento da alta troposfera para o experimento EL_ATLN apresenta novamente sob a região de estudo, um sentido leste-oeste, possivelmente associado ao enfraquecimento do centro anticiclônico apresentado no trimestre MAM(+1) na costa oeste da AS que mantém os escoamentos no sentido de sul-norte.

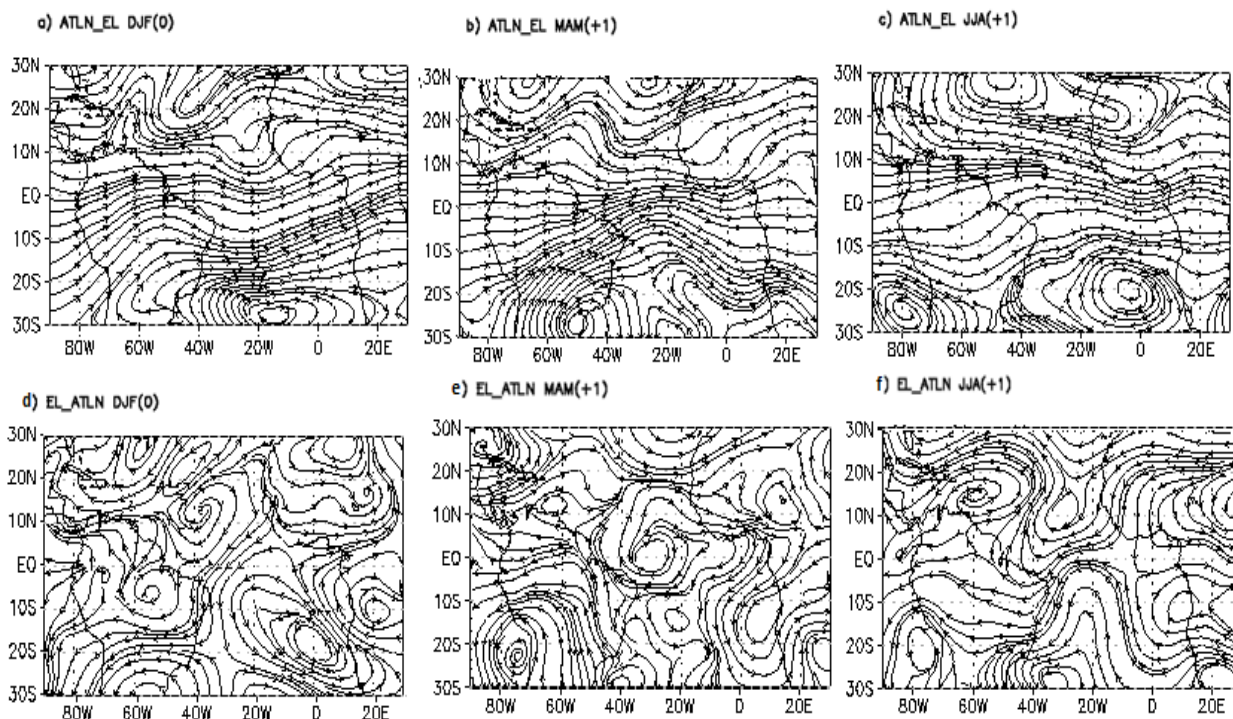


Figura 4.13 - Anomalias da velocidade do vento em 200 hPa para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATL_N_EL e EL_ATLN.

Finalmente, são apresentadas nas Figuras (4.14 a-f), os transportes de umidade integrado verticalmente para cada experimento sobre as regiões do Atlântico e sobre a América do Sul. Nas Figuras (4.14 a-c) são apresentados os transportes de umidade sobre a região de estudo referente ao experimento ATL_N_EL. Em DJF (0) (Figura 4.14a), um transporte zonal proveniente do AT é configurado como uma importante via de transporte de umidade para os subtrópicos da América do Sul, tendo início no AT passando sobre a Amazônia, onde se decompõem em duas vias, uma parte gira anticiclonicamente sobre o sudeste do Brasil, dirigindo-se para o sul e outro segue para oeste da AS.

Em MAM (+1) (Figura 4.14b), o transporte zonal proveniente do Atlântico equatorial se enfraquece, e a intensificação da circulação anticiclônica na costa leste da América do Sul passa a ser responsável pelo transporte de umidade do ATS para a América do Sul, enquanto que para o

trimestre seguinte, JJA(+1) (Figura 4.14c) esse transporte de umidade para a AS muda de origem, de modo que é apresentada uma contribuição proveniente do Pacífico Tropical e segue sobre a América do Sul no sentido noroeste-sudeste em direção ao centro e sul da AS.

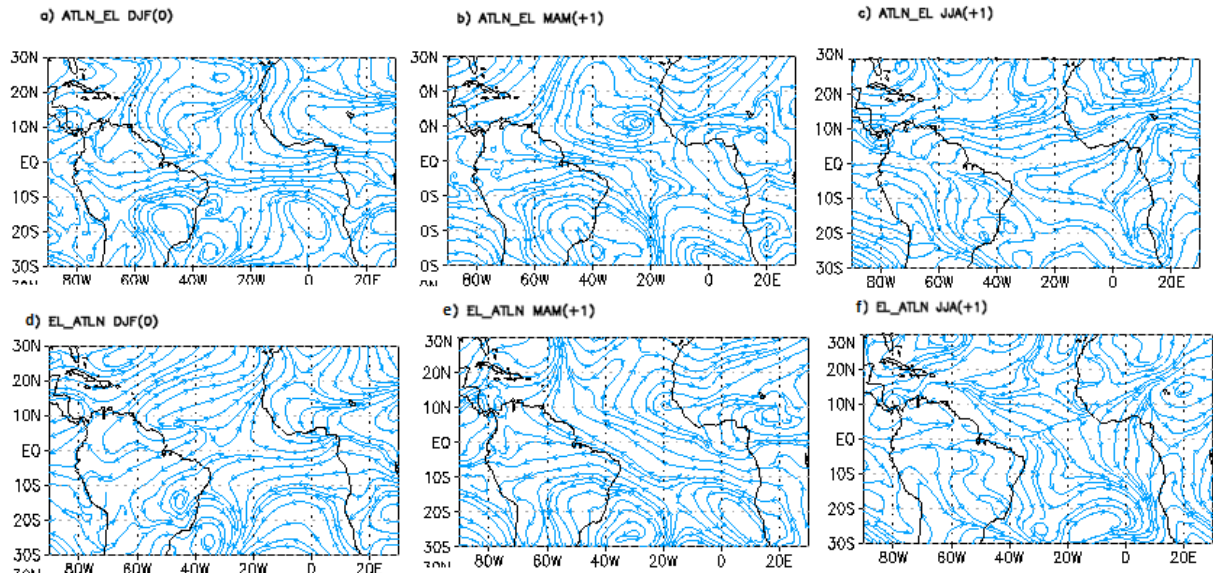


Figura 4.14- Fluxo de umidade integrado na atmosfera para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLN_EL e EL_ATLN.

Para o experimento EL_ATLN, durante o trimestre DJF(0) (figura 4.14d), o transporte de umidade na região equatorial é menos zonal em relação ao experimento anterior, para esse mesmo período, sendo a maior contribuição de umidade sobre a AS proveniente do Atlântico Norte.

Para o trimestre seguinte, (Figura 4.14e) período que coincide com a fase inicial do gradiente interbacias, se configura um transporte mais zonal sobre a AS equatorial sendo estes reforçados pelo transporte do ATS devido a intensa atuação centro anticiclônico posicionado sobre o sul-sudeste e da AS.

Em JJA (+1) (Figura 4.14f) o transporte de umidade para a AS muda de origem de modo similar ao apresentado nesse período para o experimento ATLN_EL, de forma que é apresentada uma contribuição proveniente do Pacífico Tropical que percorre da linha do equador em direção ao centro e sul da AS porem menos intensa para esse experimento.

Sumariando, as análises dos campos de ventos em baixo e altos níveis e do transporte de umidade, indicam que houve diferenças nas circulações tropicais-extratropicais associadas às mudanças no comportamento anômalo das TSM nas regiões do Pacífico e Atlântico, que podem afetar o transporte de umidade sobre o continente modulando a intensidade das chuvas por toda região de estudo, pois para ambos são apresentadas mudanças nos sinais de anomalias tanto para estudos observacionais como nos estudos numéricos que acompanha as lentas variações de TSM tropical. Isto reforça os resultados de Souza e Ambrizzi *et al.* (2005) que observaram que não necessariamente todos os El Niños produzem impactos canônicos, isto devido a atuação conjunta do Pacífico equatorial e AT na modulação das variabilidades dos ramos das células de circulações regionais.

Para o experimento EL_ATLN na composição das anomalias de precipitação de DJF(0) e MAM(+1) são apresentadas anomalias positivas nas regiões norte da AS substituindo anomalias negativas bastante marcantes nessa região apresentadas no trimestre anterior (Figuras 4.4 d-e) . Como não foram apresentadas mudanças no sinal das anomalias da porção central-leste da bacia Amazônica, a Bacia Amazônica torna-se bastante úmida no trimestre MAM (+1). Nesse mesmo sentido para o trimestre JJA(+1) a região nordeste apresentou poucos sinais de anomalias nesse período, desaparecendo totalmente os sinais anômalos no trimestre MAM(+1) para este experimento, essas mudanças são coincidentes com a fase inicial e madura do evento frio no AT, gerando na atmosfera perturbação do ventos em grande escala, pois nesse período os ventos em 200hPa mudam de sentido, de sul-norte para leste-oeste sobre a região central-leste da AS.

Na comparação das anomalias de precipitação de MAM(+1) e JJA(+1) são apresentadas anomalias positivas de chuvas nas regiões nordeste da AS substituindo anomalias negativas bastante marcantes nessa região (Figuras 4.4 e-f) em MAM (+1).

Esses resultados são consistentes com o estudo de Grimm (2000), que no contexto do impactos dos eventos de EL Niño sobre as monções de verão no Brasil, apresentou em seus resultados um centro anticiclônico em baixos níveis no sudeste da AS no período do verão, produzindo intensificação do jato subtropical e advecção de vortacidade ciclônica sobre o sudeste da AS, e que devido a intensificação do movimento ascendente nessa região ocorre num aumento das chuvas nesse período e especula que a subsidência sobre a Amazônia contribui na manutenção das anomalias anticiclônicas no Brasil central-leste.

Outra característica observada nesse estudo é que a circulação em baixos níveis parece ser

intensificada mediante eventos de El Niño consistentes com estudos de Garcia e Kayano (2009), que encontraram dois modos da variabilidade dos JBN, sendo que um deles chamado modo interanual (MIA) apresenta algumas similaridades com o modo tropical interanual El Niño – Oscilação Sul, e possivelmente pode estar representado nesse estudo pela intensificação dos escoamentos sobre os continentes. Nesse caso, sugere-se que esse escoamento é reforçado mediante a condição de ATSM do AT com sinal contrário no desenvolvimento do evento de El Niño. Esse fato pode contribuir para explicar as diferenças nas intensidades dos JBN para eventos distintos de ENOS de mesma fase, como mostrado por Silva e Ambrizzi (2006). Esses autores mostraram que diante de um evento quente no Pacífico considerado forte, o anticiclone de baixos níveis posiciona-se sobre a região central do Brasil, acelerando os escoamento de norte-sul a leste dos Andes e deslocando-se a sul do Brasil e Norte da Argentina, no entanto para eventos mais fracos de El Niño, os JBN se apresentaram menos intensos e deslocados mais os sudeste do Brasil. Aqui sugere-se que além da intensidade do evento no ENOS no Pacífico, a condição do AT pode também atuar no sentido de enfraquecer ou fortalecer os JBN.

Como mencionado anteriormente, as análises dos campos de ventos indicam que houve diferenças nas circulações tropicais-extratropicais associadas às mudanças no comportamento anômalo das TSM nas regiões do Pacífico e Atlântico, que podem afetar o transporte de umidade sobre o continente modulando a intensidade das chuvas por toda região de estudo.

4.2 Fase negativa do ENOS

4.2.1 Análises Observacionais

A Figura (4.15) mostra os padrões de composição de anomalias de TSM associado ao desenvolvimento do gradiente interbacias na fase inicial do evento La Niña no Pacífico, ou seja, um aquecimento no AT na fase inicial do evento frio no Pacífico. Esses padrões mostram o fortalecimento de um evento La Niña com início em JJA (0). Nesse mesmo tempo, anomalias positivas de TSM estendem-se por toda região do Atlântico equatorial, definindo um gradiente inter bacias de TSM entre os oceanos Pacífico e Atlântico equatorial. A máxima intensificação desse gradiente ocorre em JJA (0), no entanto, anomalias positivas menos intensas persistem no Atlântico equatorial até JJA (+1). A partir de DJF (+1) a La Niña começa a enfraquecer. No AT, o resfriamento no ATN, em resposta a La Niña, como mostrado em estudos anteriores (por ex. Enfield e Mayer, 1997), não se estabelece por muito tempo.

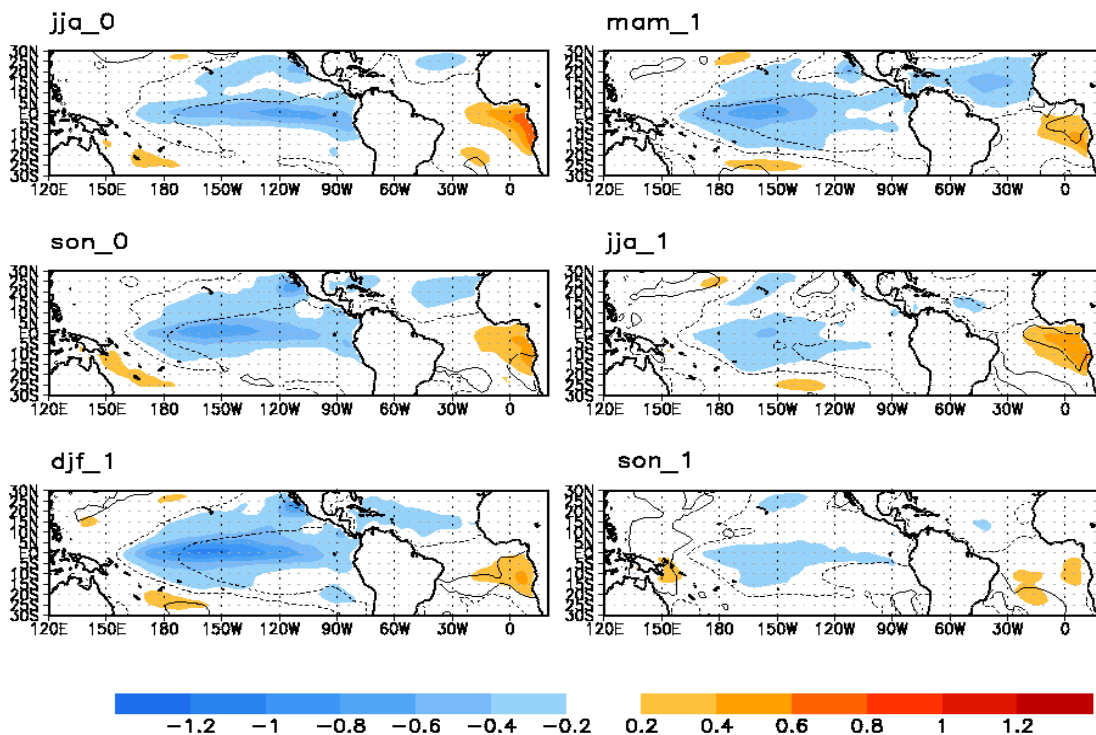


Figura 4.15 Idem Figura 4.1, exceto para o caso ATLP_LA.

O desenvolvimento do evento La Niña mediante condições de normalidade no AT é apresentado na Figura 4.16. Nesse caso, o estabelecimento do gradiente inter bacias é notado durante a fase de decaimento do evento La Niña. O evento La Niña no Pacífico tem início a partir de JJA (0) e atinge máxima intensificação em DJF (+1). Anomalias negativas de TSM no ATN surgem em resposta ao resfriamento do Pacífico na fase madura do evento de La Niña em MAM (+1). No ATS anomalias positivas de TSM são observadas em JJA (+1). Nesse período é configurado o gradiente zonal interbacias, com anomalias de sinais opostos no Pacífico e Atlântico equatorial.

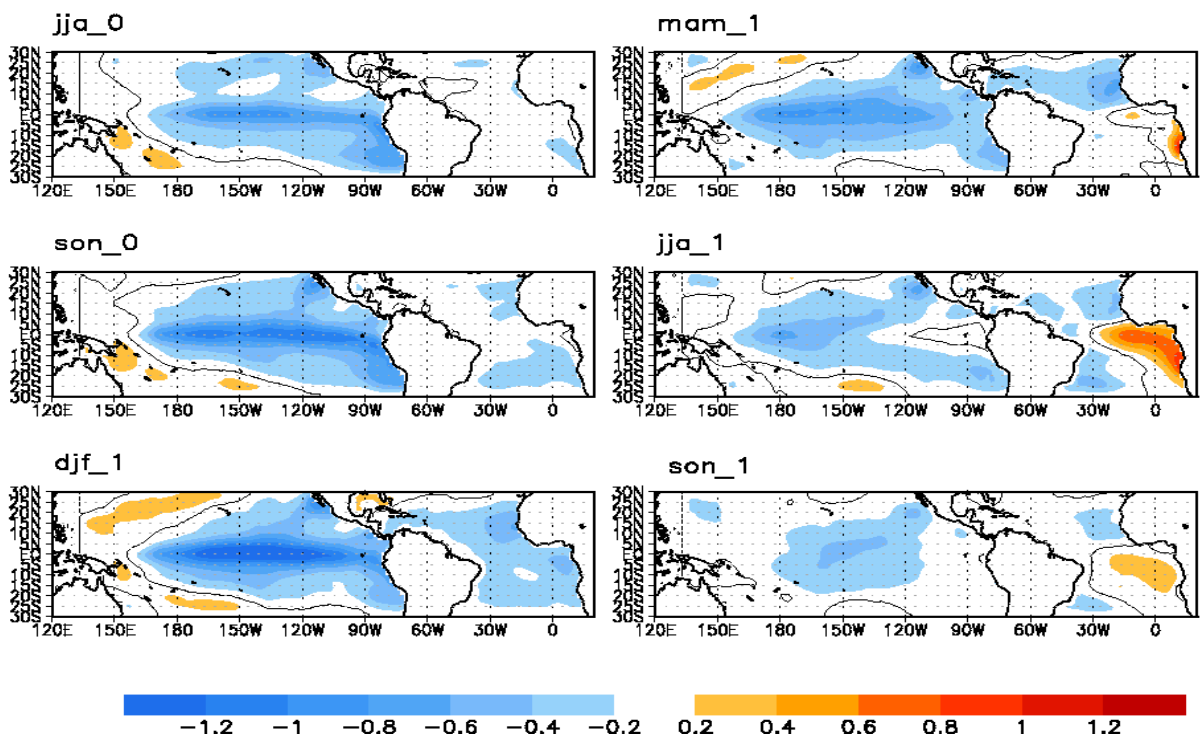


Figura 4.16- Idem Figura 4.1, exceto para o caso LA_ATLP.

Composições das anomalias de precipitação referentes aos eventos La Niña (Figuras 4.15 e 4.16) para aos trimestres DJF (0) e MAM (+1) e JJA(+1) são apresentados nas Figuras 4.17 a-f. Para o experimento ATLP_LA (Figuras 4.17 a-c), anomalias positivas significativas são encontradas no trimestre DJF (0) na região do nordeste da América do Sul (Figura 4.17a), acompanhados por anomalias negativas bastante significativas na fronteira da Colômbia com a

Venezuela. Outros dois centros anômalos também compõem esse campo, um positivo na região de fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela e outro negativo no Sul do Equador e Leste do Peru.

Para o trimestre seguinte MAM (+1) (Figura 4.17b) anomalias significativas sob o nordeste persistem estendendo-se até o sudeste do Brasil. O centro anômalo positivo na região central desaparece devido às anomalias negativas do Equador e Leste do Peru se expandirem em direção ao centro anômalo, ainda bastante significativo, na fronteira da Colômbia com a Venezuela. Essas anomalias negativas contribuem para que a região norte da América do Sul torne-se região bastante seca nesse período.

