



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



**O DESENVOLVIMENTO DAS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICAS E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NO
ATLÂNTICO EQUATORIAL E SEUS EFEITOS SOBRE A CHUVA NO
NORTE DO NORDESTE: ALGUNS ESTUDOS DE CASO.**

Silvia Martins Oliveira

Mestranda

Josefina Moraes Arraut

Orientadora

Campina Grande – PB

2019

SILVIA MARTINS OLIVEIRA

**O DESENVOLVIMENTO DAS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICAS E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NO
ATLÂNTICO EQUATORIAL E SEUS EFEITOS SOBRE A CHUVA NO
NORTE DO NORDESTE: ALGUNS ESTUDOS DE CASO.**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), como requisito final à obtenção do Título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escala**

Subárea: **Interação Oceano-Atmosfer**

Orientador: Prof^ª. Dr^ª. Josefina Moraes Arraut

Campina Grande- PB

2019

SILVIA MARTINS OLIVEIRA

O DESENVOLVIMENTO DAS ANOMALIAS DE CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICAS E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NO
ATLÂNTICO EQUATORIAL E SEUS EFEITOS SOBRE A CHUVA NO NORTE
DO NORDESTE: ALGUNS ESTUDOS DE CASO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 15/03/2019

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. JOSEFINA MORAES ARRAUT
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. FLÁVIO BARBOSA JUSTINO
Departamento de Engenharia Agrícola
Universidade Federal de Viçosa

“Quando a situação for boa, desfrute-a. Quando a situação for ruim, transforme-a. Quando a situação não puder ser transformada, transforme-se.”

(Vitor Frankl)

*Dedico esse trabalho a Deus,
Família e ao meu Noivo.*

AGRADECIMENTOS

Foram dois anos de dedicação ao mestrado. Dois anos de crescimento profissional e principalmente pessoal que além de mim, contaram com diversos outros protagonistas: Agradeço a Deus, que foi meu socorro, amigo em todas as horas, sem ele não teria chegado onde eu cheguei.

Agradeço à minha orientadora, professora Josefina. Agradeço por ter me aceitado mesmo com minhas dúvidas, medos e incertezas. Agradeço pela confiança, pelos ensinamentos e por todo seu empenho e contribuições dadas ao trabalho. Agradeço pela paciência e pelo esforço em me fazer perceber que eu sou capaz de fazer e conquistar grandes coisas. Agradeço pelos conselhos prestados e histórias compartilhadas, e que também me ajudaram a prosseguir e tornaram o caminho menos árduo. Muito obrigado professora, foi uma experiência de trabalho que sempre guardarei em meu coração e memória.

Agradeço Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado. Agradeço aos professores Enio e Ivaldo, por estarem disponíveis para esclarecerem dúvidas sobre meteorologia. Agradeço pelas oportunidades geradas.

Agradeço ao professor Flávio Justino e novamente ao professor Enio, por participarem da banca avaliadora desta dissertação de mestrado e pelas contribuições dadas ao trabalho.

Agradeço à UFCG e ao corpo docente do PPGMET. Agradeço aos funcionários da UACA, em especial a Danilo e Arilene, sempre prestativos e eficientes. Agradeço à Dona Rosa, por tanta gentileza.

Agradeço ao centro European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) e ao Global Precipitation Climatology Project (GPCP) por disponibilizar os dados para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço aos meus pais, Silvio e Silvana por serem meus exemplos de força, fé e determinação e principalmente por me ensinarem a amar a Deus sobre todas as coisas e a ser temente a ele. Obrigada por abrirem mão dos anseios de vocês para que eu pudesse viver os meus, por abrirem mão de tantas coisas, para que eu viesse a conquistar as grandes coisas que Deus preparou para mim, serei eternamente grata.

Agradeço à minha vó que é minha segunda mãe, Marlene, pelo amor, cuidado e ensinamentos que sempre me deu, serei eternamente grata por tudo que fez e faz até hoje

por mim e pela minha irmã, a senhora uma das razões que me fazem a continuar a lutar. Agradeço por suas orações, com certeza elas me ajudaram chegar até aqui.

Agradeço ao meu namorado Leandro, que foi uma das pessoas essenciais na minha caminhada, foi meu amigo, companheiro em todas as horas. Obrigada Leandro, por acreditar em mim mais do que eu mesma, por me incentivar e me ajudar a voar mais alto, você fez com que esses dois anos se tornasse bem mais tranquilos e fáceis. Eu te amo, e espero retribuir um dia pelo menos a metade de tudo que você foi e fez por mim. Também não poderia deixar de agradecer por ter me dado uma maravilhosa sogra e amiga, tia Cydalina, a senhora foi essencial e me ensinou muito.

Agradeço a minha filha de quatro patas Sansa, que foi minha companheira e minha alegria nos dias de solidão, se tornou minha família nesses dois anos, espero enche-la de amor e proporciona-la momentos de alegria da mesma forma que ela proporcionou e proporciona a mim e ao seu pai.