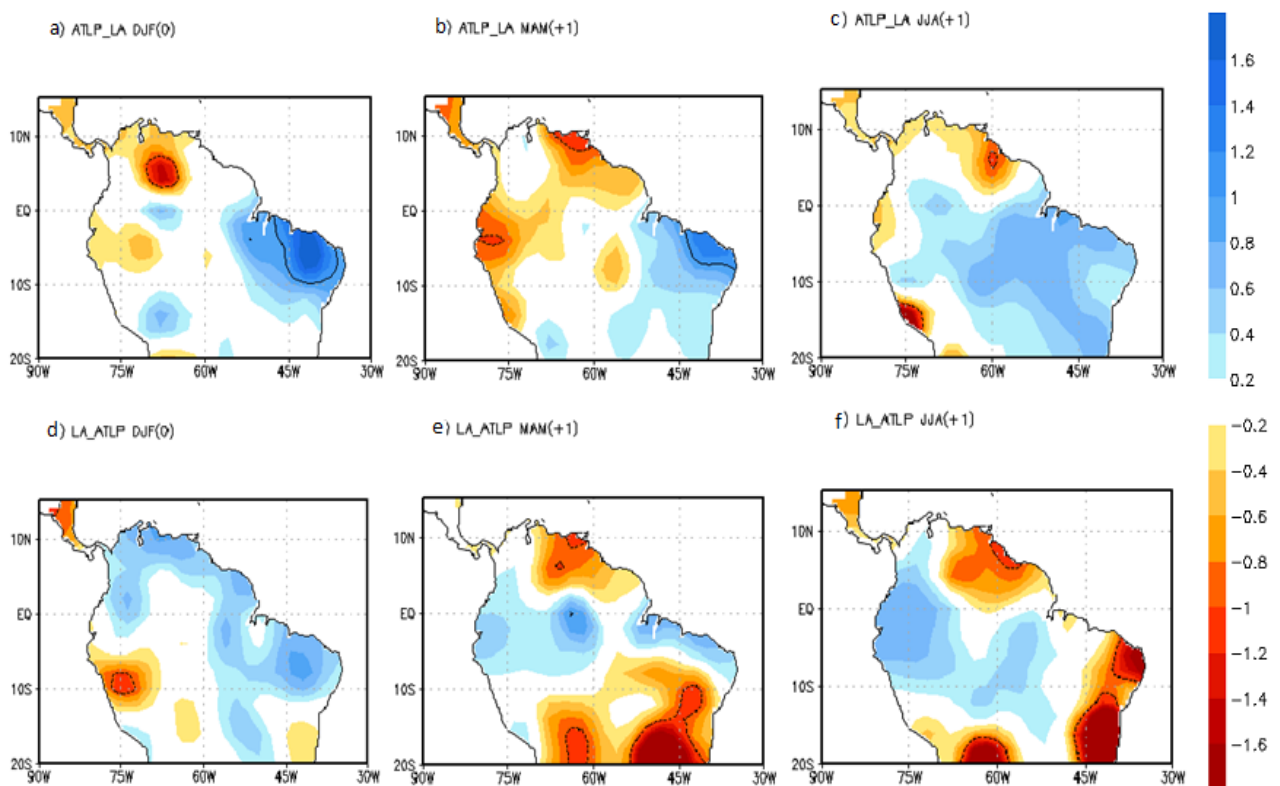


Figura 4.17- Composições de anomalias de precipitação normalizadas para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm/dia. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

No trimestre de JJA (+1) (Figura 4.17c) as anomalias positivas no nordeste do Brasil, persistentes desde os trimestres anteriores, expandem-se em direção a região central da AS definindo um centro de anomalias positivas sob as regiões centrais, leste e sul da bacia Amazônica. No extremo norte e oeste ainda são observadas anomalias negativas, porém, significativas somente na porção norte da bacia. Neste período os principais centros de TSM negativas e significativas se configuram no Pacífico equatorial e ATN, enquanto anomalias positivas persistem no Atlântico equatorial (Figuras 4.15). Estes padrões caracterizam um gradiente interbacias, além da configuração do gradiente inter-hemisférico no AT. Assim, condições úmidas sobre a parte nordeste da AS pode estar relacionadas às circulações leste - oeste associadas aos padrões de TSM nos setores do Pacífico e Atlântico equatorial, enquanto que anomalias negativas no norte da bacia, associadas com circulação norte-sul.

Para eventos LA_ATLP (Figura 4.17 d-f) em DJF (0), impactos positivos típicos de eventos de La Niña aparecem desde a região costeira da América do Sul percorrendo a costa litorânea até extremo noroeste da Bacia Amazônica. Neste mesmo trimestre são observadas anomalias negativas significativas na região do oeste e central do Peru (Figura 4.17 d).

Para o trimestre MAM (+1) (Figura 4.17), uma reversão no sinal das anomalias é notada por quase toda a região de estudo, de forma que anomalias positivas (negativas) surgem nas regiões oeste, central e sul (norte e nordeste) da Bacia Amazônica. As anomalias positivas nas regiões da costa leste da América do Sul são reduzidas espacialmente apresentando, neste período anomalias negativas bastante significativas de sudeste em direção a nordeste da América do Sul. Esses sinais anômalos, possivelmente estão associados ao estabelecimento do gradiente interbacias nesse período (Figura 4.16).

No trimestre JJA (+1), (Figura 4.17f), todos os centros anômalos significativos apresentados no trimestre anterior se intensificam em resposta a manutenção do gradiente interbacias, além da configuração do gradiente inter-hemisférico no AT, com anomalias positivas (negativas) de TSM no ATS (ATN). Deste modo, anomalias positivas são notadas de oeste em direção a região central e sul da bacia Amazônica e anomalias negativas significativas estendem-se por toda a costa nordeste e sudeste da AS.

Estudos anteriores sobre o impactos de eventos La Niña, e em especial para a Amazônia (por ex., Grimm et al 1998c) observaram que a maior influência desses eventos ocorre na região

nordeste da bacia Amazônica, porém, não descarta a hipótese de existir regiões maiores com anomalias positivas também consistentes, pois o número de estações meteorológicas e as séries dos eventos de La Niña é reduzido comprometendo a consistência dos resultados. Ainda, os autores concluem que regiões de impactos em resposta às La Niña não coincidem com aquelas de impactos do El Niño e que possivelmente os mecanismos dinâmicos responsáveis pela precipitação são afetados de forma diferente mediante às duas fases de ENOS.

Neste estudo, notou-se uma ligeira simetria nos sinais dos impactos nos casos com gradiente interbacias bem configurada durante a fase inicial de um evento ENOS. Isso pode ser verificado analisando a resposta na precipitação sobre a AS. Para anos que apresentaram gradiente interbacias na fase inicial de eventos de ENOS, o padrão de precipitação responde a este sinal, de modo que os impactos na precipitação são intensificados e com sinais contrários nas regiões nordeste, oeste, central e extremo norte da AS, durante eventos ENOS. Esse resultado concorda com estudos anteriores e sugerem que a predominância de condições anômalas pré-existente do Atlântico tropical, porém de sinal contrário ao do Pacífico, durante o desenvolvimento de um evento ENOS, podem intensificar efeito do ENOS na precipitação da AS (Giannini *et al.*, 2004; Kayano e Andreoli, 2006; Andreoli e Kayano, 2006; Kayano *et al.*, 2010).

Sumariando, essas análises mostraram a importância das anomalias de TSM para definição dos padrões de variabilidade de precipitação na Amazônia. A análise numérica apresentada a seguir busca melhor entender os mecanismos físicos associados ao impacto da TSM na precipitação da AS através de análises de diversas variáveis meteorológicas tais como: PNM, circulação na baixa e na alta troposfera, velocidade potencial na alta troposfera e transporte de umidade para a AS.

4.2.2) Análises Numéricas

As anomalias de precipitação sobre a América do Sul simuladas para os eventos ATLP_LA e LA_ATLP para o período de DJF (0) e MAM (+1) JJA (+1) são apresentadas nas Figuras (4.18 a-f).

Para o padrão ATLP_LA, com o gradiente bem configurado na fase inicial do evento de LA Niña, (Figura 4.18 a-c), para o trimestre DJF(0) (Figura 4.18a), são apresentados impactos típicos de episódios de La Niña nas regiões norte da bacia Amazônica e norte do nordeste de AS apresentando desde a costa do nordeste da AS um corredor com anomalias positivas, percorrendo toda a região costeira leste do Brasil em direção ao norte da América do Sul. Anomalia negativa significativa também é observada na região central-sul da Amazônia que se estende zonalmente desde o oeste da bacia Amazônica e 45°W até a linha do Equador e 10°S.

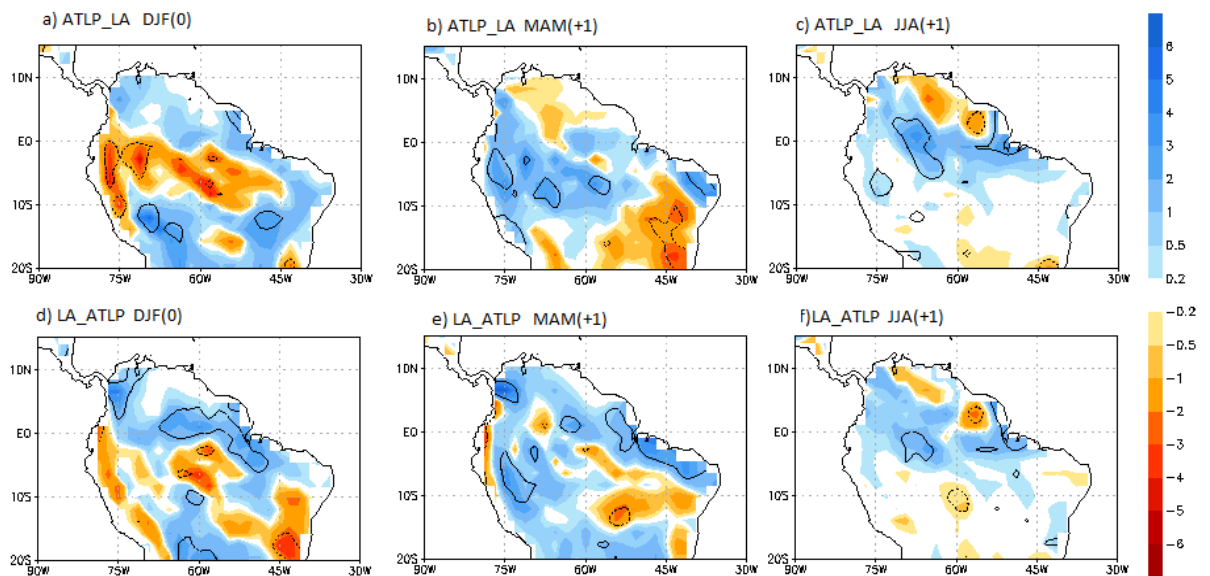


Figura 4.18- Composições de anomalias de precipitação para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm/dia. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Estes resultados são consistentes com os estudos de (Carvalho *et al.*, 2002; Muza e Carvalho, 2006) que destacam que na composição da precipitação durante extremos de seca no centro-sul da Amazônia observam-se amplas áreas de anomalias significativas positivas de precipitação sobre a região continental no leste e norte da AS.

.Para MAM(+1) (Figura 4.18 b), o padrão de anomalias de precipitação praticamente inverte seu sinal em relação ao período de DJF(0). Nesse período, anomalias negativas (positivas) de chuvas são observadas nas regiões norte (centrais, oeste e sudeste) da AS substituindo anomalias positivas (negativas) apresentadas no trimestre anterior. Para o trimestre JJA (+1) (Figura 4.18 c) o padrão de anomalias de precipitação se mantém, porém, menos intenso devido a La Niña apresentar-se em fase final do evento (Figura 4.18c).

Para o experimento LA_ATLP (Figura 4.18 d-f), no trimestre DJF(0) (Figura 4.18d) são apresentadas ligeiras semelhanças na variabilidade espacial das anomalias em relação aos campos apresentados referente ao experimento anterior para esse trimestre (Figura 4.18 a), variando apenas na região sudeste da AS, por apresentar áreas maiores com anomalias negativas significativas não apresentadas no experimento ATLP_LA.

Para MAM (+1) (Figura 4.18e), poucas diferenças aparecem no padrão de precipitação em relação ao trimestre anterior (Figura 4.18 d). Anomalias positivas significativas são observadas desde o sudeste em direção a parte central e oeste da bacia amazônica, tornando a composição das anomalias sobre a bacia Amazônica bastante característica de fenômenos de La Niña para este trimestre.

Em (JJA+1) (Figura 4.18f), persistem anomalias negativas (positivas) significativas de chuvas nas regiões norte (central) da AS. Também são apresentadas para a região nordeste da AS poucos sinais de anomalias, desaparecendo totalmente os sinais anômalos negativos apresentados no trimestre anterior, persistindo um sinal de anomalias negativa na porção central-sul da AS (Figuras 4.18f).

Esses resultados indicam que mudanças nos padrões de TSM podem afetar a variabilidade de precipitação sobre a América do Sul tropical através do efeito combinado do Pacífico e Atlântico, de maneira que o efeito das variações relativas ao Pacífico durante a fase negativa do ENOS pode apresentar impactos distintos, dependendo da pré-condição do AT, consistente com resultados de trabalhos anteriores (Souza *et al.*, 2000; Souza e Ambrizzi, 2002; Huang *et al.*, 2008; Kayano *et al.* 2010).

Do mesmo modo que para os eventos de fase positiva do ENOS o impacto direto das anomalias de TSM na atmosfera é examinado primeiramente via anomalias na circulação de Walker e Hadley. Estas são representadas pelos campos de anomalias de velocidade potencial em 200 hPa, Omega e perfil vertical das componentes zonal e meridional do vento, como apresentado anteriormente.

Os campos anômalos de velocidade potencial em 200 hPa relacionados aos experimentos ATLP_LA e LA_ATLP para os trimestres de DJF (0), MAM (+1) e JJA(+1) são apresentados na Figura 4.19 a-f.

A composição de anomalias de velocidade potencial em 200 hPa mostra padrões similares variando basicamente em termos de intensidade entre um experimento e outro. Para os trimestre DJF (0) (Figuras 4.19a e 4.19d) o campo mostra anomalias positivas significativas sobre a bacia oceânica do Atlântico e sob o continente da AS indicando divergência anômala em altos níveis (ascendência) sobre essas regiões. Estes escoamentos divergentes são compensados pela convergência em altos níveis (subsidência) sob a bacia oceânica do Pacífico para esse trimestre.

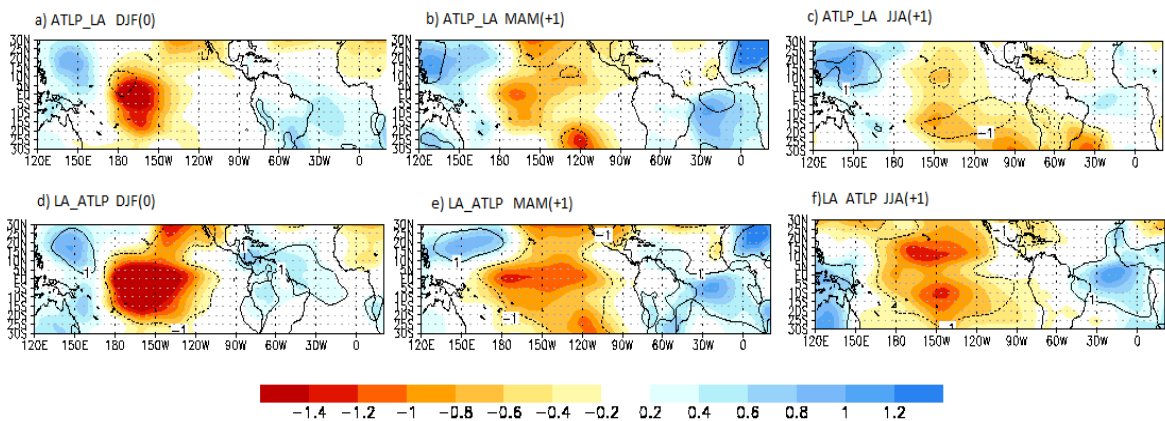


Figura 4.19 – Anomalias de velocidade potencial em 200 hPa medido em m^2/s (dividido por 10^6) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

No trimestre MAM (+1), (Figuras 4.19b e 4.19e) para o experimento LA_ATLP é apresetado uma divergência (ascendência) em altos níveis no ATN que se estende até o extremo norte da AS. Sinais anômalos significativos não são observados para o experimento ATLP_LA neste trimestre.

Diferenças significativas são notadas em JJA (+1) (Figuras 4.19c e 4.19f). Nesse período, um padrão zonal bem definido com anomalias negativas na região do Pacífico tropical e positivas sobre o AT é estabelecido para o experimento LA_ATLP. A configuração desse sinal de anomalia coincide com o estabelecimento do gradiente de TSM interbacias mostrado anteriormente na Figura 4.16.

De um modo geral esses campos apresentam consistência com as condições de TSM associadas a cada experimento, indicando um especial reforço atmosférico com origem na bacia quente (Atlântico) sobre as condições oceânicas da bacia fria (Pacífico), porém esse reforço é melhor visualizado no experimento e LA_ATLP a partir do trimestre MAM(+1) (Figura 4.19 e-f), possivelmente associado a fase inicial do gradiente interbacias na configuração das TSMs tropicais.

Nas Figuras (4.20 a-f) são apresentadas anomalias na posição de Walker para os trimestres DJF (0), MAM(1) e JJA (+1). Nessas figuras são apresentadas campos anômalos de omega (sombreado) juntamente com os diagramas longitude versus altura das componentes zonal e vertical do vento, mediados sobre a latitude de 5°N e 5°S (SEC1), conforme Figura (4.5).

Nessas figuras são apresentadas condições de movimentos verticais similares aos encontrados em padrões típicos de eventos de La Niña, porém com ligeiras diferenças espaciais e temporais quanto ao posicionamento dos seus ramos. As simulações apresentam para o trimestre de DJF (0) para o evento do tipo ATLP_LA (Figura 4.20a), que os ramos ascendente atuando entre 160°W e 80°W e um outro entre 45°W e 20°W, favorecem uma provável intensificação na atividade convectiva, impactando em um aumento anômalo da precipitação sob o extremo nordeste da América do Sul, enquanto que o ramo subsidente entre 80°W e 45°W, atua possivelmente no sentido de enfraquecer a atividade convectiva impactando negativamente na estação chuvosa sob as regiões central, sul e extremo oeste da Bacia Amazonica. Para o trimestre seguinte (Figura 4.20 b), o ramo ascendente posicionado sobre o extremos nordeste da AS, ganha intensidade e se desloca mais para oeste do continente, contribuindo para um intensificação das atividades convectivas de toda essa seção continental. Para JJA(+1) (Figura 4.20c) é observado

que o ramo ascendente ganha intensidade e ocupa todo o continente nesse perfil zonal, certamente contribuindo para a atividade convectiva dessa região e com isso favorecendo um aumento das chuvas.

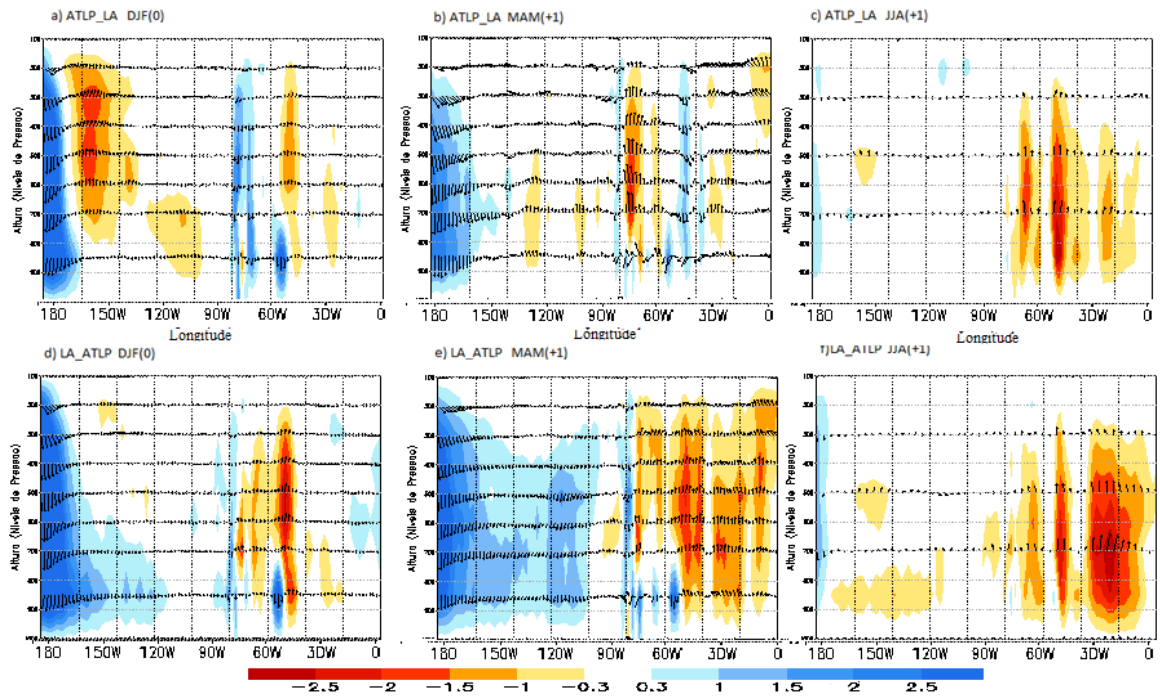


Figura 4.20- Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s. Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC1.

Para o experimento LA_ATLP, no trimestre DJF (0), (Figura 4.20d) é observado um ramo subsidente mais centrado na Amazonia central e sul enquanto que a ascendencia é notada em parte da região nordeste e toda a bacia oceânica do Atlântico equatorial. Para MAM(+1) (Figura 4.20 d), por toda a bacia oceânica do Pacífico central se observa uma região de subsidencia, enquanto que sobre a bacia do AT e regioao da AS, se configura o ramo ascendente bastante intenso, indicando um reforço da célula de Walker, com ascendencia no AT e subsidencia no Pacífico equatorial. Devido a intensificação dos movimentos ancedentes na bacia do AT, a subsidencia sob o Pacífico também é intensificada, buscando uma compensatoriedade na

circulação atmosférica de grande escala. Esse ramo subsidente ao se acoplar ao oceano Pacífico provavelmente favoreça um intensificação do movimento anticiclônico associado às condições de anomalias de pressão á superfície e em última instância às anomalias de TSM nesta região e desta forma intensificando o fenômeno de ressurgência sob a bacia do Pacífico, devido esse movimento anticiclônico contribuir para o transporte águas superficiais mais para oeste da bacia, favorecendo o fenômeno de ressurgência de águas mais frias na porção leste vindo a intensificar a La Nina pré existente. Sobre o continente, em virtude da intensificação do ramo ascendente, uma intensificação da atividade convectiva para norte e nordeste da América do Sul é observada, conforme visto nos impactos desses eventos na precipitação da AS (Figura 4.18).

Nas figuras 4.21a-d, são plotadas as médias das anomalias do movimento vertical da SEC2, representando as anomalias na posição de Hadley, para esse trecho. De acordo com simulações, para o trimestre de DJF(0) para o evento do tipo ATLP_LA (Figura 4.21 a), um ramo ascendente bastante intenso ocupa a seção na região de estudo entre 20°N a 20°S. Para o trimestre seguinte (Figura 4.21b), esse ramo é deslocado mais para o HS, posicionando-se entre a linha do equador e 15°S, ficando entre dois ramos subsidente bastante intensos, um a partir da linha do equador em direção ao Hemisfério Norte e outro entre 10°S a 30°S, mudando certamente a organização da atividade convectiva nessa seção entre esses dois trimestres nessa seção. Para o trimestre de JJA(+1) para esse experimento (Figura 4.21 c), o padrão sobre a linha do Equador a 40°S se mantém, apresentando uma intensificação do ramo subsidente na bacia do ATN.

Para o experimento LA_ATLP (figuras 4.21 d-f) são apresentados campos inversos do que foi apresentado no primeiro experimento, pois o ramo subsidente nesse perfil parece bem configurado para o primeiro trimestre (Figura 4.21a), e o ramo ascendente sobre o oceano Atlântico e a costa do nordeste da América do Sul aparece com mais intensidade nesse período que no experimento anterior (Figura 4.21b).

Fazendo uma comparação entre os perfis de cada experimento, é observado que para MAM (+1)(Figuras 4.21b-c e 4.21 e-f) uma ligeira semelhança sob a região de estudo (acima de 20°S, conseqüentemente representando para essa seção ramos ascendentes (subsidentes) de 10°N a 20°S (10°N a 20°N)), favorecendo sobre o continente uma intensificação na atividade convectiva e como consequência um aumento na precipitação dessa região para ambos experimento e trimestres.

Variações no posicionamento da célula de Hadley são apresentadas na SEC3 (Figura 4.22 a-f).

Para os dois experimentos no trimestre DJF(0) as variações quanto aos ramos e intensidades dos sinais de anomalias são apresentados nas Figuras (4.22a e 4.22d), apresentando ramos subsidentes em baixos níveis e, a partir do nível de 700 mb, ascendência na mesma coluna vertical sobre a região equatorial da América do Sul. Sobre a região norte (sul) da bacia Amazônica é notada uma intensificação (desintensificação) na atividade convectiva, provavelmente associada à anomalias positivas (negativas) da precipitação, definindo um padrão dipolar de anomalias de precipitação sobre a bacia Amazônica como apresentada na Figura (4.18a e 4.18d). Na estrutura vertical para ambos os experimentos ainda nesse trimestre é apresentado que em níveis médios da camada atmosférica ocorre um ligeiro deslocamento destes ramos mais para sul do perfil.

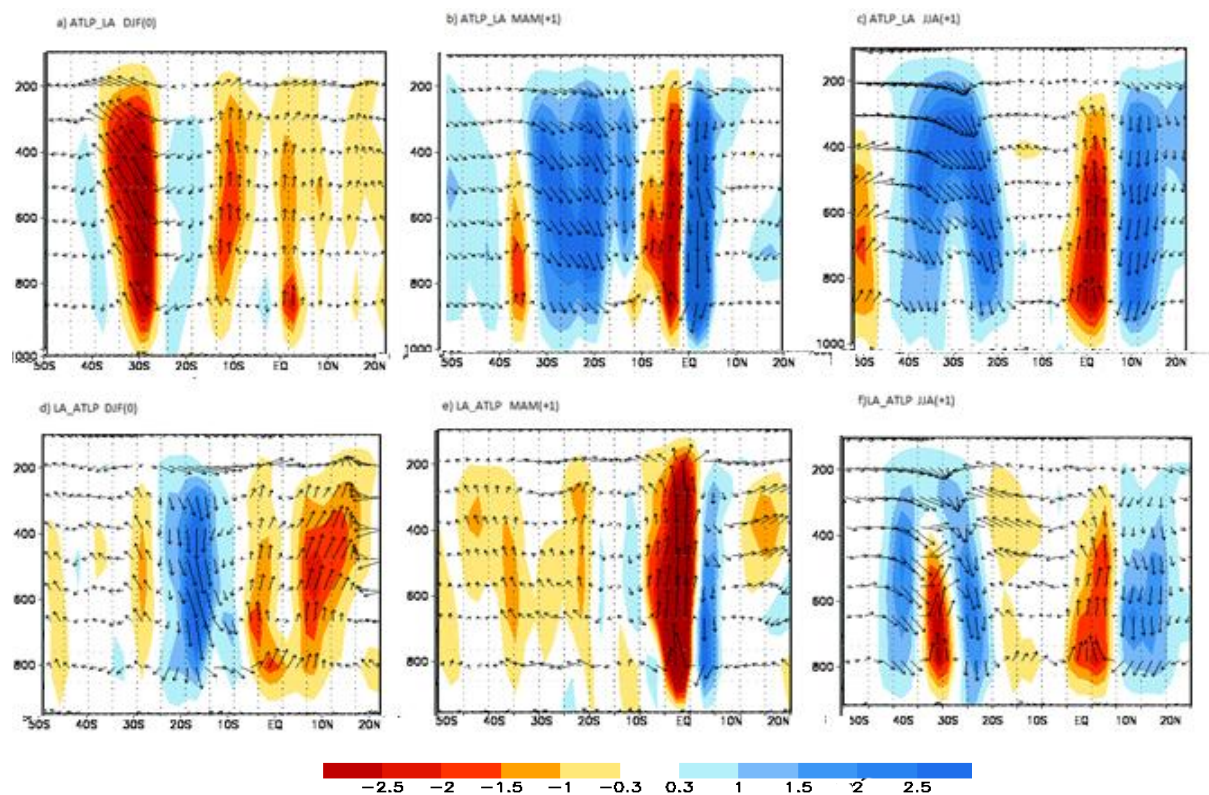


Figura 4.21- Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC2.

Para o trimestre MAM(+1) do experimento ATLP_LA (figura 4.22b) o ramo subsidente intenso configurado no trimestre anterior praticamente desaparece e o ramo ascendente bastante intenso na região mais central da bacia Amazônica atua no sentido de minimizar as anomalias negativas apresentada no trimestre anterior, exceto em aproximadamente 3°S onde um centro de subsidência em baixos níveis é observado na porção do extremo norte da América do Sul, e entre 10°S a 20°S.

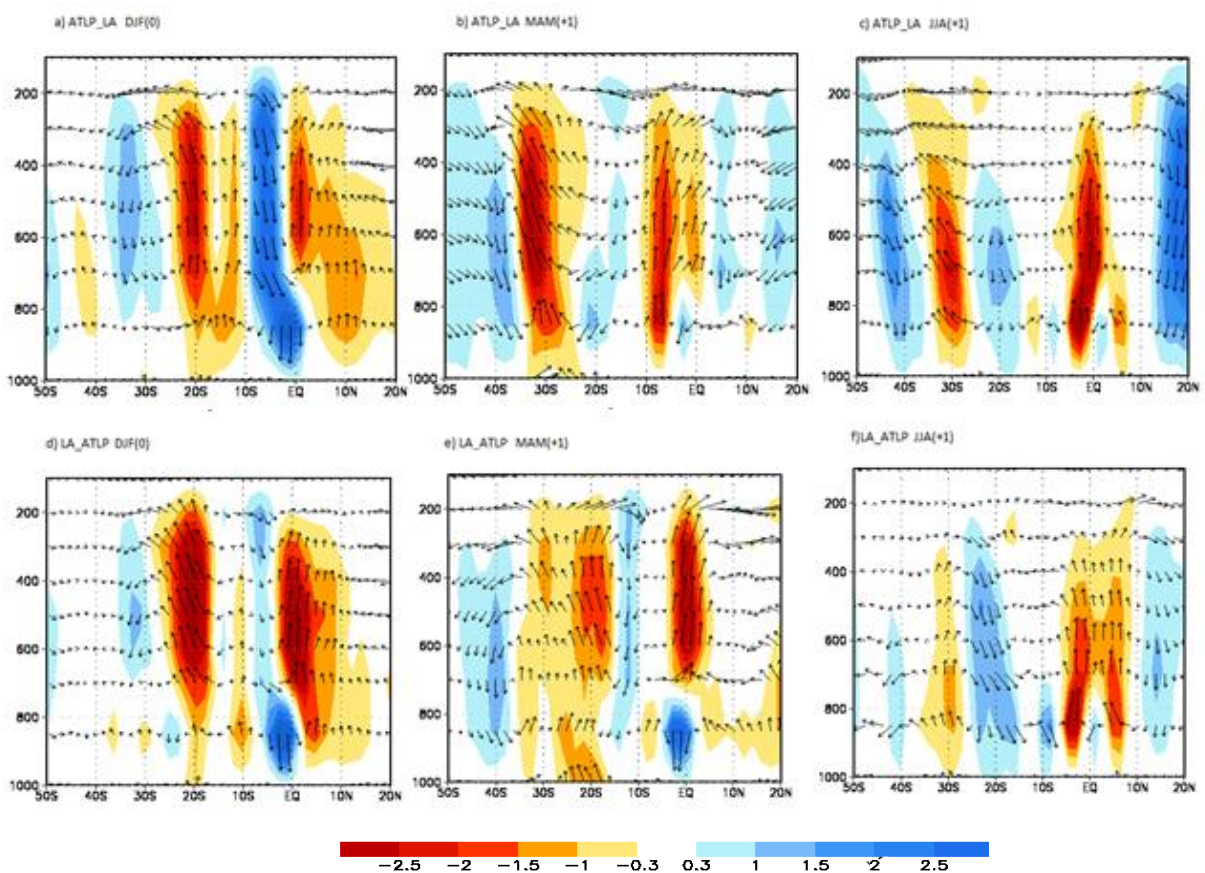


Figura 4.22- Seção vertical (latitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s (multiplicado por 10^5). Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC3.

Para o trimestre JJA(+1) para ambos experimentos (Figura 4.22c e 4.22f), é apresentado um ramo ascendente (subsidente) entre Equador e 10°S (Equador e 10°N), padrão este responsável pela intensificação da atividade convectiva na porção central-norte da AS nesse período.

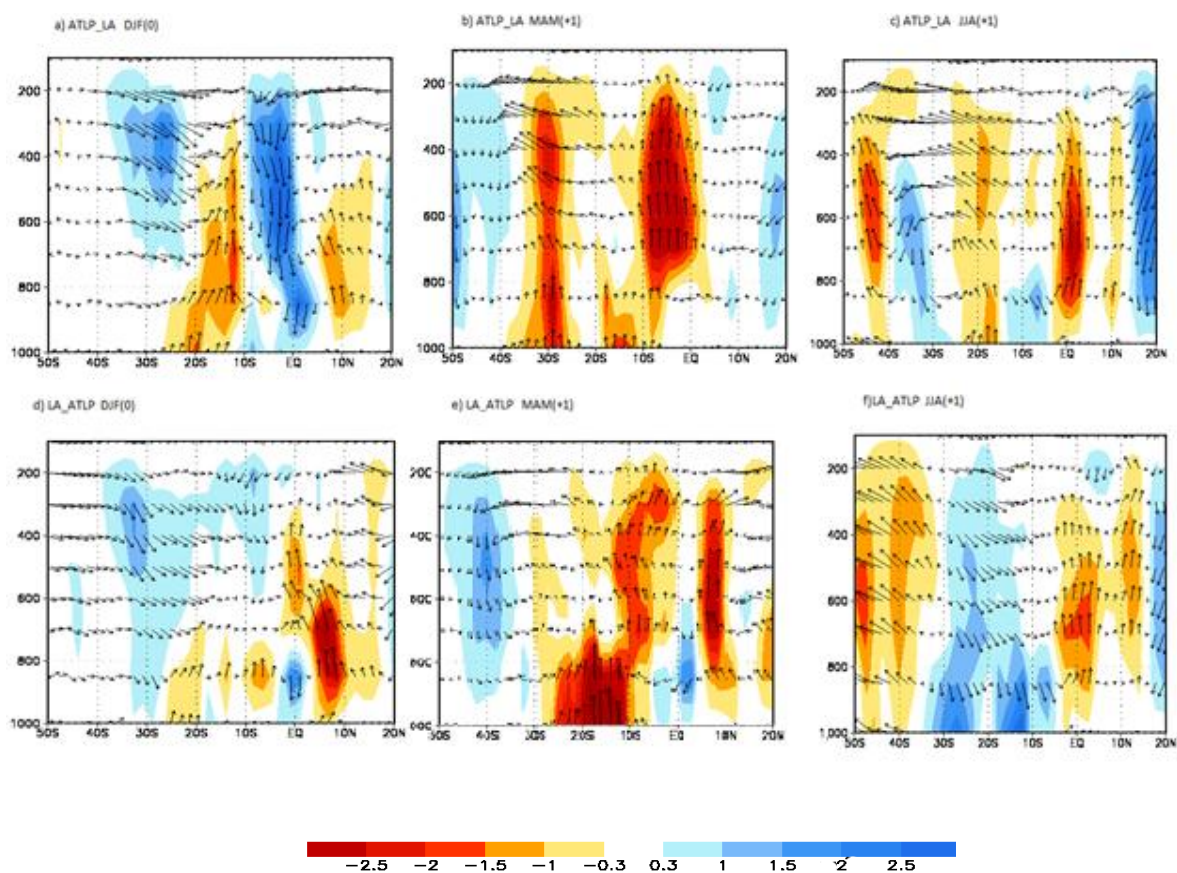


Figura 4.23- Seção vertical (longitude x altura) para o período de DJF (0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de omega de medidos em cbar/s. Vetores representam as variações médias da componente zonal do vento e omega e em função da longitude no perfil vertical SEC4.

Para o trimestre MAM (+1) do experimento LA_ATLP (Figura 14.22e) o ramo subsidente intenso configurado no trimestre anterior atua somente em baixos níveis, apresentando na mesma coluna vertical um ramo ascendente nesse perfil, esse padrão de posicionamento causa impactos

na precipitação bastante parecidos com os apresentados referente a esse trimestre para o experimento anterior neste perfil.

As simulações apresentaram para a SEC4, que existem variações no posicionamento da célula de Hadley para os dois experimentos. De acordo com simulações, para o trimestre de DJF(0) para o evento do tipo ATLP_LA (Figura 4.23a), um ramo subsidente (ascendente) bastante intenso ocupa a seção entre 5°N e 5°S (5°N e 20°N). Para o trimestre seguinte MAM (+1) (Figura 4.23b), o ramo ascendente atua praticamente por todo o perfil vertical com exceção entre 10-20°N. Em JJA(+1) (Figura 4.23c), o ramo ascendente apresentado no trimestre anterior se enfraquece e o ramo subsidente entre 10-20°N se fortalece porém mais deslocado para o HN.

Para o experimento seguinte LA_ATLP (Figuras 4.23 d-f) são apresentadas para o trimestre de DJF (0) (Figura 4.23a), um ramo ascendente bastante intenso entre 5°N e 20°N, e em baixos níveis entre 5°N e 5°S um ramo subsidente menos intenso quando comparado ao experimento ATLP_LA nesse período. Para MAM(+1) (Figura 4.23e), o ramo ascendente atua praticamente por todo o perfil vertical com exceção entre 5°N e 5°S, devido a persistência do ramo subsidente em baixos níveis apresentado para este experimento no trimestre anterior. Em JJA(+1) (Figura 4.23f), o ramo ascendente apresentado no trimestre anterior persiste e o ramo subsidente entre 5°S-30°S se fortalece, favorecendo sobre o continente uma intensificação (desintensificação) da atividade convectiva sobre a bacia amazônica (extremo norte da AS).

Esses resultados concordam com resultados anteriores de Souza e Ambrizzi (2002), Ambrizzi *et al.* (2004) que apresentam consideráveis diferenças na variabilidade espacial da precipitação da AS em resposta ao posicionamento anômalo das células de grande escala (Walker e Hadley), mostrando que os ramos anômalos posicionaram-se de maneira diferenciada mediante a eventos de ENOS distintos e de mesma fase, e que isto pode ser devido a atuação conjunta do Pacífico equatorial e AT na modulação das células regionais e consequentemente na precipitação.

Finalmente, aspectos da variabilidade da circulação horizontal responsável por parte do transporte de umidade para a região norte da América do Sul também foram analisados. Neste sentido, anomalias na circulação horizontal são apresentadas a fim de avaliar as anomalias de PNM, a circulação anômala em 850 hPa, e na alta troposfera (em 200 hPa) e fluxo de umidade integrado na atmosfera (Figuras 4.24 a 4.27) para os experimentos ATLP_LA e LA_ATLP para compor a resposta atmosférica mediante às forçantes oceânicas observadas.

Os campos de PNM gerados pelo modelo em resposta às forçantes oceânicas relativas aos padrões ATLP_LA e LA_ATLP são apresentados (Figura 4.24 a-f). A composição de anomalias de PNM revela estruturas ligeiramente similares, variando basicamente em termos de intensidade entre um experimento e outro. Anomalias positivas (negativas) de PNM significativas são observadas sobre o oceano Pacífico (Atlântico) nos trimestre DJF(0) e MAM(+1), (Figuras 4.24 - b e 4.24 d-e). Numa comparação direta em termos de intensidade dessa variável apresentada para os dois experimentos, é verificado em MAM (+1) que para o experimento LA_ ATLP (Figura 4.24e), são apresentadas anomalias de PNM mais intensas daquelas para o experimento ATPL_LA, possivelmente associado a fase inicial do gradiente interbacias na configuração das anomalias de TSMs tropicais .

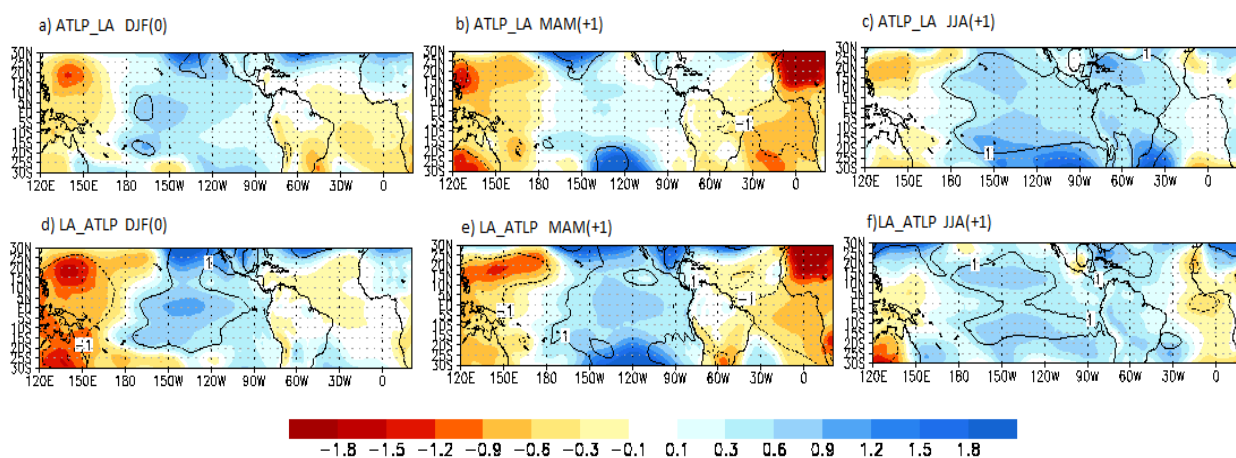


Figura 4.24 - Composições de anomalias de PNM para o período de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em hPa. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Para o trimestre JJA(+1) (Figuras 4.24c e 4.24f) são observadas para ambos experimentos, anomalias positivas de PNM sobre as regiões do Pacífico e ATN. Para o experimento LA_ATLP na região do AT próximo a costa oeste da África um centro anômalo negativo de PNM é notado, em resposta as anomalias positivas de TSM que se intensificam nessa região durante JJA.

De um modo geral esses campos apresentam consistência com as condições de TSM associadas a cada experimento, indicando um especial reforço atmosférico com origem na bacia quente (Atlântico) sobre as condições oceânicas da bacia fria (Pacífico), porém esse reforço é mais intensificado no experimento e LA_ATLP a de MAM(+1)(Figura 4.24 e-f), possivelmente associado a fase inicial do gradiente interbacias na configuração das TSMs tropicais.

Como resposta atmosférica mediante às simulações com gradiente interbacias, são apresentados nas Figuras 4.25 e 4.26 anomalias da velocidade dos ventos em 850 e em 200mba para os experimentos com fase negativa de ENOS.

Para o experimento ATLP_LA no trimestre DJF (0) (Figura 4.25 a), as anomalias de ventos são provenientes do Pacífico, cruzando o continente da AS no sentido de noroeste a sudeste, não apresentando convergência dos escoamentos. Somente sobre o extremo norte da AS uma convergência dos escoamentos provenientes do ATN é observada.