Agradeço a minha irmã Silviane pela amizade e companheirismo, por me incentivar a lutar pelo que eu quero e acredito.

Agradeço aos meus pastores Cristiane e Marcelo por serem meus amigos, companheiros, incentivadores e conselheiros. Através da vida de vocês, pude ver Deus agindo na minha vida, amo vocês.

Agradeço a minha cunhada Luiza pela amizade e por todos os momentos felizes e cheios de alegria que me proporcionou quando voltava para minha cidade natal. E ao meu cunhado Eduardo pelo companheirismo e momentos felizes que sempre temos juntos

Agradeço à minha família, em toda sua extensão, principalmente aos meus tios. Minhas primas que são também grandes amigas Amanda, Fernanda, Dayanne, pela torcida e expectativas e pelas conversas e momentos felizes que sempre compartilhamos.

Agradeço aos meus amigos e a segunda família que construir em Campina Grande Leticia, Menezes, Eduardo e Carol, obrigada meus amigos vocês foram essenciais e me proporcionaram muitos momentos de alegria. As ajudas que vocês me deram, jamais vou esquecer, assim como cada um de vocês.

Agradeço aos colegas e amigos que o PPGMET me deu, em especial ao Mauricio e a Julia, companheiras de estudo e de um convívio prazeroso, desde o início do curso. Muito obrigada a todos.

RESUMO

O presente estudo teve como intuito avaliar as causas das anomalias observadas na temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico tropical nos anos de 1985, 2009 e 2011. Os meses analisados compreendem as estações verão austral (janeiro a março) e outono austral (março a maio) quando se inicia e se estabelece o período chuvoso no Norte Nordeste Brasileiro devido o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Os resultados mostrados são de uma análise composta de dados de reanálise que compreende 36 anos, através desses dados foram feitas a climatologia e campo de anomalia para TSM, vento, chuva, fluxo de calor latente, sensível e radiativo, pressão ao nível médio do Mar e campo de convergência em baixos e altos níveis. Esses campos deram a possibilidade de analisar a causa e o efeito que geraram as anomalias de TSM que são conduzidas por mudanças no vento, alterações nos fluxos e fenômenos oceânicos. As variáveis analisadas puderam mostrar que no ano de 1985 tivemos um avento anomalias de TSM positivas sobre o Nordeste, onde tivemos um período chuvoso prolongado até o mês de maio. A ZCIT se deslocou até 5N, e prolongou seu período de permanência até mês de maio. Os fatores oceânicos como a ressurgência e camada de mistura foram fortes fatores que causaram o resfriamento sobre o atlântico Norte, já o atlântico Sul teve como sua principal causa o enfraquecimento da alta subtropical do atlântico Sul, que causou a permanência da ZCIT até o mês de maio. O ano de 2009 foi um ano de anomalias positivas sobre o oceano atlântico Norte e teve como causa e efeito fenômenos oceânicos e atmosféricos interagindo e causando o resfriamento no atlântico norte, e fazendo com que a ZCIT se deslocasse mais para o hemisfério Sul. O ano de 2011 teve como características anomalias positivas sobre o oceano atlântico Norte, que teve como causa vários fatores como enfraquecimento anômalo dá ASAS, fenômenos oceânicos como corrente das canárias, ressurgência, anomalia na célula de Walker entre outros, que fez com que as chuvas perdurassem até o mês de julho no Nordeste Brasileiro.

Palavra chaves: anomalia de TSM, ZCIT, Nordeste Brasileiro, período chuvoso.

ABSTRACT

The present study had its ability to identify the Atlantic Ocean waters (SST) in the tropical Atlantic in the years 1985, 2009 and 2011. The Asian year was considered as rules of the austral summer (January to March) and austral autumn (March to May) when the rainy season begins in the North Northeast of Brazil due to the Intertropical Convergence Zone (ZCIT). Compared tests are from an analysis made up of reanalysis data that comprises 36 years, being subjected to a climatology and anomaly field for SST, wind, rain, heat flow, sensitive and radiative, pressure at the mean sea level and field of convergence at high and high levels. These fields gave the possibility to analyze the cause and effect generated as SST anomalies that are driven by changes in the wind, the actions in the countries and the oceanic components. As the analyzed variables could show that in 1985 there was a period of SST anomalies positive over the Northeast, there was a prolonged period until the month of May. The ITCZ will move up to 5N, and extend its period of stay until the month of May. Oceanic factors such as resurgence and mixing layer were the factors that caused the cooling on the North Atlantic, which caused the disease to remain in the South Atlantic underworld. The year 2009 was a year of positive anomalies over the North Atlantic Ocean and had as its cause and effect the oceanic and atmospheric phenomena interacting and causing the non-Atlantic north cooling and causing the ITCZ to move further into the Southern Hemisphere. year of 2011 had as positive characteristics the North Atlantic Ocean, which caused several factors like the anomalous weakening of ASAS, oceanic phenomena such as the current of the Canaries, resurgence, anomaly in the Walker cell among others, which caused the rains Losing until the day of July in the Brazilian Northeast.