Para o trimestre MAM (+1) (Figura 4.25 b), o escoamento de oeste é enfraquecido, enquanto que os escoamentos de norte intensificam e convergem na parte central da AS com os escoamentos proveniente do ATS devido a formação de um centro anticiclônico no ATS nesse período para ambos experimentos. Para o trimestre JJA (+1)(Figura 4.25 c) os escoamento de oeste praticamente desaparecem, fortalecendo a convergência dos ventos sobre o norte do Brasil provenientes do ATN. Isto se deve a intensificação de um alta pressão na região costeira sobre o norte da AS, favorecendo escoamentos no sentido de noroeste-sudeste convergindo com os escoamentos do ATS devido a intensificação de uma alta subtropical no ATS que aparece nessa configuração alimentando os escoamentos no sentido sudeste-noroeste.

Para o experimento LA_ ATLP em DJF (0) (Figura 4.25 d), as anomalias de ventos provenientes do Pacífico convergem no extremo norte da AS. Por outro lado, escoamentos provenientes do ATS parecem convergir na região centro-sul da AS. Para o trimestre MAM (+1) (Figura 4.25b), é apresentado uma configuração mais zonal e no sentido oeste-leste, sendo alimentados pelos escoamentos do Pacífico central, sul e ATN. Em JJA (+1) (Figura 4.25 f), o escoamento de oeste ainda persiste, fortalecendo a convergência dos ventos sobre o norte do Brasil com escoamentos provenientes do ATN. Esses resultados sugerem que mediante eventos de La Niña os escoamentos em baixos níveis não apresentaram intensificação do JBN o que contribui para convergências dos ventos na região centro-sul da AS.

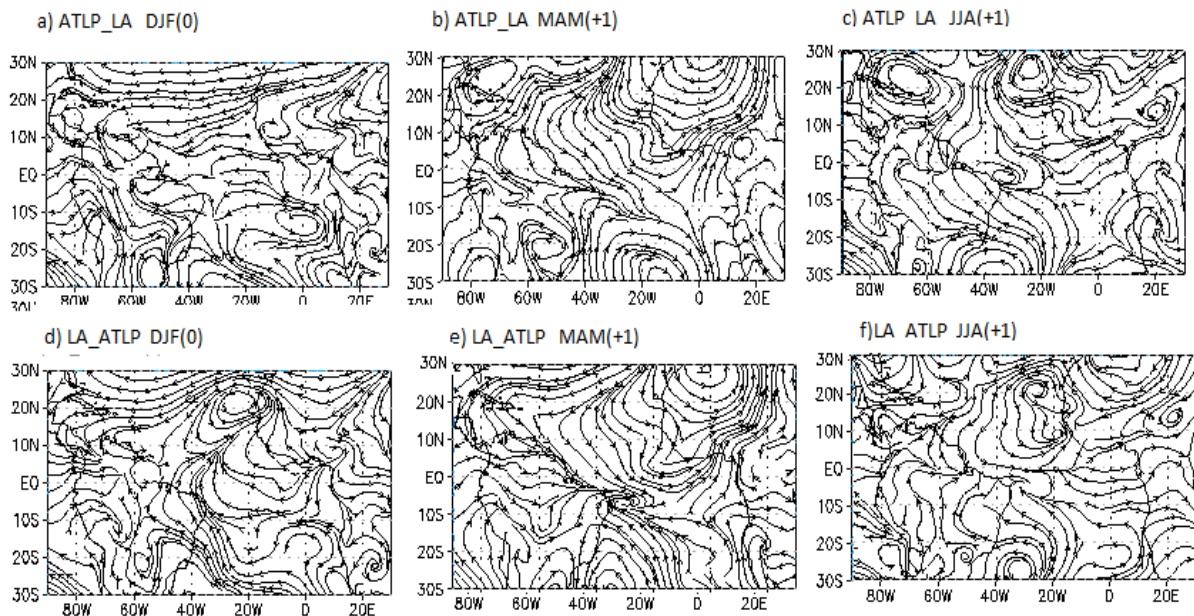


Figura 4.25- Anomalias da velocidade do vento em 850 hPa para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.

A circulação da alta troposfera (200 hPa) (Figura 4.26 a-f) apresenta anomalias de oeste para leste sob a América do Sul para os experimento ATLP_LA para todos os trimestres (Figura 4.26 a-c). Para o experimento LA_ATLP (Figura 4.26 d-f) em DJF (0) (Figura 4.24d) é notado um centro anticiclônico no AT gerando escoamentos de leste-oeste para a região de estudo.

No trimestre MAM (+1) (Figura 4.26e) os escoamentos sob o continente apresentam-se zonais e no sentido de leste-oeste, sendo alimentado por centros ciclônico no extremo norte da AS e escoamentos zonais no sentido de leste-oeste proveniente do AT. Em JJA (+1) (Figura 4.24 f), os escoamentos mudam de sentido, de modo que são apresentados ventos no sentido sudeste-noroeste sobre a AS, escoamentos provenientes do ATS, sendo reforçado por um centro ciclônico no AT e na região costeira oeste da AS.

Nesse sentido, para esse experimento é notado que os ventos sofrem perturbações sob a região AS, invertendo a direção de um trimestre para outro (de oeste-leste em MAM para de sudoeste-noroeste em JJA), sendo o mecanismo responsável por essa perturbação a intensificação

de um centro ciclônico posicionado no AT e parte do nordeste da AS, possivelmente associadas aos padrões de teleconexões associados ao evento La Niña.

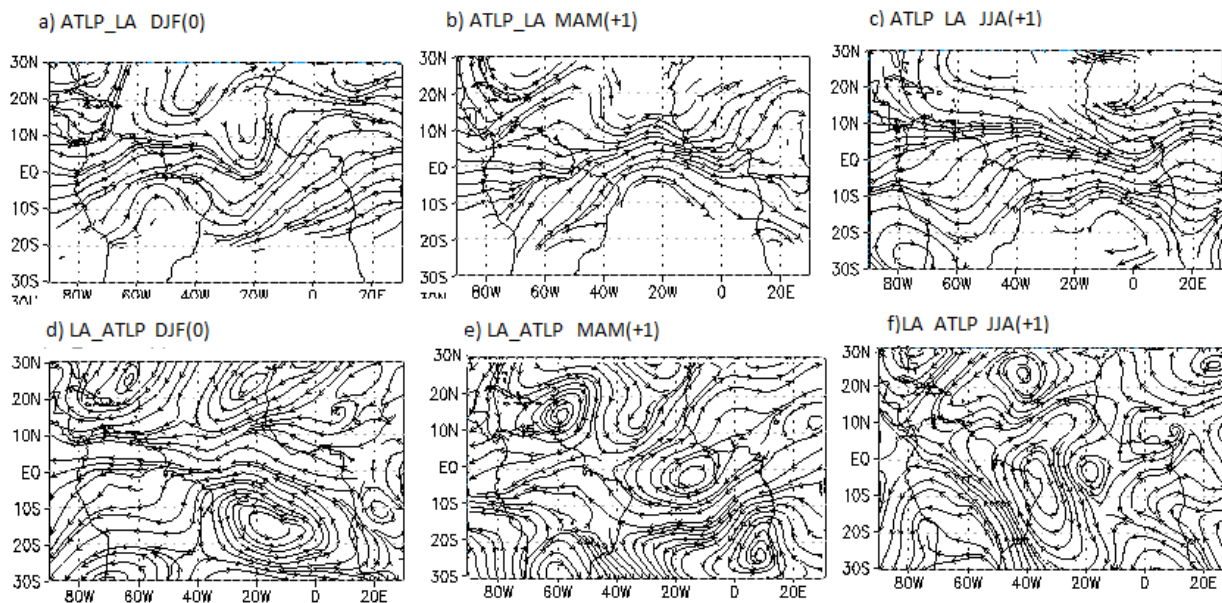


Figura 4.26- Anomalias da velocidade do vento em 200 hPa para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.

As análises da circulação em baixos e altos níveis indicam que variabilidades sazonais nos padrões de teleconexões associados ao ENOS parecem modular a intensidade das chuvas por toda região de estudo, pois para ambos os experimentos, na mudança entre um trimestre para outro, mudanças nos sinais de anomalias de chuvas são apresentadas tanto nos estudos observacionais como nos estudos numéricos.

Para o experimento ATLP_LA de DJF(0) para MAM(+1) anomalias negativas (positivas) de chuvas nas regiões norte e sudeste (central) da AS abrangem as regiões de anomalias positivas (positivas) notadas em DJF (0) (Figuras 4.18a-b), tornando a bacia Amazônica bastante úmida no trimestre MAM (+1). Em JJA (+1) a região nordeste apresentou poucos sinais de anomalias nessa transição, desaparecendo totalmente os sinais anômalos observados no trimestre de MAM(+1).

Para o experimento LA_ATLP de DJF(0) para MAM(+1) são apresentadas anomalias positivas de chuvas nas regiões oeste e central da AS em substituição as anomalias negativas

(Figuras 4.18 d-e), tornando a Bacia Amazônica bastante úmida no trimestre MAM (+1). Para JJA(+1) a região nordeste apresentou poucos sinais de anomalias nessa transição, desaparecendo praticamente os sinais anômalos no trimestre MAM(+1) para este experimento. Ainda para esse experimento de DJF(0) para MAM(+1) são apresentadas anomalias negativas (positivas) de precipitação observadas na região norte (oeste e central) da AS bastante significativas substituindo anomalias positivas (negativas) nessa região apresentadas no trimestre anterior nas Figuras (8d-e). No trimestre JJA (+1), (Figura 4.18f), a precipitação sob a região do norte-nordeste da América do Sul responde ao fraco sinal do gradiente interbacias, favorecendo uma composição de anomalias positivas nessa região.

Diante do comportamento da circulação da baixa e alta troposfera, essas simulações revelam a sensibilidade da circulação atmosférica ao gradiente interbacias, gerando na atmosfera perturbação em grande escala que parecem modular os sinais da La Niña na precipitação da AS.

Numa comparação direta da circulação em baixos níveis sobre o continente da AS entre eventos de ENOS de fases opostas, é apresentado que os JBN são menos intensos mediante a configuração de um evento de La Niña, que para um evento de El Niño. Esses resultados concordam com os estudos de Marengo *et al.* (2004) que verificaram casos de JBN menos intensos e frequentes durante eventos de La Niña. Consistentemente, Silva (2005) investigou a variabilidade dos JBN associados a evolução temporal do evento ENOS durante fases distintas da Oscilação Decadal do Pacífico, e mostrou que os JBN são bastante sensíveis às mudanças na atmosfera mediante a evolução dos eventos de ENOS, de modo que durante a fase de maturação dos eventos quentes (frios), os episódios de JBN ocorrem em maior(menor) frequência que a média climatológica.

Finalmente, para compor a circulação atmosférica são apresentadas nas Figuras (4.27 a-f), o transporte da umidade integrada na estrutura vertical para cada experimento sobre as regiões do Atlântico e sobre a América do Sul.

Nas Figuras (4.27 a-c) são apresentados os transportes de umidade sobre a região de estudo referente ao experimento ATLP_LA. Para, DJF(0) (Figura 4.27a) um transporte zonal sobre a região de estudo proveniente do Pacífico, do ATN e ATS no sentido de oeste-leste é observado. Nesse trimestre também é configurada uma importante via de transporte de umidade para os subtropicais da América do Sul, tendo início no Equador passando sobre a Amazônia, e segue em direção ao sudeste-sul da AS onde gira ciclonicamente.

Para o trimestre MAM (+1) (Figura 4.27b), o transporte zonal de oeste-leste proveniente do Pacífico enfraquece, e é estabelecido um fluxo de umidade mais intenso do ATN no sentido de oeste-leste e do ATS no sentido leste-oeste, enquanto que para o trimestre seguinte, JJA(+1) (Figura 4.27c) esse transporte muda completamente de sentido, apresentando uma configuração de leste-oeste proveniente do ATN. Essa mudança está associada a formação de um centro ciclônico no extremo norte da AS e proveniente do ATS, devido ao estabelecimento um centro anticiclônico sobre o oceano Atlântico.

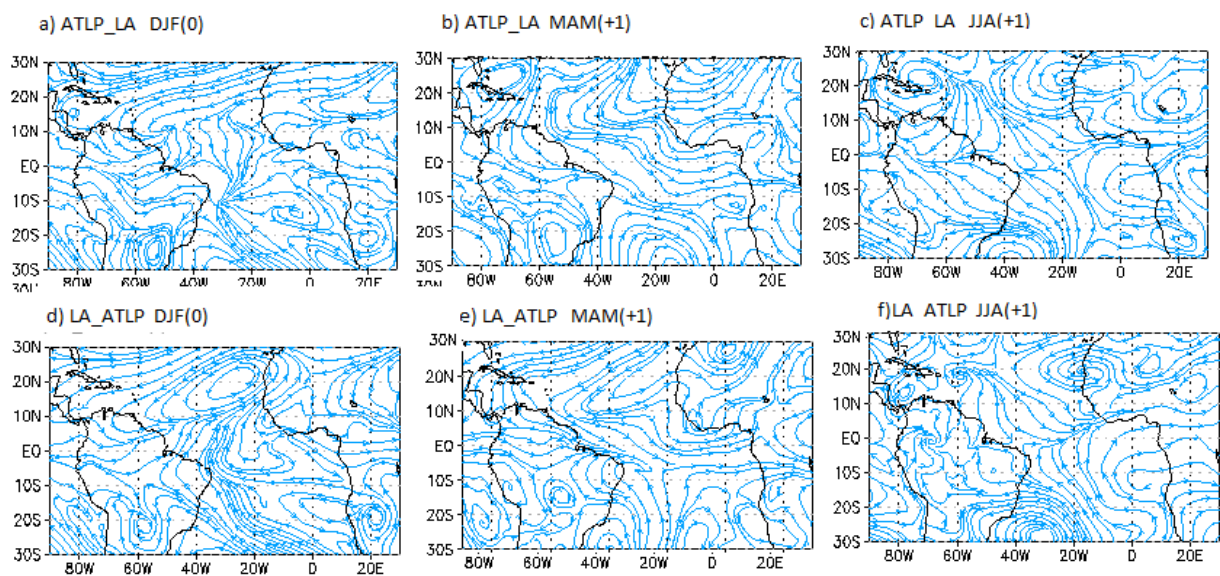


Figura 4.27- Fluxo de umidade integrado na atmosfera para os períodos de DJF(0), MAM (+1) e JJA (+1) para eventos ATLP_LA e LA_ATLP.

Para o experimento LA_ATLP, durante o trimestre DJF (0) (Figura 4.27d) é apresentado um transporte de umidade zonal, porém, menos intenso, proveniente do Pacífico e ATN no sentido de oeste-leste configurado como no experimento ATLP_LA. Nesse trimestre também é configurada uma importante via de transporte de umidade para os subtrópicos da América do Sul, tendo início no ATS passando sobre o sul do nordeste do Brasil e seguindo em direção ao sudeste-sul da AS onde converge com um fluxo proveniente do Pacífico girando ciclonicamente.

Para o trimestre seguinte, (Figura 4.27e) período que coincide com a fase inicial do gradiente interbacias, o transporte zonal no sentido de oeste-leste sobre a AS se intensifica, sendo

estes reforçados pelo transporte do ATN e do ATS de modo que parte dessa umidade converge na região costeira oeste da AS. Em JJA (+1) (Figura 4.27f) o transporte de umidade para a AS basicamente converge na região norte do Brasil, sendo provenientes do Pacífico Tropical, do ATN e uma contribuição do ATS.

É interessante notar que as contribuições através do ATN e ATS, são praticamente iguais, sugerindo que as contribuições dos alísios do Atlântico Norte e do Atlântico Sul são igualmente importantes para a umidade da Amazônia, especialmente em anos chuvosos como no experimento ATLP_LA. Estes resultados estão consistentes com o estudos recentes de Satyamurty et al 2010, que compararam o transporte e convergências de umidade entre anos extremos de ENOS e mostraram a importância do transportes de umidade através dos alísios do Atlântico Norte e do Atlântico Sul na manutenção das chuvas mensais e trimestrais dentro da região amazônica.

4.3 – Sensibilidade do modelo em representar chuvas na região de estudo

A Tabela 4.1, sintetiza os resultados obtidos neste estudo sobre os impactos das anomalias de TSM na precipitação da região norte da AS, com intuito de avaliar a habilidade do modelo em representar as anomalias de precipitação para as sub-regiões definidas na Figura 4.28, associadas às diferentes condições de TSM impostas.

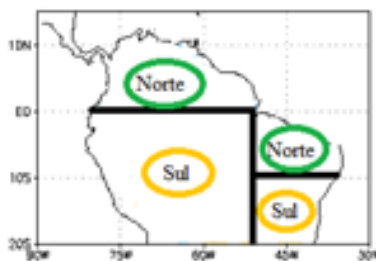


Figura 4.28 –Divisão da região norte da América do Sul em Amazônia e Nordeste da AS sendo subdividida em (Norte e Sul).

Deste modo, é possível comparar os sinais de anomalias observadas apresentados nas Figuras 4.3 e 4.17 para eventos El Niño e de La Niña, respectivamente e, os sinais gerados a

partir das simulações numéricas apresentados nas Figuras 4.4 e 4.18 para eventos El Niño e de La Niña, respectivamente, possibilitando verificar quais sinais de anomalias de chuva é coincidente para cada sub-região em um determinado trimestre sob determinada condição oceânica associada.

Ainda, baseando-se na Tabela 4.1, foi possível determinar em termos de percentuais (Tabela 4.2) a sensibilidade do modelo em representar as anomalias de chuva para cada sub-região. Essa análise foi realizada considerando os sinais de anomalias de chuvas para cada sub-região e período e representa o número de vezes que o sinal de uma anomalia simulada coincide com o sinal da anomalia observada.

TABELA 4.2 Sinais das anomalias de precipitação observadas e simuladas para as sub-regiões de estudo para cada trimestre analisado e a condição de oceânica tropical associada.

Metodologia	Região de Estudo	ANOMALIAS DE CHUVAS						ANOMALIAS DE TSM TROPICAL						ENOS
		NORTE			SUL			GRADIENTE INTERBACIAS			GRADIENTE INTERHEMISFERICO			
		Trimestre						Trimestre			Trimestre			
		DJF	MAM	JJA	DJF	MAM	JJA	DJF	MAM	JJA	DJF	MAM	JJA	
Estudo Observacional	Amazônia	-	+	+	-	+	-							
	Nordeste	-	-	-	-	-	-	NEG	NEG	NEG	não obs.	POS	POS	+
	Amazônia	-	-	+	+	-	+							
	Nordeste	+	-	+	+	-	+	não obs.	NEG	NEG	não obs.	POS	POS	+
	Amazônia	-	-	-	-	-	+							
	Nordeste	+	+	+	+	+	+	POS	POS	POS	NEG	NEG	NEG	-
Estudo Numérico	Amazônia	+	-	-	-	+	+							
	Nordeste	+	+	+	+	-	+	não obs.	POS	POS	não obs.	NEG	NEG	-
	Amazônia	-	-	+	+	+	+							
	Nordeste	-	-	+	-	-	+	não obs.	NEG	NEG	não obs.	POS	POS	+
	Amazônia	+	+	+	+	-	+							
	Nordeste	+	+	-	-	-	+	não obs.	POS	POS	não obs.	NEG	NEG	-

EL_ATLN

ATLN_EL

ATPL_LA

LA_ATLP

De modo geral, o modelo apresentou habilidade em representar em torno de 75% das anomalias de chuva sobre a região de estudo para os experimentos ATLN_EL e ATPL_LA, e 66% para eventos EL_ATLN e LA_ATLP. Ainda, foi possível observar a maior habilidade do modelo em representar as anomalias de precipitação sobre o Nordeste em relação a região central da Amazônia, e para a porção norte da Amazônia em relação à porção sul, para todos os experimentos.

Tabela 4.2 – Percentual de acerto do modelo para os sinais das anomalias de chuva na região norte da AS

Percentual de acertos com MCGA para a região Norte da AS								
REGIÃO	EXPERIMENTOS NUMÉRICOS							
	ATLN_EL		EL_ATLN		ATLP_LA		LA_ATLP	
	75%		66%		75%		66%	
	Amazônia	Nordeste	Amazônia	Nordeste	Amazônia	Nordeste	Amazônia	Nordeste
%	50%	100%	50%	83%	66%	83%	66%	66%

Para a região Amazônica apresentou 50% dessa habilidade para eventos de El Niño, e 66% para eventos La Niña, porém é observada uma ligeira predominância na coincidência dos sinais para a porção norte da bacia para todos os eventos, bem como para o experimento LA_ATLP, com exceção somente para os trimestres MAM (+1) para a porção norte da bacia e JJA(+1) para a porção sul da bacia, devendo-se ao fato que as mudanças de sinais das anomalias entre um trimestre e outro podem estar sendo comprometidas pelas médias de um período maior que a do tempo de resposta atmosférica associado às mudanças dos padrões de TSM tropicais (Figuras 4.4, 4.25 e 4.26). Neste sentido, encontram-se em anexo a média mensal das anomalias de precipitação observadas e referente às simulações numéricas de para cada padrão oceânico.

Esses resultados são consistentes com estudos de Marengo *et al.* (2003), que apresentou a região tropical como sendo uma das regiões de alta previsibilidade com MCGA.