Keywords: TSM anomaly, ZCIT, Brazilian Northeast, rainy season.

Sumário

LISTA DE ABREVIATURA E SIGLAS	11
ÍNDICE DE FIGURAS	12
1-INTRODUÇÃO.....	18
2. OBJETIVOS	20
2.1-Objetivo geral	20
2.2-Objetivo específico.	20
3-REVISÃO DA LITERATURA.....	20
3.1- Distribuição da Precipitação no Nordeste Brasileiro.	21
3.2- Variabilidade Interanual da Precipitação no Norte do Nordeste Brasileiro.....	24
3.3- Oceano e as Chuvas no Nordeste.	27
3.4-Dinâmica na camada de mistura e a influência da atmosfera na temperatura da superfície do mar.....	28
4-DADOS.....	33
5- METODOLOGIA.....	33
6-RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	36
6.1- Estudos de casos.	36
6.2- Climatologia da chuva no Nordeste	38
6.3- Impactos Sobre o Nordeste 1985.	40
6.4- Análise do ano de 1985.	41
6.5- Imagem de satélite do Nordeste no ano 2009.	56
6.5.1- Impactos sobre o Nordeste no ano 2009.....	57
6.5- Imagem de satélite 2011.....	73
6.5.1- Análise do ano de 2011.	75
6.7- Análise do ano de 2011	76
CONCLUSÕES	98
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100

LISTA DE ABREVIATURA E SIGLAS

ATLN Atlântico Norte

ATLS Atlântico Sul

ATSM Anomalia da Temperatura da superfície do mar

CMO Camada de Mistura oceânica

DJF Dezembro-Janeiro-Fevereiro-Março

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ENOS El Niño – Oscilação Sul

FUNCEME Fundação Cearense de Meteorologia

GPCP Global Precipitation Climatology Project

IOS Índice do Oscilação Sul

LHF Fluxo de calor latente

MAM Março-Abril-Maio

MMA Modo Meridional Atlântico

NAO Sigla em inglês North Atlantic Oscillation

NEB Nordeste Brasileiro

NNB Norte do Nordeste Brasileiro

NTA Índice do Atlântico Norte (North Tropical Atlantic)

PNM Pressão ao Nível do Mar

SWR radiação líquida de ondas curtas

SHF Fluxo de calor sensível

TSM Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

ÍNDICE DE FIGURAS

<p>Figura 1. Mapa de precipitação no período de 1961 - 1990 em mm (A), e percentual de dias com déficit hídrico no período 1970 - 1990 em % (B). Fonte: PROCLIMA: www.cptec.inpe.br/proclima.....</p>	21
<p>Figura 2. Área de distribuição do mês em que a precipitação média mensal atinge um máximo de precipitação (eixo vertical em mm) para cinco estações, representando diferentes regimes pluviométricos do Nordeste. Dados período de 1931-1960 obtidos da superintendência do desenvolvimento do Nordeste em Recife, Pernambuco. Fonte: adaptada de Kousky, 1979.</p>	22
<p>Figura 3. Imagem de satélite Meteosat-5, setorizada, no canal infravermelho, ilustrativa da ZCIT influenciando o setor norte do NEB em 15/3/1994, as 18:00 UCT. Fonte: Melo,1997.</p>	26
<p>Figura 4. Imagem de satélite Meteosat-5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento da ZCIT ao Norte do equador em 24/5/1896 às 12:00 UTC. Fonte: Melo,1997.</p>	26
<p>Figura 5. Diagramas esquemáticos que ilustram os processos responsáveis para gerar as anomalias de SST durante o JFMA 2009. (a) setas azuis representam anomalias da velocidade do vento na superfície. (b) A região azul é onde anomalias de fluxo de calor latente são importantes, vermelho é do fluxo de calor vertical (arrastamento + difusão turbulenta), verde é anomalia de profundidade de camada de mistura atuando no fluxo de calor da superfície climatológica e sombreamento cinza é a radiação de onda curta superficial. Fonte: Foltz, (2012).</p>	31
<p>Figura 6. Fluxograma da metodologia empregada no trabalho. Fonte: Pesquisa Direta.</p>	33
<p>Figura 7. Climatologia da precipitação mensal, no período de 1979 a 2015. Fonte: Pesquisa Direta.....</p>	39
<p>Figura 8. Mercado público de Aracati. Fonte Chico Coelho</p>	40
<p>Figura 9. Praça da igreja Nossa Sra. dos Prazeres. Foto Chico Coelho</p>	40
<p>Figura 10. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referente janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referente janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.</p>	44
<p>Figura 11. (a),(c) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referente abril e maio respectivamente. (b),(d) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte Direta..</p>	45

Figura 12. (a) (c) (e) Anomalias do Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa), referente aos meses janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a Janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa direta46

Figura 13 . (a) (c) Anomalias do Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa), referente aos meses abril e maio respectivamente. (b) (d) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa direta.....47