CAPITULO 5

CONCLUSÃO

O impacto dos eventos ENOS, que se desenvolvem após uma condição quente/fria do Atlântico Equatorial (gradiente interbacias do Pacífico e Atlântico), na precipitação da Amazônia, em contraste com os eventos ENOS que se desenvolvem durante condições de normalidade no AT foi avaliado a partir de análises observacionais e simulações numéricas.

Os resultados observacionais relacionados aos eventos ENOS, sugerem que o padrão de precipitação parece ser modulado pelo gradiente interbacias formado pelo El Niño (La Niña) no Pacífico e evento frio (quente) no Atlântico Equatorial, de maneira que as anomalias de precipitação sobre a Amazônia são reforçadas mediante a configuração do gradiente interbacias durante a fase inicial do evento. Esse resultado concorda com resultados anteriores encontrados por Kayano *et al.* (2010), que mostram a relação entre o gradiente interbacias e a precipitação sobre a AS. Ainda, observou-se uma simetria na resposta na precipitação em relação ao gradiente inter-bacias Pacífico e Atlântico, de forma que nas regiões onde foram observadas anomalias para eventos de fase positiva de ENOS, foram observadas anomalias com sinais inversos para fase negativa de ENOS. Por outro lado, diferenças significativas são observadas no padrão de precipitação em resposta às fases dos eventos ENOS que se desenvolvem mediante a condição de normalidade no AT, principalmente em relação a distribuição espacial das anomalias.

Através da análise observacional foi possível notar que o ENOS afeta o regime de precipitação na região Norte da América do Sul de forma diferenciada, dependendo da pré condição do Atlântico equatorial, de modo que, para DJF e eventos que se desenvolvem após uma condição anômala no AT (gradiente interbacias entre o Pacífico e Atlântico) observa-se uma intensificação das anomalias de precipitação principalmente nas partes nordeste e central leste da Amazônia, enquanto que o efeito do ENOS que se desenvolvem sob condições de normalidade no AT o impacto na precipitação é mais significativo na região norte e oeste da bacia. Sendo assim, durante DJF, fase madura do evento ENOS, a parte central leste e nordeste da América do Sul parece sofrer um efeito combinado das anomalias do Pacífico e Atlântico, enquanto que a variabilidade de precipitação sobre as regiões norte e oeste da bacia está relacionada somente às

variações de TSM que ocorrem no Pacífico. Por outro lado, para os trimestres de MAM e JJA, o efeito combinado de anomalias que ocorrem no Pacífico e Atlântico modula o padrão de variabilidade de precipitação. A Figura 5.1 ilustra de forma esquemática esses resultados.

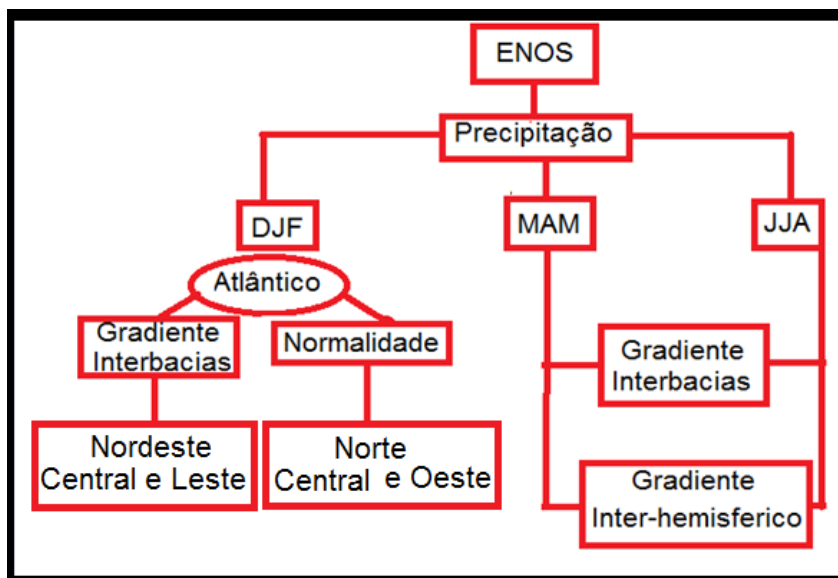


Figura 5.1 – Representação esquemática da distribuição espaço-temporal do impacto do ENOS sobre a precipitação da região norte da América do Sul.

A análise numérica contribuiu para a interpretação das análises observadas. Consistentemente, com a análise observacional, os resultados das simulações numéricas mostram diferenças espaciais e temporais nos padrões de anomalias de precipitação na AS aos ENOS que se desenvolvem durante a atuação do gradiente interbacias, em relação aos eventos ENOS somente, de modo que, os sinais das anomalias são reforçados mediante a configuração do gradiente interbacias na fase inicial de desenvolvimento do evento ENOS. Ainda, as simulações numéricas sugerem que os mecanismos físicos associados a intensificação das anomalias de precipitação podem estar associadas às variações nas circulações leste-oeste e norte sul. Foi possível observar o fortalecimento das células de Walker e Hadley anômalas para o experimento ATLN_EL em relação ao experimento EL_ATLN possivelmente associado ao estabelecimento do gradiente interbacias, na fase madura do ENOS, e ao gradiente interhemisférico observado no AT em resposta ao ENOS, em MAM e JJA.

Consistentemente, trabalhos anteriores (Kayano *et al.*, 2010) encontram redução de

precipitação sobre a parte leste da Amazônia devido a ação do gradiente interbacias e Souza *et al.* (2000) notam condições de escassez de precipitação sobre a parte central e norte da Amazônia devido ao efeito combinado do El Niño e o gradiente interhemisférico no AT definido por anomalias de TSM positivas (negativas) no ATN (ATS), mostrando que o impacto da El Niño é favorável à ocorrência de condições seca em algumas regiões da Amazônia induzida devido à intensificação do ramo subsidente das células de Walker e Hadley anômalas sobre a troposfera equatorial da América do Sul (Souza *et al.*, 2005). A Figura 5.2 ilustra de forma esquemática esses resultados.

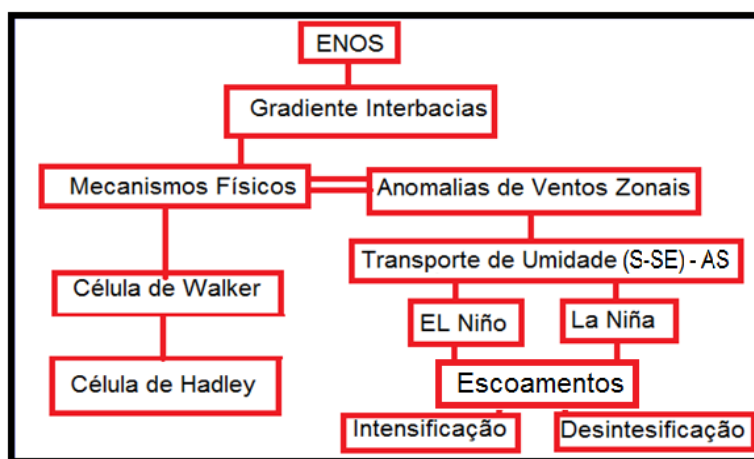


Figura 5.2 - Representação esquemática dos principais mecanismos físicos associados a intensificação das anomalias de precipitação na região norte da América do Sul.

Aspectos da variabilidade da circulação horizontal responsável por parte do transporte de umidade para a região norte da América do Sul também foram analisados. Neste caso, foram notadas diferenças nos campos de ventos, em baixo e alto níveis, associadas aos diferentes experimentos, principalmente na região equatorial do Atlântico e América do Sul. Nessas regiões, um escoamento quase zonal é notado durante o estabelecimento do gradiente interbacias, tanto na fase inicial de desenvolvimento de um evento ENOS quanto na fase de decaimento. Esse escoamento em baixos níveis é responsável pelo maior transporte de umidade do Atlântico equatorial em direção à AS. Um centro anticiclônico (cyclônico) sobre o sul-sudeste da AS (ATS), para os dois experimentos compõem a circulação atmosférica sobre a região norte da América do

Sul/AT. Esse padrão de circulação atua no sentido de intensificar o transporte de umidade em direção à AS. Resultados consistentes são mostrados por Grimm (2000), que avaliou o impacto dos eventos de EL Niño sobre as monções de verão no Brasil, e mostrou em seus resultados um centro anticiclônico em baixos níveis no sudeste da AS no período do verão, produzindo intensificação do jato subtropical e advecção de vortacidade ciclônica sobre o sudeste da AS, e que devido a intensificação do movimento ascendente nessa região ocorre um aumento das chuvas nesse período e especula que a subsidência sobre a Amazônia contribui na manutenção das anomalias anticiclônicas no Brasil central-leste.

Outra característica observada nesse estudo é que a circulação em baixos níveis, na região dos JBN parece ser intensificada (desintensificada) mediante eventos de El Niño (La Niña), consistentes com estudos de Garcia e Kayano (2009). Esses autores encontraram dois modos da variabilidade dos JBN, sendo que um deles chamado modo interanual (MIA) apresenta algumas similaridades com o modo tropical interanual El Niño – Oscilação Sul, e possivelmente pode estar representado nesse estudo pela intensificação dos escoamentos sobre o continente. Nesse caso, sugere-se que esse escoamento é reforçado mediante a condição de ATSM do AT com sinal contrário no desenvolvimento do evento de El Niño. Esse fato pode contribuir para explicar as diferenças nas intensidades dos JBN para eventos distintos de ENOS de mesma fase, como mostrado por Silva e Ambrizzi (2006). Esses autores mostraram que diante de um evento quente no Pacífico considerado forte, o anticiclone de baixos níveis posiciona-se sobre a região central do Brasil, acelerando o escoamento de norte-sul a leste dos Andes e deslocando-se a sul do Brasil e Norte da Argentina. No entanto, para eventos mais fracos de El Niño, os JBN se apresentaram menos intensos e deslocados mais os sudeste do Brasil. Desta forma, sugere-se que além da intensidade do evento no ENOS no Pacífico, a condição do AT pode também atuar no sentido de enfraquecer ou fortalecer os JBN.

Assim, os resultados das simulações numéricas mostraram mudanças significativas dos escoamentos em baixos e altos níveis associadas ao gradiente interbacias apresentando mudanças coincidentes com a fase inicial e madura do evento frio no AT, gerando na atmosfera perturbação em grande escala que parecem modular a circulação atmosférica tropical e subtropical e conseqüentemente o transporte de umidade para a AS, afetando então a precipitação nessa região.

Quanto ao transporte de umidade para o continente da AS, parece sugerido pelas condições de anomalias dos escoamentos sobre o continente da AS, conseqüentemente associadas às ATSM

tropicais sugerindo a importância da configuração oceânica na resposta atmosférica e conseqüentemente nas chuvas da região de estudos.

É interessante notar que as contribuições do fluxo de umidade através do ATN e ATS, são praticamente iguais, sugerindo que as contribuições dos alísios do Atlântico Norte e do Atlântico Sul são igualmente importantes para a umidade da Amazônia, especialmente em anos chuvosos como no experimento ATLP_LA. Estes resultados estão consistentes com o estudos recentes de Satyamurty *et al.* (2010), que compararam o transporte e convergências de umidade entre anos extremos de ENOS e mostraram a importância do transportes de umidade através dos alísios do Atlântico Norte e do Atlântico Sul na manutenção das chuvas mensais e trimestrais na Região Amazônica .

Finalmente, consistente com estudos anteriores (Souza *et al.*, 2000; Souza e Ambrizzi, 2002; Huang *et al.*, 2008; Kayano *et al.*, 2010) , este trabalho mostra a importância de se conhecer as pré condições do AT durante o desenvolvimento de eventos de ENOS, com a finalidade de melhorar a previsibilidade climática na região norte da AS, haja visto que os modos normalmente associados aos eventos ENOS somente, não são suficiente para levar a uma simulação precisa da anomalias de precipitação e circulação atmosféricas sobre as regiões equatoriais da AS. Neste contexto, este estudo mostra o impacto do gradiente interbacias Pacífico e Atlântico, durante o desenvolvimento de um evento ENOS, na circulação atmosférica e conseqüentemente na precipitação da região norte da AS aspectos esses, pouco explorados anteriormente. Ainda, os resultados apresentados mostram que o modelo usado é capaz de simular as principais da variabilidade climática tropical, consistente com o estudo de Marengo *et al.* (2003), que apresentou a região tropical como sendo uma das regiões de alta previsibilidade com MCGA.

Para trabalhos futuros sugere-se verificar a resposta de outro modelo climático de circulação atmosférica, que tenha sido idealizado somente para a região tropical, por exemplo o *Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model (QTCM)*, pois trata-se de um modelo ajustado à modelagem do clima tropical e de sua variabilidade e por possuir uma melhor resolução espacial, o que conseqüentemente permite uma melhor representação dos processos de meso escala atuantes na modulação das chuvas na região norte da AS, bem como os mecanismos atuantes na evolução dos padrões de ATSM tropicais apresentadas neste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ambrizi, T; Souza, E.B.; Pulwarty R.S. 2004. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENOS impacts on South American seasonal rainfall. In *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future*. Diaz H.F and Bralley R.S (Eds). *Kluwer Publishers*, 7: 203-235.
- Aceituno, P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 116:505-524.
- Andreoli, R. V.; Kayano, M. T. 2006. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over northeastern Brazil. *International Journal of Climatology*, 26: 1895–1912.
- Chang, P.; Fang, Y.; Saravanan, R.; Ji, L.; Seidel, H. 2006. The cause of the fragile relationship between the Pacific LA Nina and the Atlantic Niño. *Nature*, 443:324-328.
- Carton, J.A.; Huang, B.H. 1994. Warm events in the tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 24:888–903.
- Cavalcanti, I.F.A; Souza,C.A; Kousky, V.E. 2002. *Características Atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes em uma simulação com MCGA CPTEC/INPE e em dados de Reanálises NCEP/NCAR*: In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 903-913.
- Cavalcanti, I. F. A; Marengo, J. A.; Satyamurty P.; Nobre, C.; Trosnikov, I.; Bonatti, J. P.; Manzi, A. O., Tarasova, T.; Pezzi, L. P.; D'almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.; Sanches, M. B.; Camargo, H. 2002. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. *Journal of Climate*, 15: 2965-2988.
- Curtis S. Hastenrath. 1995. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *Journal of Geophysical*, 100: 835-847.

Dereczynski, C. P.; Nobre, C. A. 2003. Evaluation of CPTEC's seasonal ensemble predictions of wet season lover northeast Brazil. In: 7. International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and oceanography. Wellington, New Zealand. Anais, 151-152.

Enfield, D.B.; Mayer, D.A. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to LA Niña-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102: 929–945.

Figueroa, S.N.; Nobre, C.A. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, CPTEC, (www.cptec.inpe.br/products/climanalise) 5(6):36-45.

Fisch, G. 1996. *Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem*. Dissertação de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP – Brasil, 155pp.

Folland, C.K.; Palmer, T.N.; Parker, D.E. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320: 602-607.

Fu et al., 2001. How Do Tropical Sea Surface Temperature Influence the Seasonal Distribution of Precipitation in the Equatorial Amazon. *Journal of Climate*, 14: 4003-4026.

Garcia, S.R e Kayano M.T. 2009. Relação dos Sistemas de Monção com variabilidades tropical interanul e interdecadal. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24: 69-86.

Giannini, A.; Chiang, J.C.H.; Cane, M.A.; Kushnir, Y.; Seager, R. 2001. The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical Americas. *Journal of Climate*, 14:4530–4544.

Giannini, A.; Saravanan, R.; Chang, P. 2004. The preconditioning role of Tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, 22: 839–855.

Grell, G. A. 1998. *Semi-prognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes*, Ph.D. thesis, University of Miami, Coral Gables, Florida, 225pp.

Grimm, A.M., S.E.T. Feraz, J. Gomes, 1998: Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, 11:2863-2880.

Grimm, A.M., 2003: The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, 16 : 263-280.

Grimm, A.M., C.S. Vera, C.R. Mechoso, 2005: The South American Monsoon System. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. Chang, B. Wang and N.-C., G. Lau Eds., WMO/TD 1266 – TMRP 70: 219-238. Disponível em http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf.

Grimm, A. M., V. R. Barros, and M. E. Doyle, 2000: Climate variability in Southern South America associated with LA Niña and La Niña events. *Journal of Climate*, 13:35–58.

Grimm, A. M., 2003: The LA Niña Impact on Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate*, 16:263-280.

Grimm, A. M 2004: How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics*, 2:,123-138.

Handoh, I.C.; Matthews, A.J. Bigg, G.R.; Stevens, D.P. 2006b. Interannual variability of the tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part I: the North Tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, 26:1937–1956.

Handoh, I.C.; Bigg, G.R. Matthews, A.J. Stevens, D.P. 2006a. Interannual variability of the tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part II: the South Tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, 26:1957–1976.

Harshvardhan, R.; Davis, D.; Randall, A. 1987; Corsetti, T.G. A fast radiation parameterization for general circulation models. *Journal of the Geophysics Resources*, 92:1009-1016.

Huang H.P; Robertson A. W.; Kushnir. Y; Peng.S. 2008. Hindcasts of tropical Atlantic SST gradient and South American precipitation: the influences of the ENSO forcing and the Atlantic preconditioning. *Journal of Climate*, 22: 2045-2421.

Hulme,M. 1992. A 1951-80 global land precipitation climatology for the evaluation of General Circulation Models. *Climate Dynamics* 7: 57-72.

Hulme,M. 1994. Validation of large-scale precipitation fields in General Circulation Models. In *Global precipitations and climate change* (eds.) *Desbois,M. and Desalmand,F.*, *Nato Asi Series*, Springer-Verlag, Berlin, 387-406.

Hulme,M., Osborn,T.J. and T.C.Johns .1998. Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations *Geophys. Res. Letts.*, 25, 3379-3382.

Kalnay,E.; Kanamitsu,M.; Kistler, R.; Collins,W.:. 1996. "The NCEPNCAR 40-year reanalysis project." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.

Kayano, M.T.; RAO, V.B.; Andreoli, R.V. 2005. A review of short-term climate variability mechanisms. *Advances in Space Research*, 35:843-851.

Kayano, M.T .; Moura, A.D. 1986. O El-Niño de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Geofísica*, 4: 201–214.

Kayano, M.T.; Oliveira, C.P.; Andreoli, R.V. 2009. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. *International Journal of Climatology*, 29: 1439–1448.

Kayano, M.T.; Andreoli, R.V.; Souza, R.A.F. 2010. *International Journal of Climatology*.

Kousky, V. E.; Kayano, M. T. 1994. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7: 1131-1143.

Keenlyside, N. S., and M. Latif, 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *Journal of Climate*, 20:131-142.

Lacis, A.; Hansen, J.E. 1974. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal Atmospheric Science*, 31:118-133.

Lee .S; Enfield D.B ; Wang.C. 2008. Why do some El Niños have no impact on tropical North Atlantic SST? *Geophysical Letters* 35: L16705.

Liebmann, B.; Marengo, J.A. 2001. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14: 4308-4318.

Marengo J.A. 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology* 12:853–863.

Marengo, J. 2005: Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. *Climate Dynamics*, 24:11-22.

Marengo, J. A; F. A. Cavalcanti ; P. Satyamurty ; I. Trosnikov C. A. Nobre ; J. P. Bonatti ; H. Camargo ; G. Sampaio ; M. B. Sanches ; A. O. Manzi ; C. A. C. Castro ; C. D'Almeida ; L. P. Pezzi ; L. Candido. 2003. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 21: 459–475 .

Marengo, J. A. 2004. Interdecadal Variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 78: 79-96.

Marengo, J., Druyan, L.; Hastenrath, S. 1993. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. *Climatic Change*, 23:267-286.

- Marengo, J.A. et al. 2008. The Drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, 21: 495-516.
- Marengo, J.A.; Hastenrath, S. 1993. Case-studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6:617–627.
- Merle, J. 1980. Variabilite thermique annuelle et interannuelle de l’ocean Atlantique equatorial Est. L’hypothese d’un “LA Nina” Atlantique *Oceanol. Acta*. 3: 209–220.
- Moura A.D.; Shukla, J. 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38: 2653–2675.
- Münnich, M.; Neelin, J.D. 2005. Seasonal influence of ENSO on the Atlantic ITCZ and equatorial South America. *Geophysical Research letters*, 32:121709, doi:10.1029/2005gl023900.
- Muza, M.N.; Carvalho L.M.V. 2006. Variabilidade Intrasazonal e Interanual dos Eventos Extremos de Precipitação e Seca Sobre o Centro-Sul durante o Verão Austral. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21: 29-41.
- Pezzi LP, Cavalcanti IFA .2001. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics* 17: 205–212.
- Rasmusson, E. M.; Arkin, P. A. 1985. Interannual climate variability associated with the El Nino/southern oscillation. *Coupled Ocean-Atmosphere Models*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 697-725.
- Rodríguez-Fonseca. B; Polo I ; Garcia-Serrano J ; Losada, T; Mohino E; Mechoso C.R; Kucharski, F. 2009 . Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO eventos in recents decades? *Geophysical research letters*, doi 10.1029/2009.

Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Molinier, M.; Guyot, J.L.; Chaves, A.G.D.; Guimaraes, V.; de Oliveira, E. 2002. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology*, 22:1663–1686.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929–948.

Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2:268–284.

Salati, E.; Dall'Olio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resource Research*, 15: 1250 – 1258.

Savaranan, R.; Chang, P. 2000. Interaction between Tropical Atlantic variability and LA Niña-Southern Oscillation, *Journal of Climate*, 13:2177-2194.