Figura 14. (a),(c),(e) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b),(d),(f) referente a janeiro, fevereiro e Março respectivamente, relativo ao de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.48

Figura 15. (a),(c) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a abril e maio respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d) referente a abril e maio. Relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta49

Figura 16. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.50

Figura 17. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 1985. Fonte: Pesquisa direta.51

Figura 18. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 1985. Fonte: Pesquisa direta52

Figura 19. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 1985. Fonte: Pesquisa direta.53

Figura 20. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à abril de 1985. Fonte: Pesquisa direta.54

Figura 21. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 1985. Fonte: Pesquisa direta.55

Figura 22. Imagens do Satélite GOES referente um dia do mês de janeiro a maio de 2009. Fonte: CPTEC56

Figura 23. registros das consequências das forte chuvas. Fonte: UOL57

Figura 24. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a janeiro, fevereiro e março relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.60

Figura 25. (a),(c) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de abril e maio respectivamente. (b),(d) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a abril e maio, relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.....61

Figura 26 . (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano 2009. Fonte: Pesquisa Direta.62

Figura 27. (a) (c) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a abril e maio respectivamente. (b) (d) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril e maio respectivamente, referente ao ano 2009. Fonte: Pesquisa Direta.....63

Figura 28. (a),(c),(e) Anomalia Perfil do vertical da célula de Walker de janeiro, fevereiro e maio respectivamente e anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d), (f) de janeiro, fevereiro e março respectivamente, referente ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.64

Figura 29.(a),(c) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a abril e maio respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d) referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.65

Figura 30. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.66

Figura 31. Anomalia de calor radiativo ($W.m^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.67

Figura 32. Anomalia de calor sensível ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.68

Figura 33 . (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 2009. Fonte: Pesquisa direta.....69

Figura 34. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 2009. Fonte: Pesquisa direta. 70

Figura 35. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 2009. Fonte: Pesquisa direta. 71

Figura 36. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à abril de 2009. Fonte: Pesquisa direta. 72

Figura 37. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 2009. Fonte: Pesquisa direta. 73

Figura 38 . Imagens do Satélite GOES referente um dia do mês de janeiro a maio de 2011. Fonte: CPTEC. 74

Figura 39. Cheias devido ao fortes chuvas. Fonte: Aliny Gama e Carlos Madeiro Especial para o UOL em Maceió 02/05/2011 as 13h27. 75

Figura 40. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro, fevereiro e março respectivamente . (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta. 79

Figura 41. (a),(c) ,(e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de abril e maio e junho respectivamente . (b),(d) , (f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a abril e maio e junho, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta. 80

Figura 42. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de julho, agosto e setembro respectivamente . (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a julho, agosto e setembro, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta. 81

Figura 43. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta. 82

Figura 44. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a abril, maio e junho respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril, maio e junho respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta. 83

Figura 45. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a julho, agosto e setembro respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a julho, agosto e setembro respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta.84

Figura 46. Anomalia zonal da célula de Walker referente a 2011. Fonte: Pesquisa Direta.85

Figura 47. Anomalia zonal da célula de Walker referente a 2011. Fonte: Pesquisa Direta.86

Figura 48. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e), Jun (f) de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.87

Figura 49. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.88

Figura 50 . (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.89

Figura 51. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.89

Figura 52.(a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 2011. Fonte: Pesquisa direta91

Figura 53.(a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 2011. Fonte: Pesquisa direta92

Figura 54. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 2011. Fonte: Pesquisa direta.93

Figura 55. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à junho de 2011. Fonte: Pesquisa direta.....94

Figura 56. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à julho de 2011. Fonte: Pesquisa direta95

Figura 57.a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à agosto de 2011. Fonte: Pesquisa direta96

Figura 58. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à setembro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.97

1-INTRODUÇÃO

Sabe-se que o oceano tem uma grande influência sobre o comportamento atmosférico. A Temperatura da Superfície do Mar é a principal variável que interfere nas variabilidades climáticas. A TSM é de grande relevância no aquecimento e volume de umidade atmosférica, afetando sua circulação nas escalas de tempo e clima. A atmosfera interage com os oceanos através de fluxos de momentum e calor. Porém, para este trabalho interessam-se, sobretudo, os fluxos de calor, pois são os maiores responsáveis por influenciar a dinâmica da atmosfera nos trópicos.

Visto que as anomalias na temperatura da superfície do mar causam grandes impactos sobre as variabilidades climáticas, vários estudos tentam compreender e justificar os mecanismos que influenciam o desenvolvimento das anomalias atmosféricas e oceânicas que, conseqüentemente, interferem na precipitação causando eventos extremos de secas e enchentes (MOURA E SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996; KAYANO et al. 2005), entre outros.

Há vários fenômenos que causam variabilidades climáticas, o acoplamento oceano-atmosfera tem sido bastante estudado em diversas partes do mundo, sendo que, os mais divulgados são os relacionados aos impactos dos fenômenos oceânicos do tipo El Niño-Oscilação Sul (ENOS). (PHILANDER, 1983; PHILANDER, 1990; KOUSKY e CAVALCANTI, 1984; GRIMM et al., 1998).

Contudo, nas últimas décadas, alguns pesquisadores também têm estudado a influência que as anomalias da TSM do oceano Atlântico tropical exercem no clima de grande parte da América do Sul, principalmente durante o verão (DIAZ et al., 1998). Evidências observacionais, teóricas e resultados de Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) demonstram a influência que as condições atmosféricas e oceânicas do oceano Atlântico tropical podem ter sobre a variabilidade interanual da precipitação sobre a América do Sul, particularmente sobre as regiões do Nordeste do Brasil (MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996).

As chuvas no NEB são afetadas devido à forte influência que as anomalias oceânicas e atmosféricas exercem sobre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o principal sistema de precipitante da região Norte do Nordeste brasileiro - região do semiárido. UVO e NOBRE (1989) mostram que anos secos no NNE estão ligados ao retorno da ZCIT para suas posições mais ao norte em fins de março e anos chuvosos, à permanência dela em suas posições mais ao sul durante os meses de abril.

Os impactos causados, devido a variabilidade climática que influencia a ZCIT e consequentemente as chuvas no Nordeste como descrito anteriormente são inúmeros. Com destaque na região do Norte do Nordeste Brasileiro, observam-se períodos prolongados de seca que causam prejuízos social. Com os longos períodos de estiagem, torna-se difícil o desenvolvimento da agricultura e a criação de animais. Desta forma, a seca provoca a falta de recursos econômicos, gerando fome e miséria, além da escassez hídrica. Os dados mostraram que as secas atingem, ainda, as plantações e as safras, o que reduz a oferta de alimento, comprometendo assim a alimentação de milhares de pessoas e provendo inúmeras vítimas de doenças. Segundo a publicação do IBGE, entre 2013 e 2017 praticamente a metade dos 5.570 municípios brasileiros (48,6%) registrou algum episódio de seca. A maior parte se concentra no Nordeste Brasileiro. Em relação á criação de animais os prejuízos que as últimas secas têm causado à produção animal estão relacionados diretamente a perdas de efetivo, ou seja, variadas espécies de animais. Segundo IBGE, em 2012, na região Nordeste, foram perdidos 1,3 milhões de bovinos, 696 mil caprinos, 784 mil ovinos e 755 mil aves, havendo perdas também nos rebanhos de suínos e equídeos. As perdas mais pronunciadas foram nos estados nordestinos da Bahia (40%), da Paraíba (28%) e de Pernambuco (24%).

Este trabalho se propõe a estudar os mecanismos físicos causadores da variabilidade da qualidade da estação, ou seja, iremos estudar sistemas atmosféricos e oceânicos que influenciaram casos extremos de precipitação no norte do Nordeste brasileiro. Os estudos de caso se darão por meio de análises de variáveis atmosféricas analisadas mensalmente para uma melhor compreensão do comportamento e atuação conjunta desses mecanismos. Para avaliar a conexão entre algumas variáveis atmosféricas e a variabilidade da TSM do Atlântico Tropical e o comportamento das chuvas no determinado ano.

O trabalho está organizado em quatro partes. A primeira parte será composto de uma introdução, o segundo é os objetivos, o segundo capítulo compreenderá a revisão bibliográfica, o terceiro capítulo é composto de dados e metodologia, o quarto capítulo compreenderá os resultados preliminares sobre o estudo de casos.

2. OBJETIVOS

2.1-Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é aprofundar o conhecimento sobre os mecanismos atmosféricos e oceânicos e de interação oceano-atmosfera envolvidos na variabilidade das TSM do Atlântico Tropicais e na intensidade da estação chuvosa sobre o Norte do Nordeste (NNEB).

2.2-Objetivo específico.

2.2.1 Testar a eficácia de uma metodologia nova, considerando cada estação chuvosa um estudo de caso e trabalhando com dados mensais de diversas variáveis meteorológicas, para elucidar os mecanismos físicos acima mencionados

3-REVISÃO DA LITERATURA

3.1- Distribuição da Precipitação no Nordeste Brasileiro.

O Nordeste abrange 18,27% do território brasileiro, com uma área de 1.561.177,8 km². Destes, 962.857,3 km² estão inseridos no denominado Polígono das Secas (ARAÚJO, 2011).

A precipitação da região Nordeste varia espacialmente. Na costa norte os valores ficam entre 1000 e 1200 mm/ano. Já na costa leste o clima é mais chuvoso, com acumulados anuais superiores a 1500 mm. Adentrando o Semiárido, passando pela zona Agreste e se dirigindo para o Sertão, as precipitações diminuem, alcançando valores entre 500 mm á 800 mm/anual e temperaturas do ar média anual em torno de 25°C a 28°C. A (Fig.1) retrata bem a distribuição da precipitação sobre o NEB. (HASTENRATH E HELLER, 1977; KOUSKY E CHU, 1978; AZEVEDO ET AL. 1998; CPTEC, 2015).