Santos D.M; Rocha, E. J. P; Ribeiro J.B.M; Rolim P.A.M .2004. Influencia dos Fenômenos de El niño e La Niña na precipitação do Estado do Amazonas. In Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13. Fortaleza Ceará.

Silva, G.A.M. 2005. *Variabilidade inter-El Niños e seu impactos no jato de baixo níveis a leste dos Andes durante o verão austral*, Dissertação de Mestrado – Instituto Aplicado de Geofísica-IAG - São Paulo- SP Brasil.

Silva D, F. 2010. *Influências relativas e simultâneas das Anomalias de temperatura da superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Precipitação da Amazônia*. Dissertação de Mestrado- Instituto de Pesquisas da Amazônia – INPA/ Universidade do Estado do Amazonas – UEA- CLIAMB- Manaus –AM-Brasil. 127 pp.

Silva, G.A.M; Ambrizzi T. 2006. Inter El niños variability and impact on the south American

low-level jet east of the Andes during austral summer-two case studies. *Advances in Geosciences*, 6:283-287, Sref-ID 1680-7359/adgeo/6-283.

Silva, G.A.M. 2008. *A Variabilidade dos modos ENOS e ODP na variabilidade dos JBN e dos ciclones extratropicais da América do Sul* Dissertação de Doutorado – Instituto Aplicado de Geofísica- IAG - São Paulo- SP Brasil.

Souza, E.B.; Ambrizzi, T. 2002. ENSO impacts on South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. *International Atmosfera*, 15:105-120.

Souza, E.B.; Kayano, M T.; Ambrizzi T. 2005. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*. 81, 177–191.

Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C. 2000. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960–1998. *Acta Amazônica*, 30:305–318.

Shukla, J., 2009: Predictability in the Midst of Chaos: *A Scientific Basis for Climate Forecasting Science*, 282: 728–731.

Smith , T.M.; Reynolds, R.W. 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854- 1997). *Journal of Climate*, 17:2466-2477.

Tiedke, M. 1983. *The sensitivity of the time mean large scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. Workshop on Convection in large scale numerical models*. ECMWF, 297-316.

Tomitta S.S; Kubota P.Y; Bonatti J.P; Herdies D.L 2006 Testes de sensibilidade do novo Molelo Global MCGA/MPI – CPTEC-INPE usando diferentes parametrizações físicas. Congresso Brasileiro de Meteorologia. *Florianópolis – SC – Brasil*.

Trenberth, K. E., 1997: The Definition of El Niño. *Meteorology. Society*, 78: 2771-2777.

Wagner, R.G.; Silva, A.M. 1994. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *International Journal of Climatology*, 14: 179–199.

Wang, C. 2006. An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, 33(L12702), doi: 10.1029/2006GL026324.

Wang, C.; Kucharski, F.; Barimalala, R.; Bracco, A. 2009. Teleconnections of the tropical Atlantic to the tropical Indian and Pacific Oceans: A review of recent findings. *Meteorologische Zeitschrift*, 18: 445-454.

Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *Journal of Climatology*, 5: 589–606.

Xie, S.P.; Carton, J.A. 2004. Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts: Ocean-Atmosphere interaction and climate variability. *American Geophysical Union*, 121–142.

Xue, Y.; Sellers, P.; Kinter, J. and Shukla, J. 1991. A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, 4: 345-354.

Zebiak, S.E. 1993. Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6:1567–1586.

Zeng, N (1999) Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. Zeng, N (1999) Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *Journal Geophysical Research* 104: 9097–9106.

APÊNDICE A

O MODELO CLIMÁTICO

O modelo climático utilizado nesse estudo é o MCGA CPTEC/COLA – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, descrito por Cavalcanti et al. (2002), com algumas modificações descritas em Tomita et al. 2006. Desenvolvido pelo CPTEC/COLA (Kinter et al., 1997), utiliza como condição de contorno os padrões de TSM em escala global. Um modelo espectral com truncamento no número de onda 62 e com 28 níveis verticais (T062L28), tem uma resolução horizontal, próximo ao equador, de cerca de 200 km. A vegetação sobre a superfície da Terra e seus intercâmbios com a atmosfera e o solo é incluída no modelo através de uma formulação explícita, baseada no Simple Biosphere Model-SiB (Xue et al., 1991).

O atual MCGA começou a ser desenvolvido no CPTEC em 2002 visando a modernização do sistema e a eficiência computacional. A parametrização de processos físicos do modelo é feita através da criação de módulos em Fortran 90, visando a portabilidade do sistema, o empenho também foi na direção de máquinas escalares, esse sistema já foi testado com sucesso em diversas máquinas escalares, inclusive em clusters de PC's. Esse esforço aponta novos caminhos para a pesquisa e desenvolvimento com o modelo MCGA/MPI do CPTEC, tendo em vista o crescimento das novas tecnologias de computadores com baixo custo.

O novo modelo congrega dois métodos de dinâmica: a espectral Euleriana que foi reescrita e tornou-se computacionalmente mais eficiente e a Semi-lagrangeana (Barros, 2006), onde pode se utilizar um Δt até 3 vezes maior que o da dinâmica Euleriana. Outra contribuição é a implementação da grade reduzida, efetivamente utilizada para alta resolução do modelo, onde o número de longitudes por latitude varia com a latitude (Barros, 2006). Isso proporciona redução de cálculos nos pontos próximos ao pólo sem degradar a previsibilidade do modelo. O novo modelo utiliza a física da versão anterior, porém otimizada para NEC-SX6 .

O MCGA utilizado dispõe de algumas parametrizações de processos físicos tais como convecção profunda, rasa e de grande escala; processos de superfície incluindo os fluxos turbulentos e de radiação, entre outros. As configurações da física do modelo considerada nas simulações são: convecção profunda parametrizada segundo o esquema GRELL Grell (1988), a convecção rasa e de grande escala é parametrizada segundo o método de Tiedke (1983), a

vegetação sobre a superfície da continental e as trocas com a atmosfera e solo é considerada através do esquema Simplified Simple Biosphere (SSiB) de Xue et. al. (1991), o balanço radiativo de onda curta na atmosfera é parametrizado conforme o esquema de Lacis e Hansen (1974) e o balanço de radiação de onda longa segue a metodologia desenvolvida por Harshvardhan et al. (1987). Sobre os oceanos os fluxos são derivados em dos campos de TSM prescritos ao longo de toda integração.

APÊNDICE B

TESTE T-STUDENT

Os testes T-Student (Teste de Médias e Teste de Diferenças entre Médias) foram aplicados na avaliação da significância estatística das anomalias compostas no estudo observacional e nos resultados das simulações numéricas respectivamente.

TESTE T-STUDENT – TEST DE MÉDIAS

O teste T-Student (Spiegel, 1972) que foi aplicado na avaliação da significância estatística das composições de anomalias geradas no estudo observacional foi o Teste T para uma amostra.

O teste estatístico que examina a hipótese nula de que uma amostra observada de média tenha sido retirada de uma população caracterizada por alguma média específica μ_0 . Se o número de valores de dados que gera uma média amostral é suficiente grande e que sua distribuição amostral é essencialmente Gaussiana (pelo teorema do limite central), então o teste estatístico segundo (1),

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{[\text{vâr}(\bar{x})]^{1/2}} \quad (\text{B1})$$

Segue uma distribuição conhecida como t-Student, ou simplesmente distribuição t. A Equação (1) lembra a variável padronizada Gaussiana $Z=(X-\mu)/\sigma$, exceto pela estimativa amostral da variância da média amostral (representada com um acento circunflexo) no denominador.

A distribuição t é simétrica e muito similar à distribuição gaussiana, exceto que nesta distribuição a probabilidade de valores extremos é maior. A distribuição t é controlada por um parâmetro ν , chamado de ‘grau de liberdade’. Este parâmetro pode assumir qualquer valor positivo, com as maiores diferenças com respeito à Gaussiana produzidas quando ν é pequeno. Para os testes estatísticos na Eq. (1), $\nu = n-1$, onde n é o número de observações que estão sendo parte da média amostral no numerador. Tabelas da distribuição de probabilidades estão disponíveis em quase todos os livros introdutórios de estatística. A variância amostral estimada da

média de n independentes observações no denominador da Eq. 1 é calculada como:

$$\text{Var}[\bar{x}] = \frac{s^2}{n'} \quad (\text{B2})$$

Onde s^2 é a variância amostral (o quadrado do desvio-padrão amostral). O n' que esta no denominador e' o número efetivo, que depende do número de eventos independentes. De momento, assumimos que todos os eventos que foram usados para se obter a variância são independentes.

APÊNDICE C

TESTE T-STUDENT – TEST DE DIFERENÇAS ENTRE MÉDIAS

O teste T-Student (Spiegel, 1972) que foi aplicado na avaliação da significância estatística nos resultados dos experimentos numéricos foi o teste de Diferença entre Médias, pois consistia em comparar médias de duas distribuições normais, supondo que se trata da mesma população porém, em dois momentos diferentes: condições climatológicas e condições anômalas . Havia um interesse em verificar se a média das anomalias era significativamente diferentes em relação às médias climatológicas.

A estatística T-Student para duas amostras (controle e simulação) é dado por:

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sigma \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right)^{1/2}} \quad (C1)$$

$$\sigma = \left(\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right)^{1/2} \quad (C2)$$

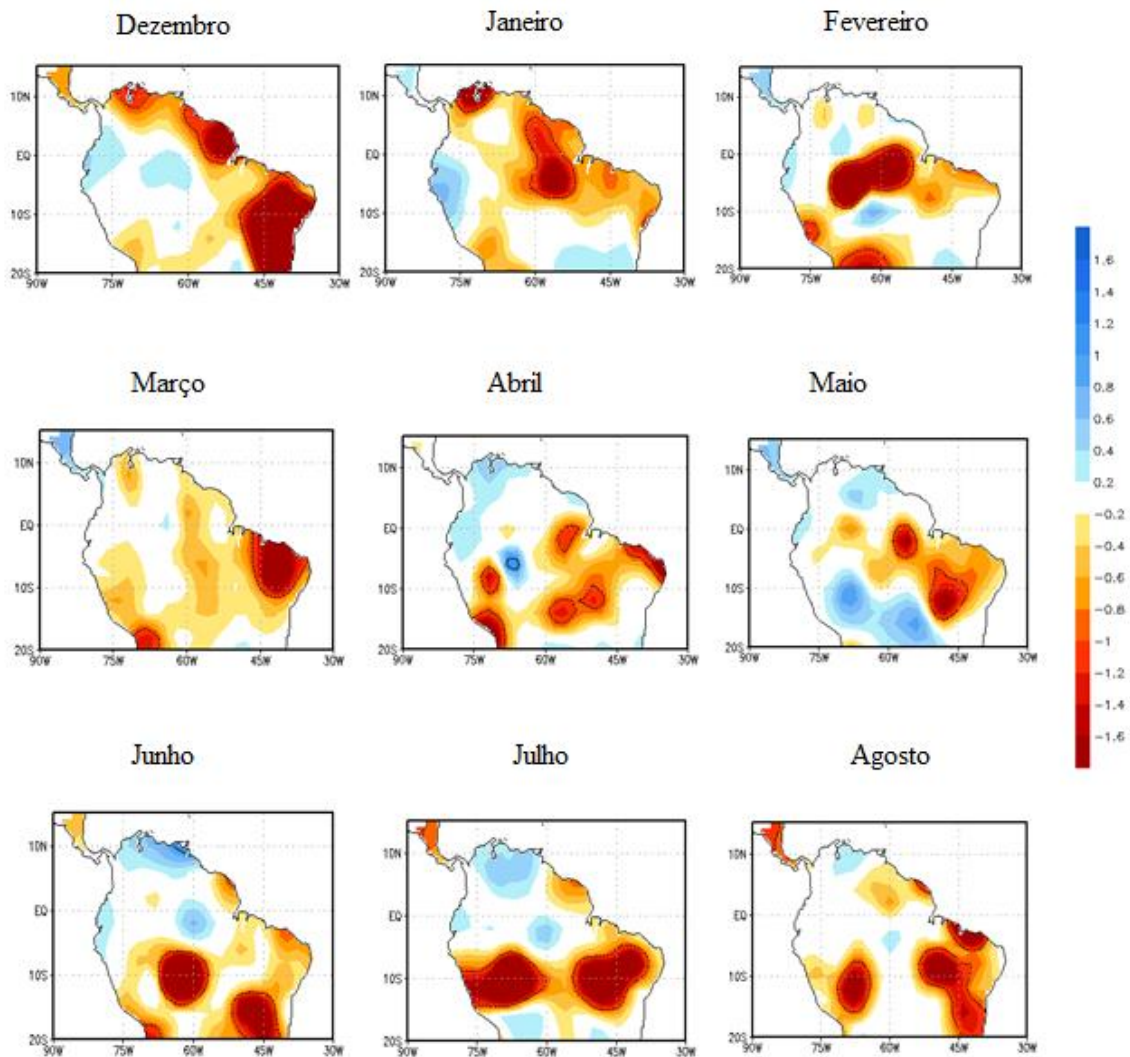
$$s = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1} \right)^{1/2} \quad (C3)$$

Em que $N1$ e $N2$ são os tamanhos das amostras, representando o número de membros, nesse experimento ($N1=N2=5$); $\mu1$ e $\mu2$ as médias; X a realização em cada amostra.

Foram calculadas a estatística de t Student para a probabilidade de ocorrência de 95% com 8 graus de liberdade ($N1+N2-2=8$); Esta significância na tabela t Student equivale a valores maiores e menores que 2,31.

APÊNDICE D

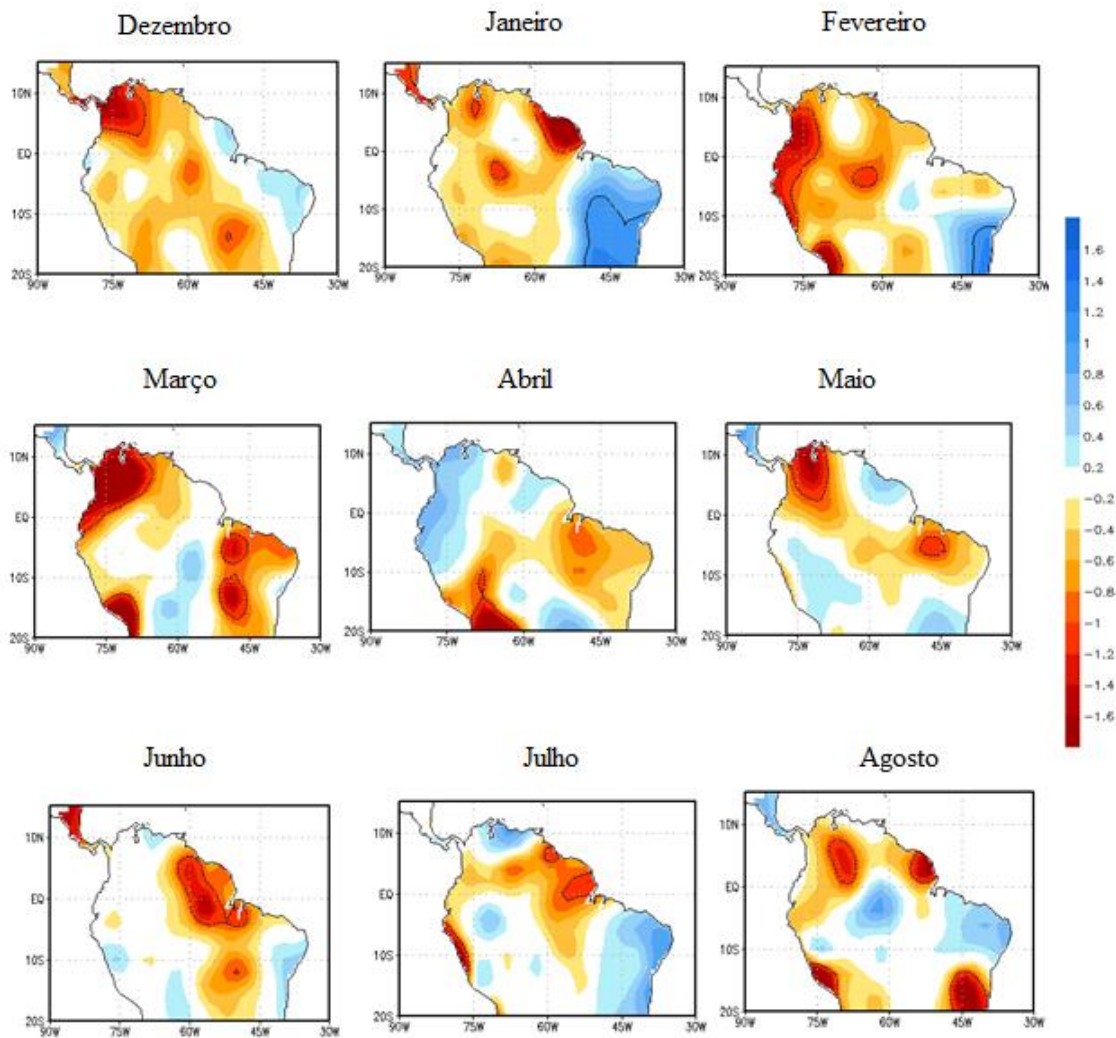
D.1 MÉDIA MENSAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADA— ATLN_EL



Composições de anomalias mensais de precipitação (mm/dia) observadas para eventos ATLN_EL. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

D.2 MÉDIA MENSAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADA

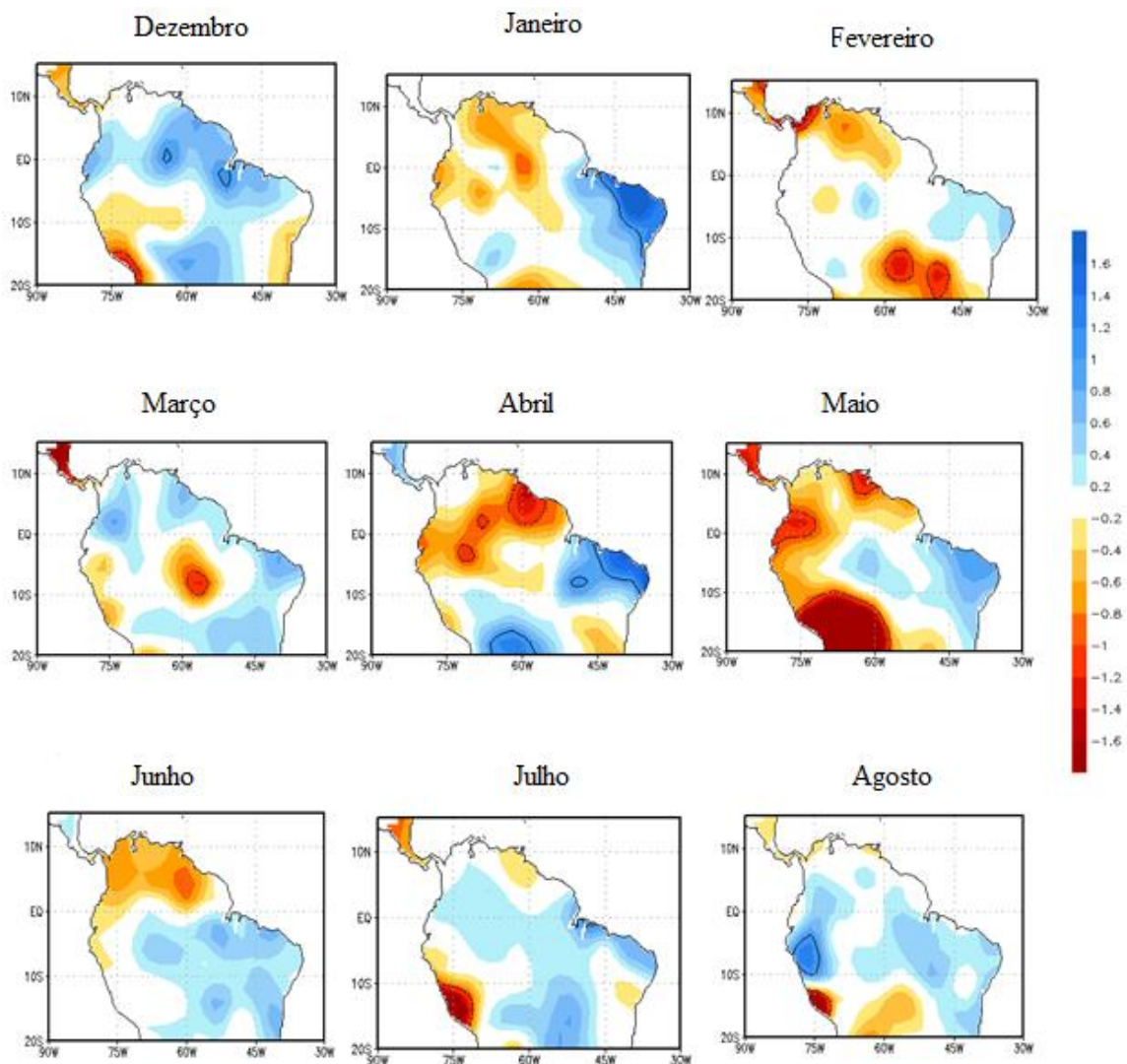
EL_ATLN



Composições de anomalias mensais de precipitação (mm/dia) observadas para eventos EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