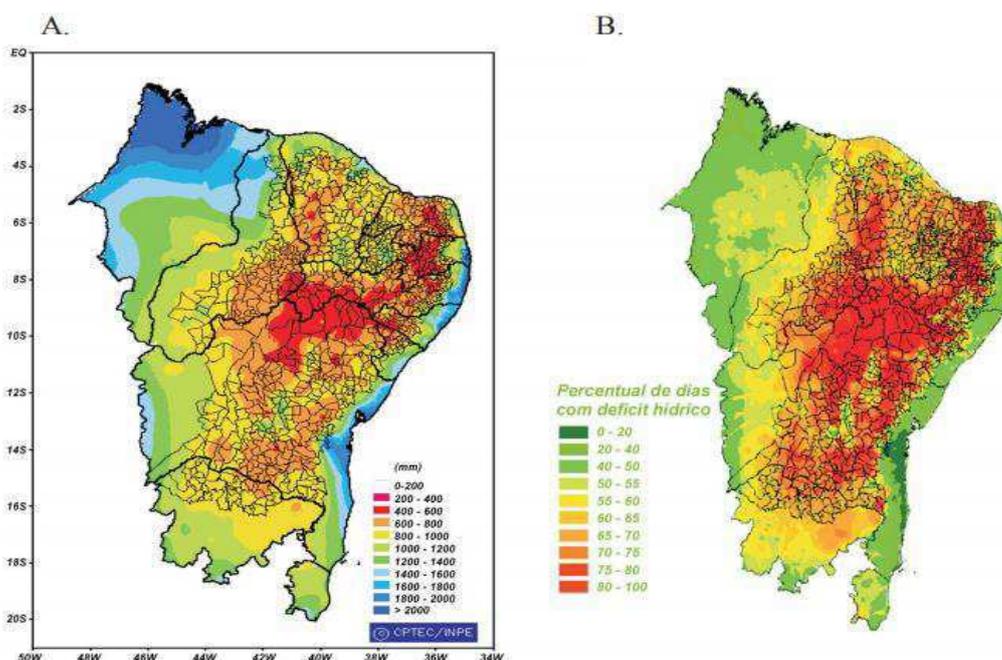


Figura 1. Mapa de precipitação no período de 1961 - 1990 em mm (A), e percentual de dias com déficit hídrico no período 1970 - 1990 em % (B). Fonte: PROCLIMA: www.cptec.inpe.br/proclima.

Apesar da região situar-se ao longo de todo o ano, corrente abaixo dos ventos alísios do Atlântico Tropical, que fornecem abundante umidade, a região tem apenas uma curta estação chuvosa. Esta peculiaridade faz com que seja tema de inúmeros estudos (UVO ET AL. 1998; WARD E FOLLAND, 1991; CHU, 1983; NAMIAS, 1972).

Strang (1972) utilizou dados de estações convencionais no período de 1931 a 1960, para mostrar a variação descrita anteriormente. A Figura 2, feita por Strang, (1972)

e adaptada por Kousky (1979), ilustra esses resultados. Segundo o autor uma alta porcentagem de precipitação anual ocorre apenas em três meses do ano. Através do histograma (Fig.2) observa-se que o trimestre mais seco ocorre entre agosto e outubro, numa faixa orientada no sentido noroeste/sudeste, desde o extremo oeste do Nordeste. A máxima precipitação no semiárido normalmente ocorre entre fevereiro e abril, representada por Quixeramobim e Remanso, sendo que em Quixeramobim o pico anual de precipitação ocorre tipicamente em março. As demais estações representadas no histograma também apresentam concentrações de precipitações máximas em poucos meses, sendo que a estiagem nas demais épocas do ano são menos extremas com exceção de Caetité. Foram feitas as climatologias para cada região estudada por Strang, (1972) para confirmar se o comportamento da precipitação permanecia o mesmo em cada região. A climatologia foi feita com dados de reanálise com período de 36 anos (Figura.7).

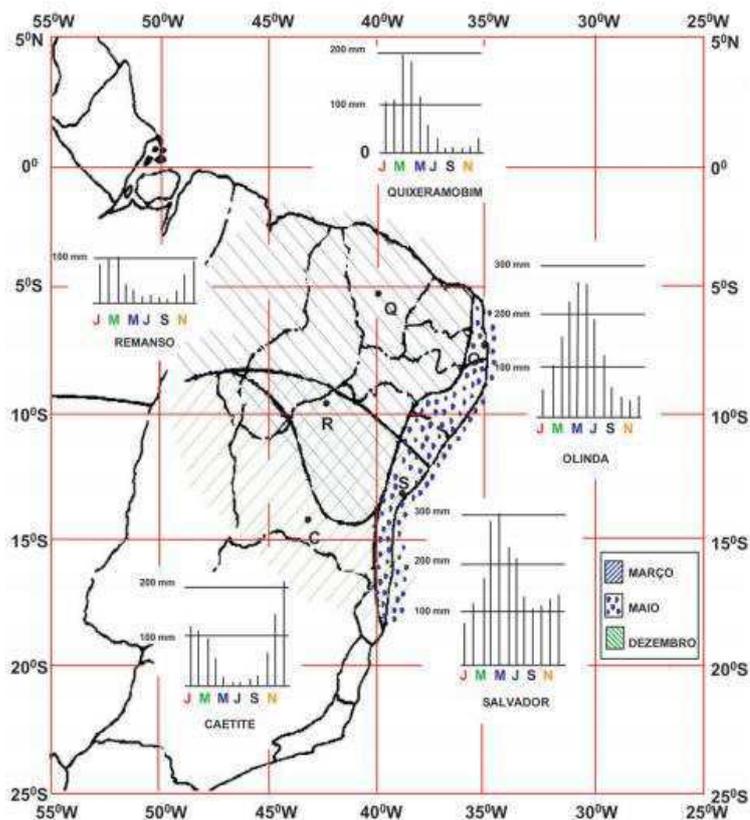


Figura 2. Área de distribuição do mês em que a precipitação média mensal atinge um máximo de precipitação (eixo vertical em mm) para cinco estações, representando diferentes regimes pluviométricos do Nordeste. Dados período de 1931-1960 obtidos da superintendência do desenvolvimento do Nordeste em Recife, Pernambuco. Fonte: adaptada de Kousky, 1979.

O pico característico de precipitação do semiárido, entre março e abril ocorre, devido à influência da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT), que atinge o extremo sul da sua migração anual nesses meses. A migração meridional da ZCIT é assimétrico com relação ao Equador, indo aproximadamente de 10°N-14°N em agosto-setembro a 4°S em março-abril. É interessante observar que o sentido desta migração segue a marcha do sol com um atraso de aproximadamente três meses, pois a ZCIT se desloca no sentido equador – polo durante o verão de cada Hemisfério, atingindo suas posições extremas no outono. Molion e Bernardo (2000), reafirmaram que os mecanismos responsáveis pela precipitação podem ser classificados em grande, meso e microescala. Os de grande escala são responsáveis por 30% a 80% da precipitação do Norte e no centro do Nordeste Brasileiro, e o principal sistema atuante é a ZCIT, as Perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem-se fenômenos da micro escala.

Além do pico de chuvas no outono austral, o Norte do nordeste do Brasil ainda apresenta uma pré-estação chuvosa, nos meses de dezembro a fevereiro. O principal sistema meteorológico responsável pela pré-estação são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Estes são baixas pressões na escala sinótica, formados na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio do que a periferia (ARAGÃO, 1975; VIRJI, 1981; GAN, 1983). E nas vizinhanças da região No sul, o máximo está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro. Esses sistemas têm relação com a estrutura e formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o continente sul-americano e o Oceano Atlântico. E nas vizinhanças da região a incursões de sistemas frontais oriundos de latitudes médias, sobre o sudoeste da região que se associa com a convecção tropical na Amazônia. (ALVES et al., 1993; ALVES; REPELLI, 1992; BRITO et al., 1991)

As chuvas dos setores norte e leste do NEB recebem uma contribuição importante dos Distúrbios Ondulatórios de Leste - DOL (Kouadio et al., 2012), que se movem sobre o Atlântico Sul durante todo o ano, atingindo, contudo, o NEB com maior amplitude e propagação de fase mais organizada, durante as estações de outono e inverno austral (CHAN, 1990). Este sistema pode provocar eventos extremos de chuva, com alagamentos e deslizamentos de encostas, resultando em danos materiais e, por vezes, perda de vidas humanas (SANTOS et al., 2012; MACHADO et al., 2012; ALVES et al., 2013).

Vários trabalhos têm buscado compreender a variação dos totais de precipitação acumulada na estação chuvosa do NEB e a sua dependência em relação às anomalias de TSM dos oceanos adjacentes (Pacífico e Atlântico). Uma das grandes motivações destes estudos é dar subsídios à previsão sazonal sobre a região. Mesmo com todos os conhecimentos que já se tem sobre a causa da variação da ZCIT, o estudo sobre o que causa a anomalia de TSM sobre o atlântico tropical ainda está sendo aprofundado e compreendido. (CHU, 1984; ALVES; REPELLI, 1992; HASTENRATH; GREICHAR, 1993; UVO et al., 1998; MOURA; HASTENRATH, 2004; SUN et al., 2005).

3.2- Variabilidade Interanual da Precipitação no Norte do Nordeste Brasileiro.