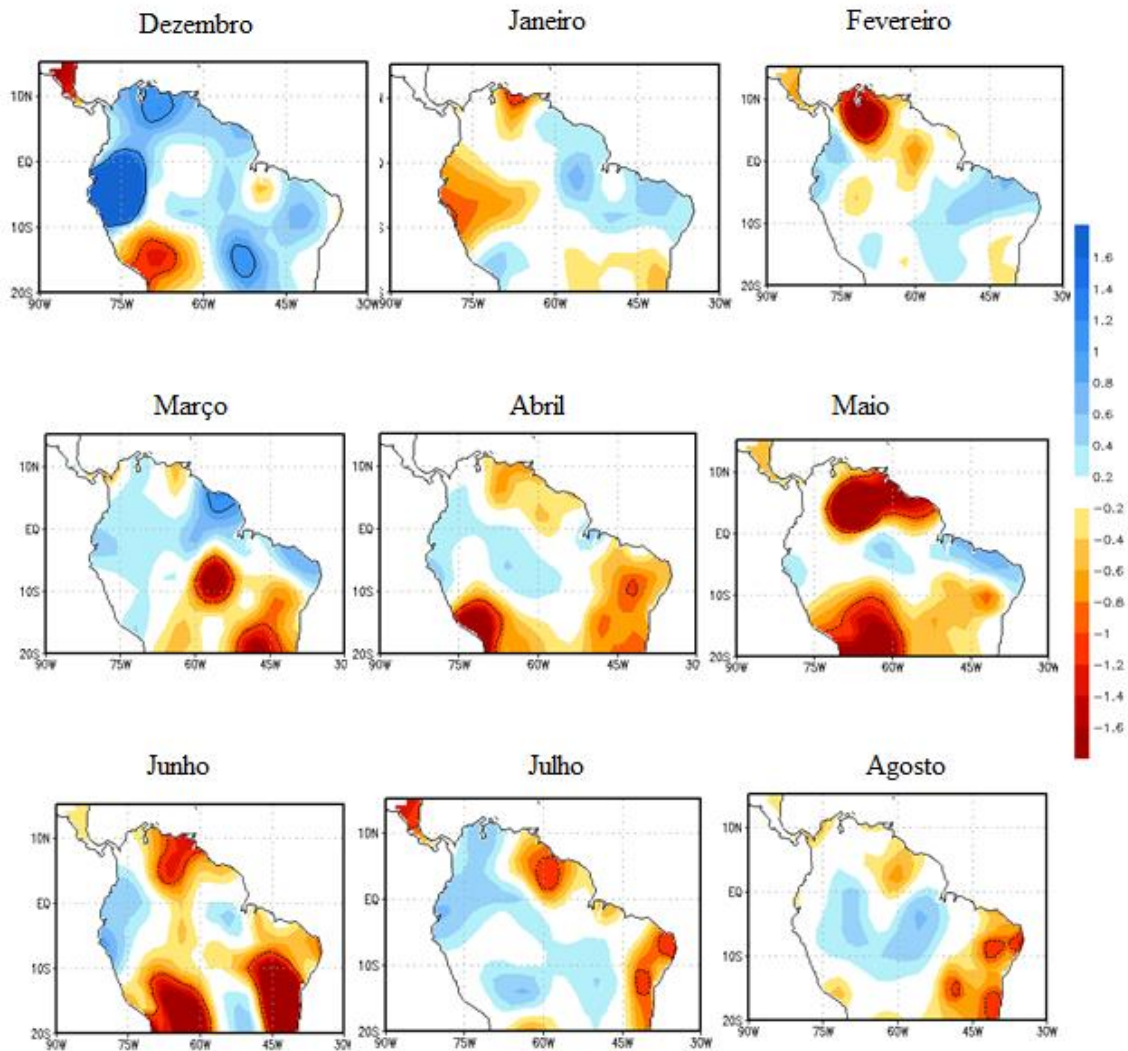
D.3 MÉDIA MENSAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADA

ATLP_LA



Composições de anomalias mensais de precipitação (mm/dia) observadas para eventos ATLP_LA. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

D.4 MÉDIA MENSAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADA LA_ATLP

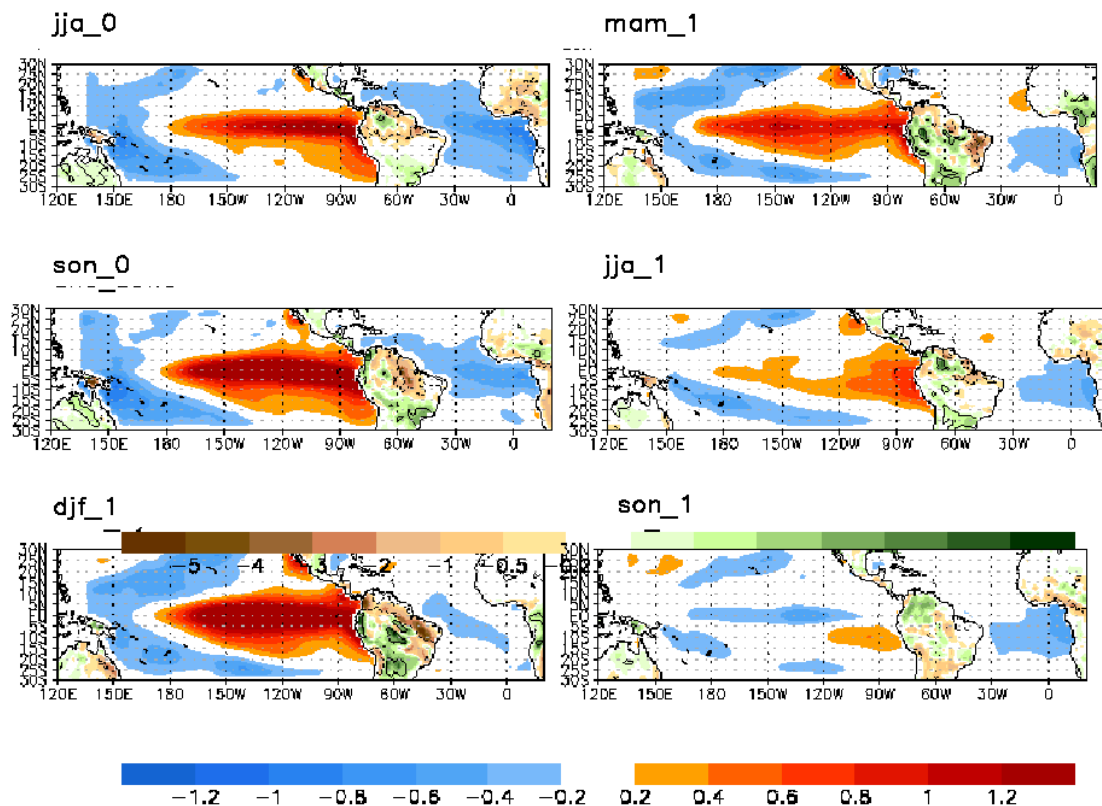


Composições de anomalias mensais de precipitação (mm/dia) observadas para eventos LA_ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

APÊNDICE E

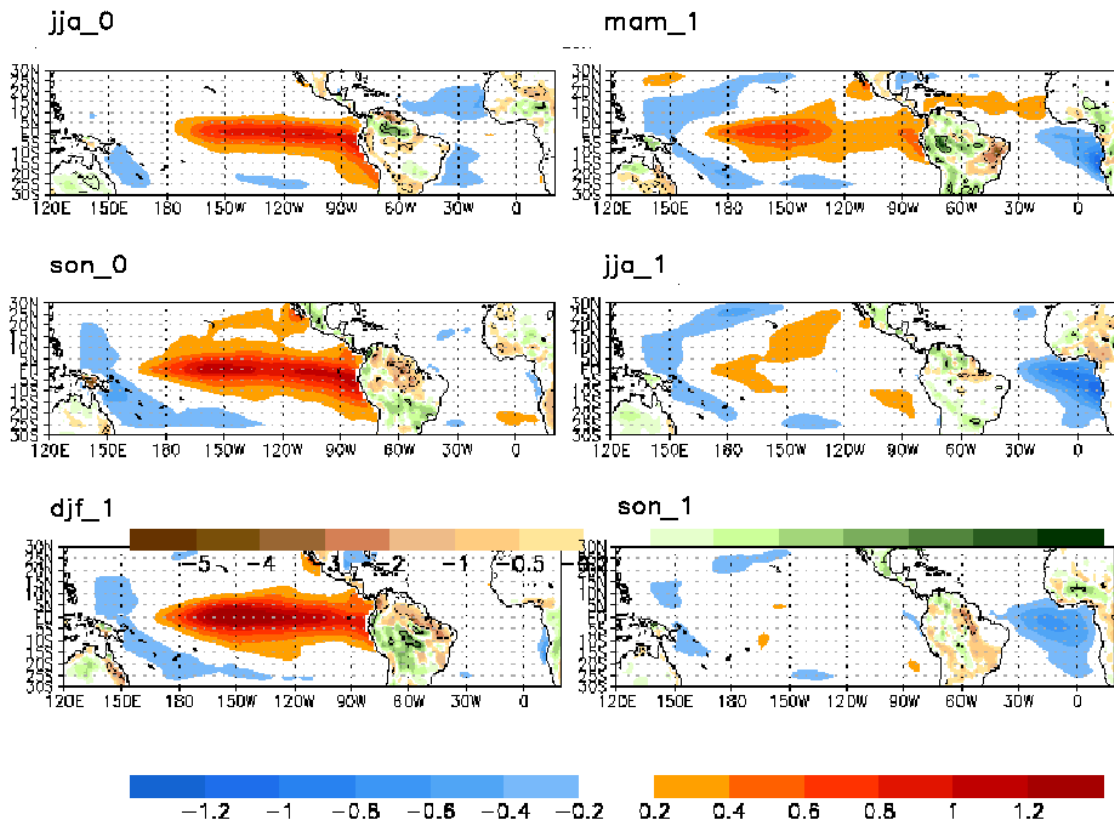
E.1 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E TSM DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS EVOLUINDO CONJUNTAMENTE

ATLN_EL



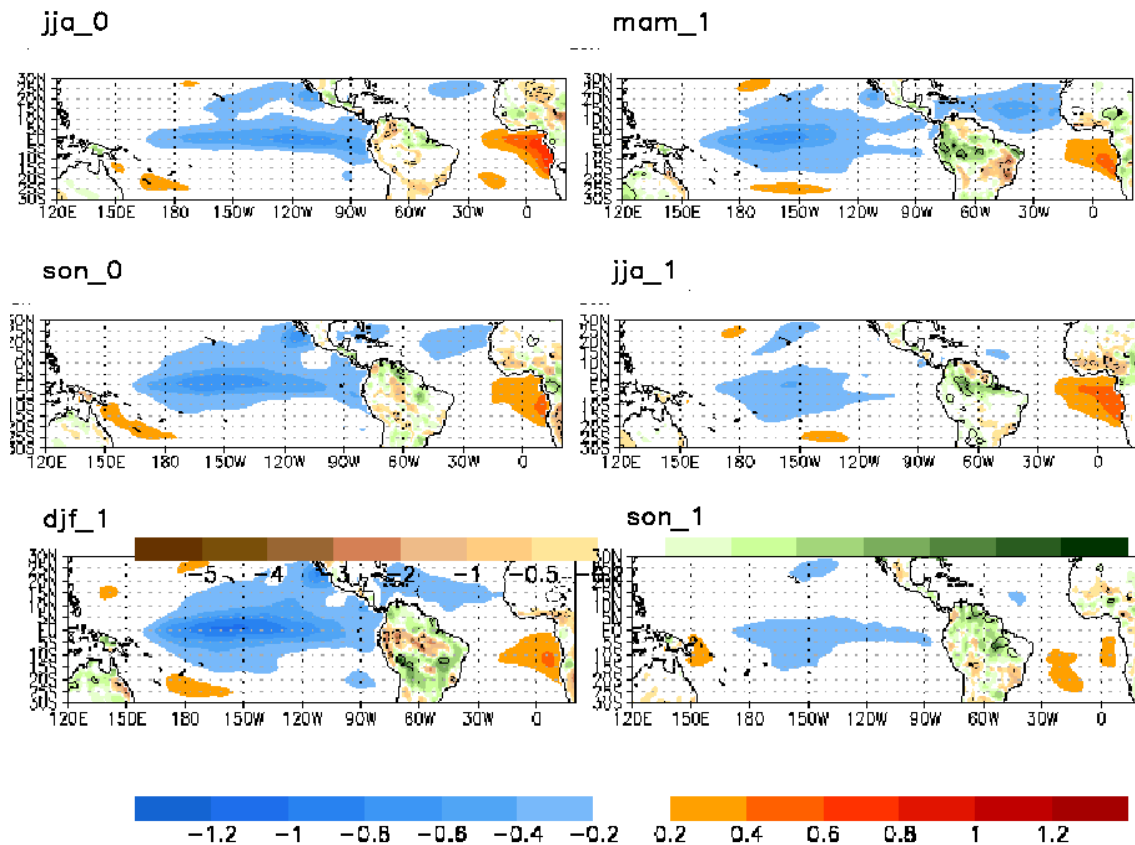
Composições de anomalias de precipitação trimestrais medidos em $\text{mm}/\text{dia}^{-1}$ e TSM para eventos ATLN_EL. Sombreados na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de TSM. Sombreados na cor marrom claro ao marrom escuro (verde claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de precipitação. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

**E.2 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E TSM DAS
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS EVOLUINDO CONJUNTAMENTE
EL_ATLN**



Composições de anomalias de precipitação trimestrais medidos em $\text{mm}/\text{dia}^{-1}$ e TSM para eventos EL_ATLN. Sombreados na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de TSM. Sombreados na cor marrom claro ao marrom escuro (verde claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de precipitação. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

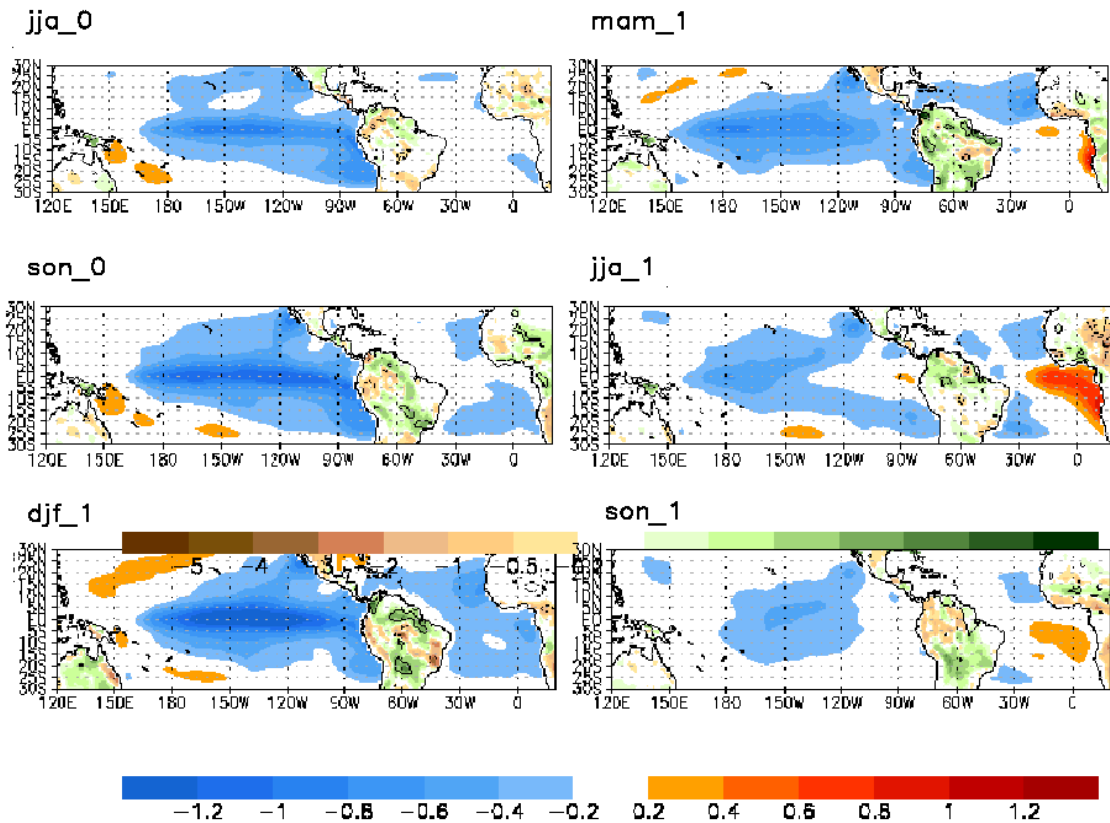
E.3 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E TSM DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS EVOLUINDO CONJUNTAMENTE ATLP_LA



Composições de anomalias de precipitação trimestrais medidos em $\text{mm}/\text{dia}^{-1}$ e TSM para eventos ATLP_LA. Sombreados na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de TSM. Sombreados na cor marrom claro ao marrom escuro (verde claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de precipitação. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

E.4 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E TSM DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS EVOLUINDO CONJUNTAMENTE

LA_ATLP

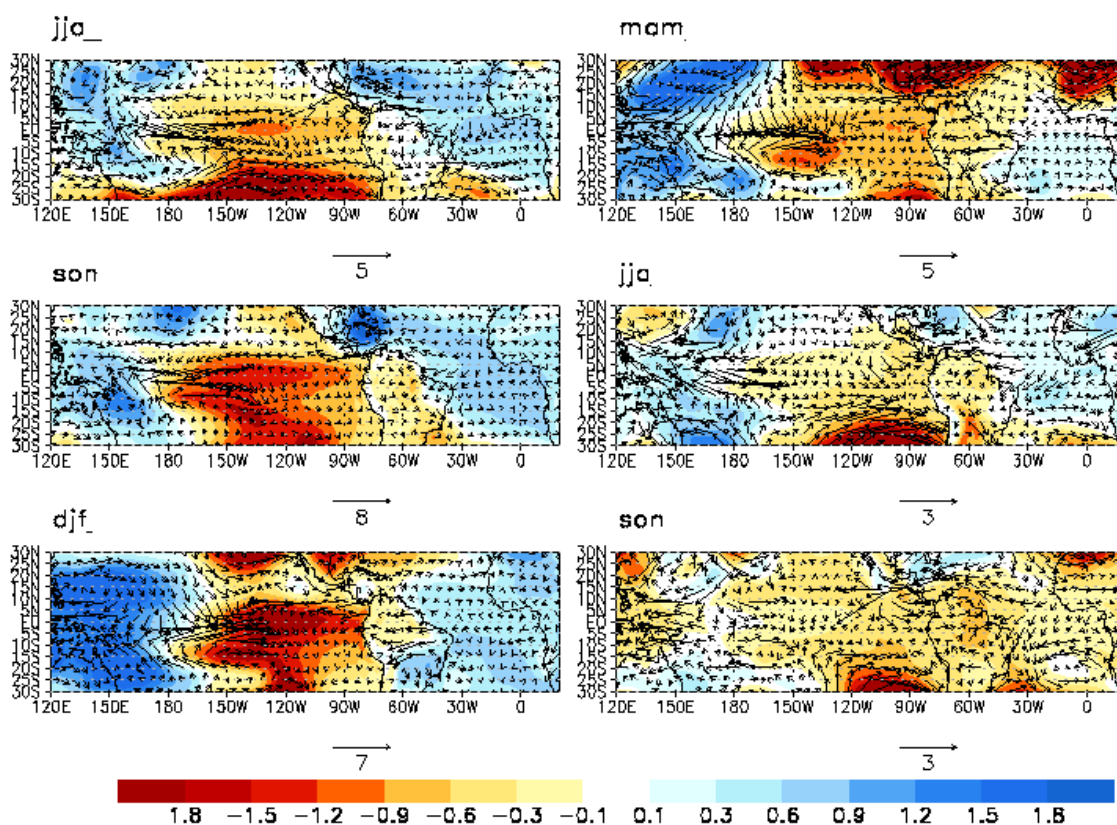


Composições de anomalias de precipitação trimestrais medidos em $\text{mm}/\text{dia}^{-1}$ e TSM para eventos LA_ATLP. Sombreados na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de TSM. Sombreados na cor marrom claro ao marrom escuro (verde claro ao azul escuro) correspondem a valores negativos (positivos) de precipitação. Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

APÊNDICE F

F.1 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE VENTOS EM 850 hPa E PRESSÃO À SUPERFÍCIE DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

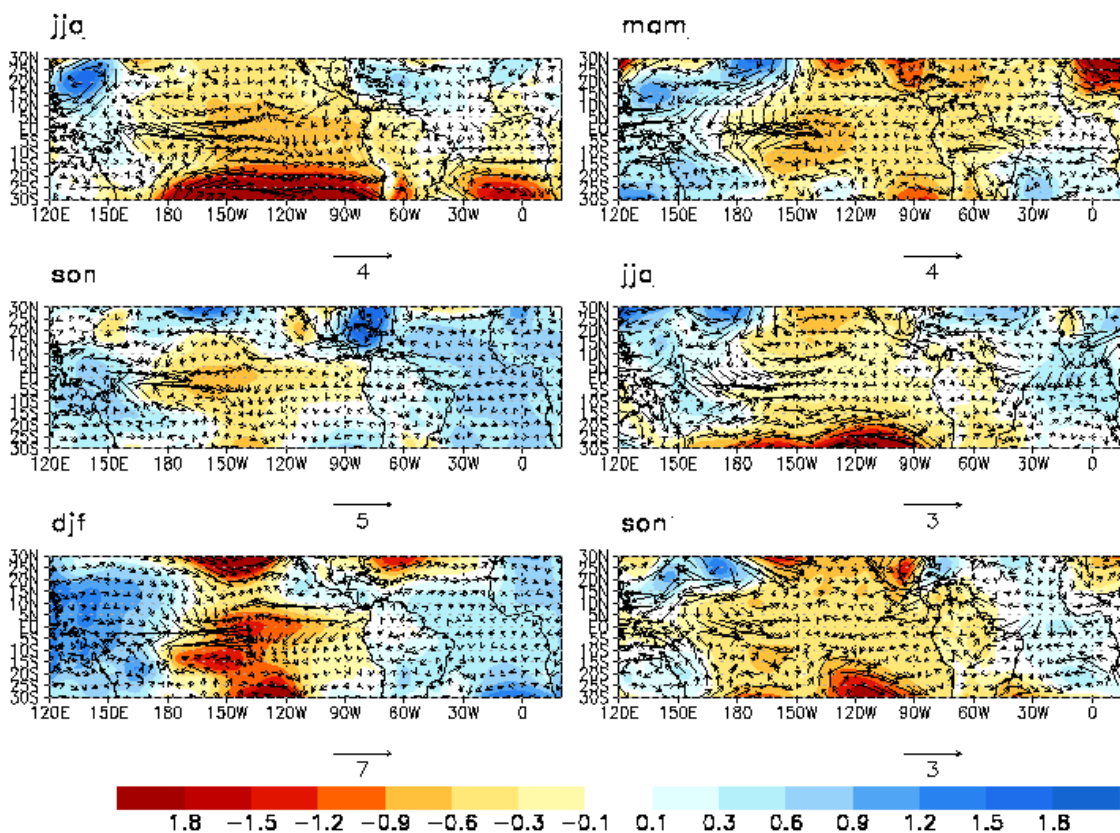
ATLN_EL



Composições de anomalias trimestrais da velocidade do vento medidos em m/s e PNM medido em hPa ambos em 850mb para evento ATLN_EL. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm dia^{-1} . Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

E.2 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE VENTOS EM 850 hPa E PRESSÃO À SUPERFÍCIE DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

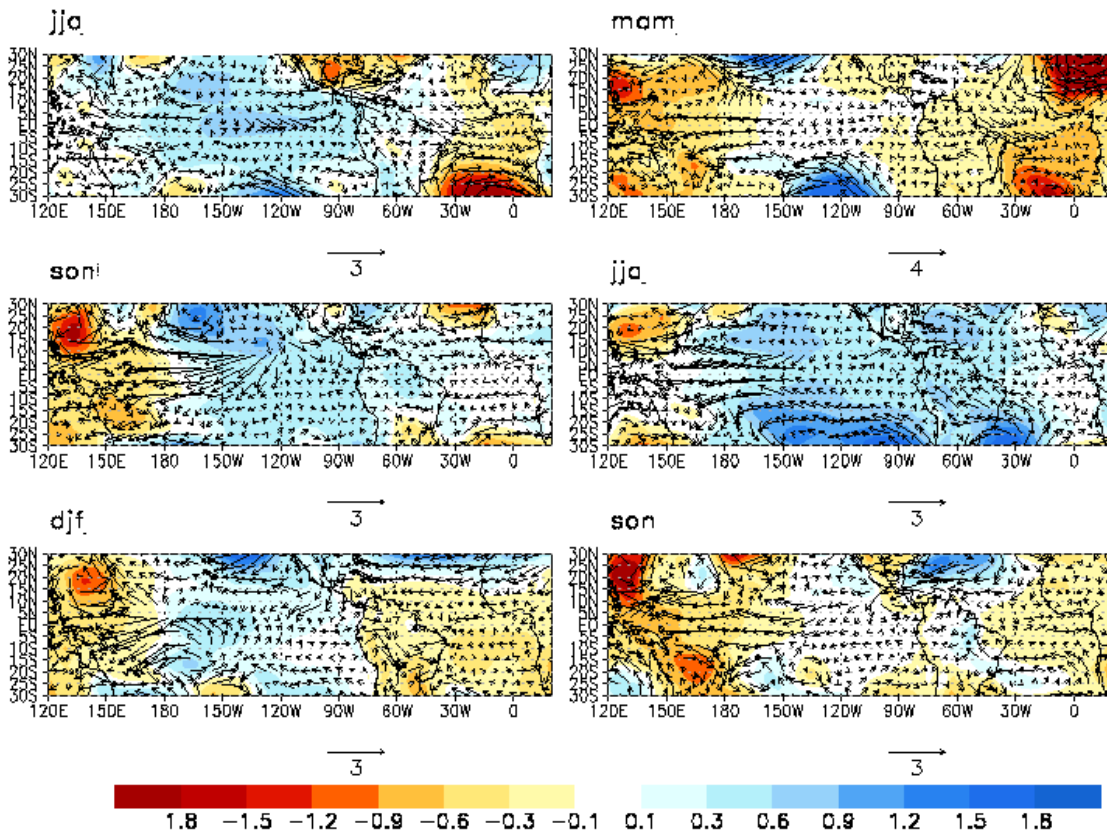
EL_ATLN



Composições de anomalias trimestrais da velocidade do vento medidos em m/s e PNM medido em hPa ambos em 850mb para evento EL_ATLN. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm dia^{-1} . Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

F.3 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE VENTOS EM 850 hPa E PRESSÃO À SUPERFÍCIE DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

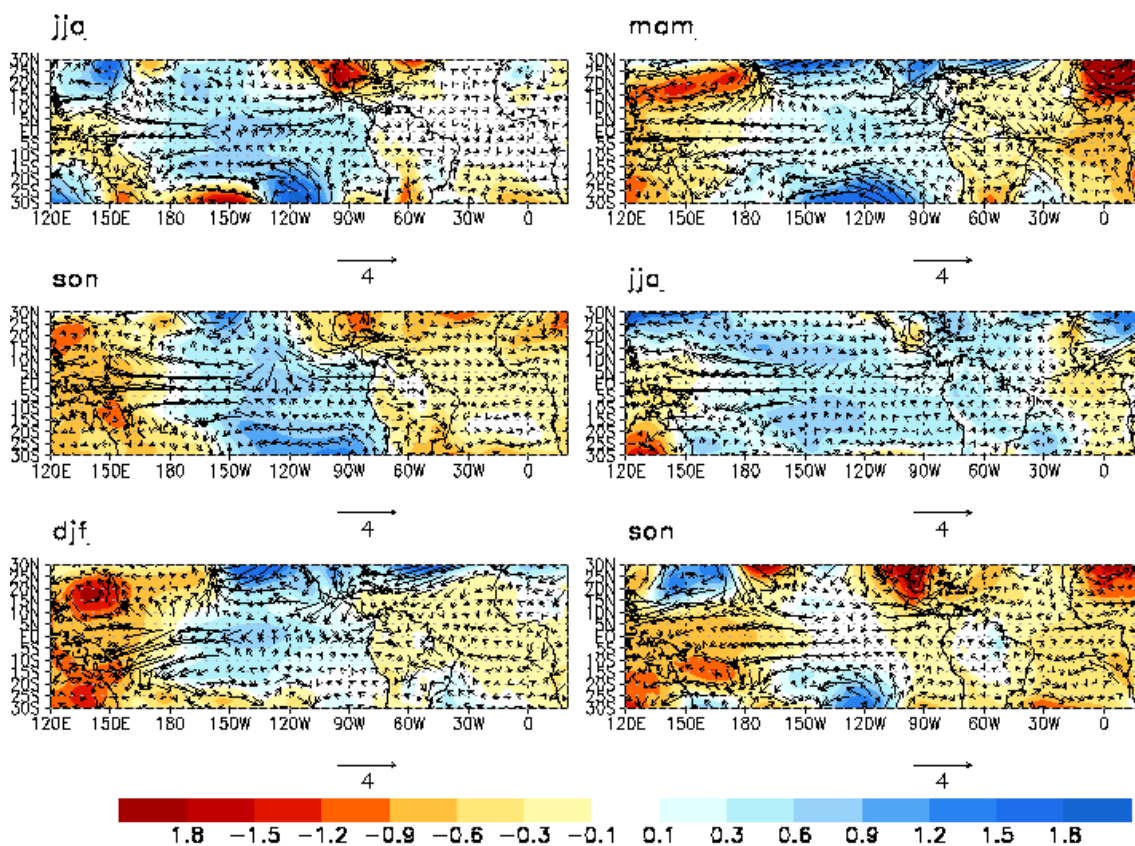
ATLP_LA



Composições de anomalias trimestrais da velocidade do vento medidos em m/s e PNM medido em hPa ambos em 850mb para evento ATLP_LA. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm dia^{-1} . Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

E.4 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DE VENTOS EM 850 hPa E PRESSÃO À SUPERFÍCIE DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

LA_ATLP



Composições de anomalias trimestrais da velocidade do vento medidos em m/s e PNM medido em hPa ambos em 850mb para evento LA_ ATLP. Sombreado na cor laranja ao vermelho (azul claro ao azul escuro) corresponde a valores negativos (positivos) medidos em mm dia^{-1} . Contornos contínuos (pontilhados) definem regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

APÊNDICE G

G - TRANSPORTE DE UMIDADE INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS –

A componente zonal do fluxo de umidade integrado verticalmente na atmosfera é calculada pela expressão (H 1)

$$Q_{\lambda} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(uq)_{n+1} + (uq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}] \quad (\text{H 1})$$

E a componente meridional do fluxo de umidade integrado verticalmente atmosfera é calculada pela expressão (H 2).

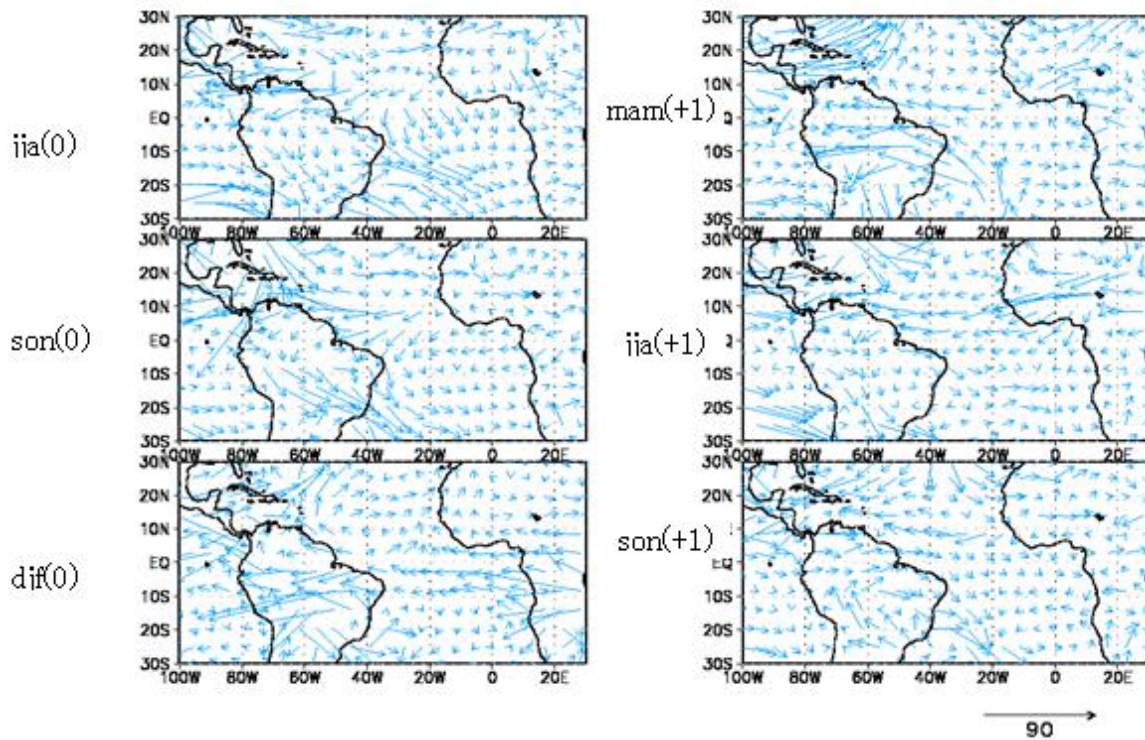
$$Q_{\phi} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(vq)_{n+1} + (vq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}] \quad (\text{H 2})$$

Em que g é a aceleração da gravidade, q a umidade específica, p pressão, N o número total de níveis de pressão e u e v são as componentes zonal e meridional do vento. Portanto, o fluxo horizontal umidade integrado verticalmente é a soma vetorial de suas componentes zonal e meridional, conforme apresentada na expressão (H 3)

$$\vec{Q} = Q_{\lambda} \vec{i} + Q_{\phi} \vec{j} \quad (\text{H 3})$$

**G1 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DO TRANSPORTE DE UMIDADE
INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS**

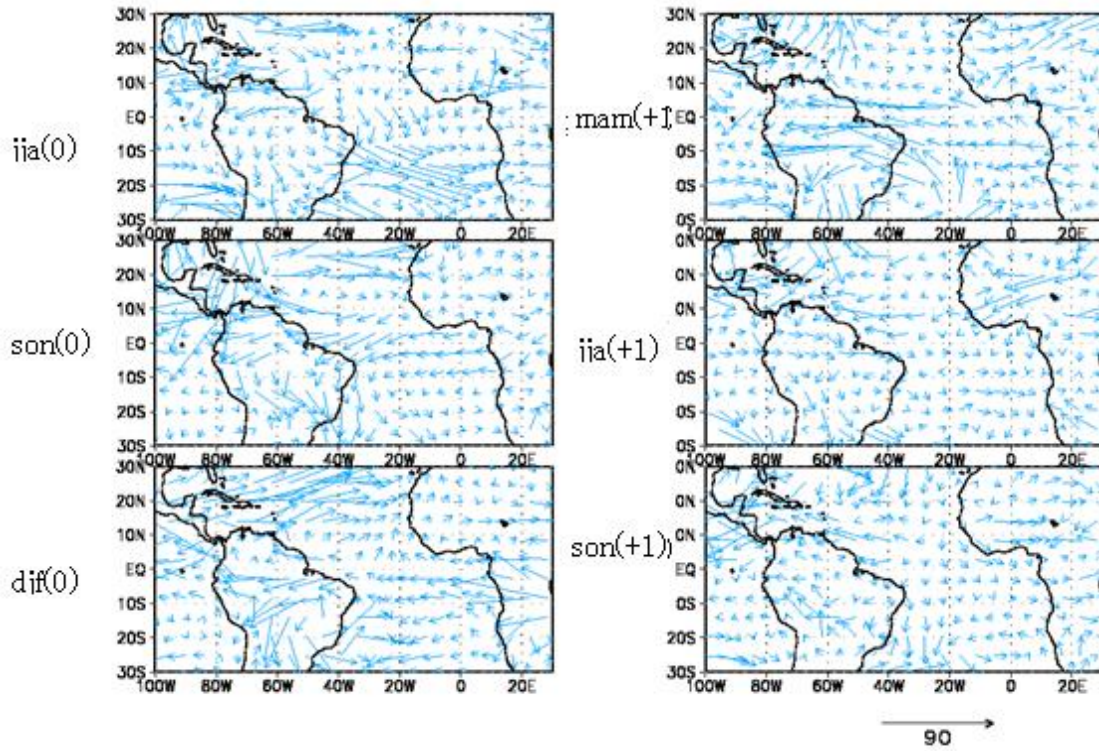
ATLN_EL



Fluxo de umidade integrado trimestral na atmosfera medidos em ($g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$) para o evento ATLN_EL

**G.2 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DO TRANSPORTE DE UMIDADE
INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS –**

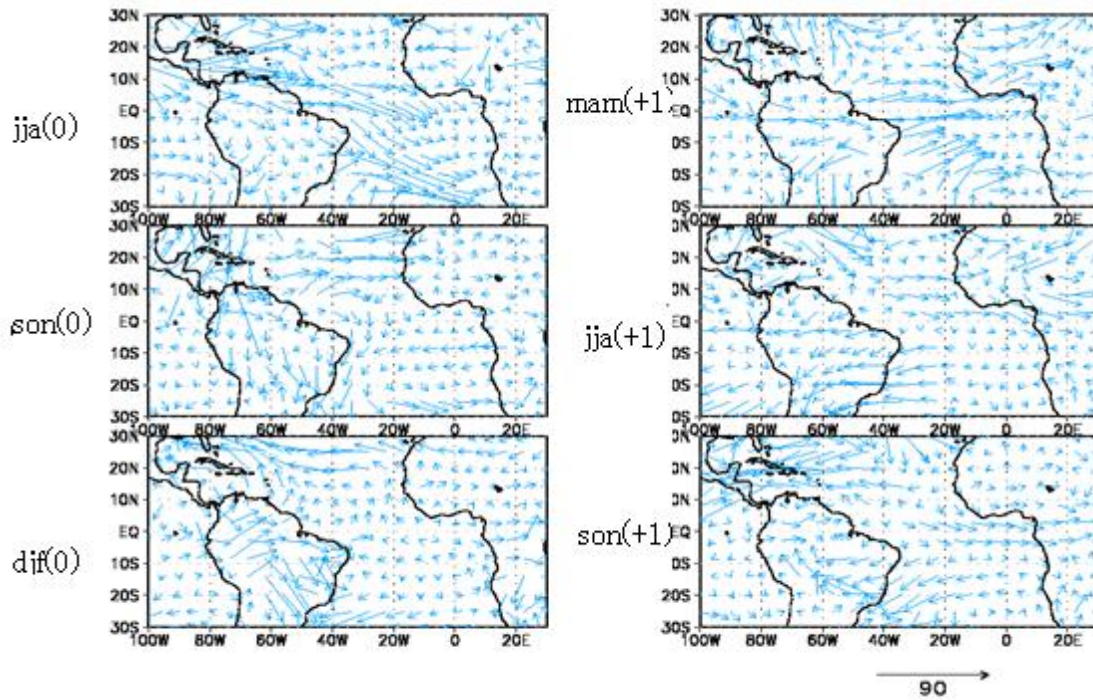
EL_ATLN



Fluxo de umidade integrado trimestral na atmosfera medidos em ($g\ kg^{-1}m\ s^{-1}$) para o evento EL_ATLN.

G.3 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DO TRANSPORTE DE UMIDADE INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS –

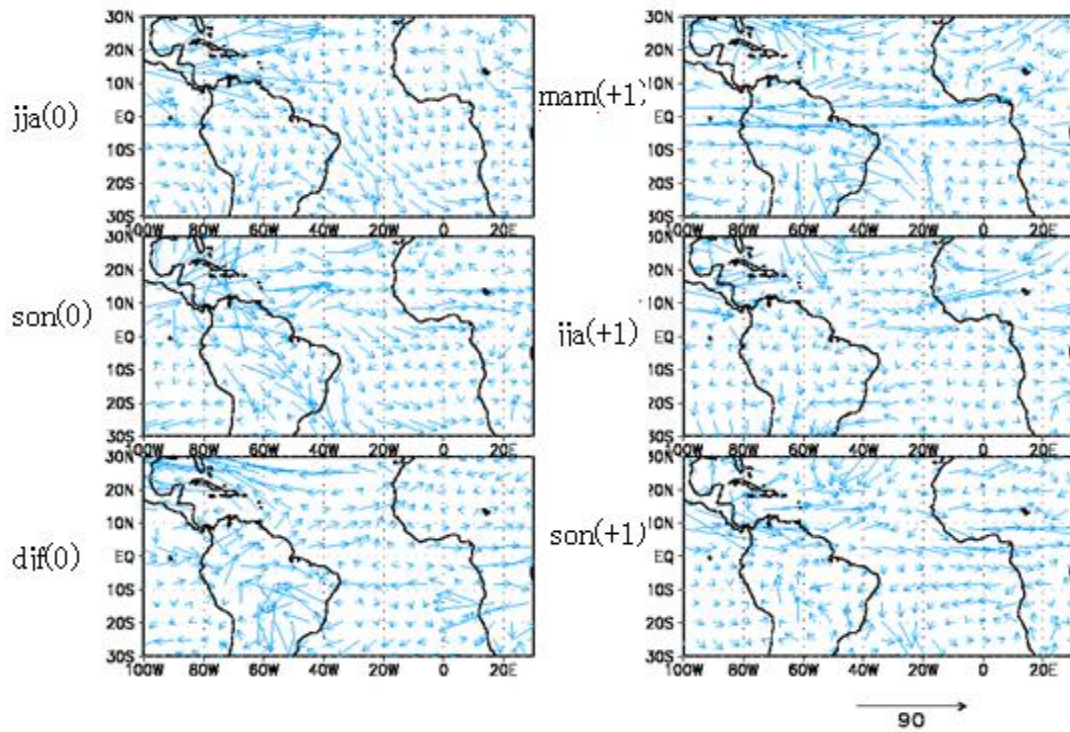
ATLP_LA



Fluxo de umidade integrado trimestral na atmosfera medidos em $(g\ kg^{-1}m\ s^{-1})$ para o evento ATLP_LA

**G.4 MÉDIA TRIMESTRAL DAS ANOMALIAS DO TRANSPORTE DE UMIDADE
INTEGRADO NA COLUNA VERTICAL DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS –**

LA_ATLP



Fluxo de umidade integrado trimestral na atmosfera medidos em (g kg⁻¹ m s⁻¹) para o evento LA_ATLP