As oscilações sazonais e interanuais da distribuição de chuvas sobre o (NNEB) estão intimamente relacionadas à migração sazonal da ZCIT no Atlântico e às variações interanuais no limite sul desta migração. O deslocamento meridional da ZCIT ao longo do ano acompanha a faixa de águas oceânicas mais quentes, que por sua vez segue a marcha aparente do sol com atraso de aproximadamente um trimestre. Isto é, a ZCIT atinge a sua posição mais ao sul durante o outono austral, quando o Atlântico Sul acumulou os efeitos do aquecimento solar intenso durante todo o verão. As variações interanuais na migração da ZCIT respondem em grande medida às variações na migração da faixa de águas mais quentes, mas também às variações na posição e intensidade das Altas Subtropicais do Atlântico Sul e Norte. Todos os mecanismos físicos capaz de afetar esses dois fatores têm influência sobre a qualidade das chuvas no Norte do Nordeste Brasileiro. (MENEZES et al., 2003a; NOBRE e MELO, 2001; NOBRE et al., 2001).

A existência da ZCIT deve-se ao fato da faixa de águas mais quentes do Atlântico Equatorial ter TSM acima do limiar capaz de disparar a convecção atmosférica: entre 27°C e 29°C. A partir desta faixa de TSM, a inibição convectiva, típica da atmosfera tropical, é vencida dentro da camada limite turbulenta da atmosfera. Desta forma a turbulência do vento, disponível sobre os oceanos todos os dias, constitui um mecanismo suficiente para disparar a convecção. Fora desta faixa de águas mais quentes, a convecção só pode ser disparada na presença de mecanismos dinâmicos transientes que promovam a ascensão do ar. Alguns exemplos são as Ondas de Leste, a oscilação de Madden Julian e os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.

É justamente a convecção profunda disparada sobre a faixa de TSM acima do limiar que promove a queda da pressão nos baixos níveis, formando o Cavado Equatorial, e a convergência dos ventos alísios. Pequenas variações interanuais na TSM do Atlântico

Equatorial podem afetar o limite sul da migração da faixa de águas mais quentes e com ela também a migração da ITCZ. Além disso, é possível que variações na posição e intensidade das Altas Subtropicais sejam capazes de afetar a posição da convergência dos alísios, afetando também a posição da ZCIT. Por esse motivo é de grande importância a compreensão dos mecanismos que causam as variações interanuais na TSM do Atlântico Tropical, assim como as variações de pressão ao nível médio do mar é também de grande importância, pois as formas como estas variações se combinam vai haver influenciar sobre a posição e intensidade da ZCIT.

A ZCIT tem um papel fundamental na circulação geral da atmosfera. O ar que ascende nas células convectivas constitui o ramo ascendente da Célula de Hadley. (FERREIRA, 1996).

De acordo com Uvo et. al 1989 e Uvo e Nobre 1987 apud Uvo et. al 1997, a migração da ZCIT mais para o hemisfério Norte é o que vai determinar o final da estação chuvosa para região do Nordeste, os estudos dos mesmos mostraram que em anos de precipitação quase normais, a ZCIT começa seu retorno às posições norte em meados de abril. Em um ano úmido, a ZCIT permanece muitas vezes a sul do equador até o início de maio. Em anos secos, a ZCIT não atinge sua posição mais ao Sul ou se retira para sua posição mais ao Norte durante o mês de março.

A migração média da ZCIT é assimétrica com relação ao Equador, ocorrendo aproximadamente entre 2°S e 14°N. Em anos particularmente chuvosos para o Nordeste a ZCIT pode atingir 5°S perto da costa, no período de março-abril, como mostra a (Figura 3) Em anos anormalmente secos do NEB, a ZCIT fica ao norte da sua posição climatológica, como mostra a (Figura 4). (MELO et al., 2009)

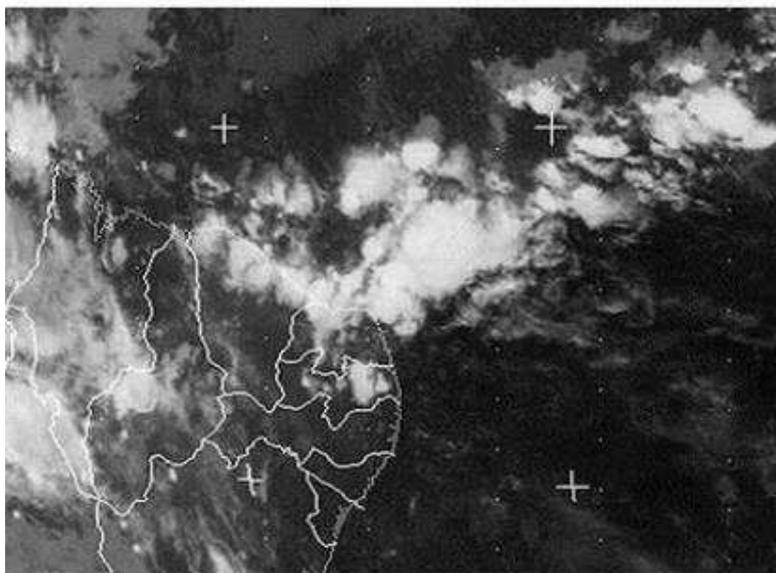


Figura 3. Imagem de satélite Meteosat-5, setorizada, no canal infravermelho, ilustrativa da ZCIT influenciando o setor norte do NEB em 15/3/1994, as 18:00 UCT. Fonte: Melo,1997.

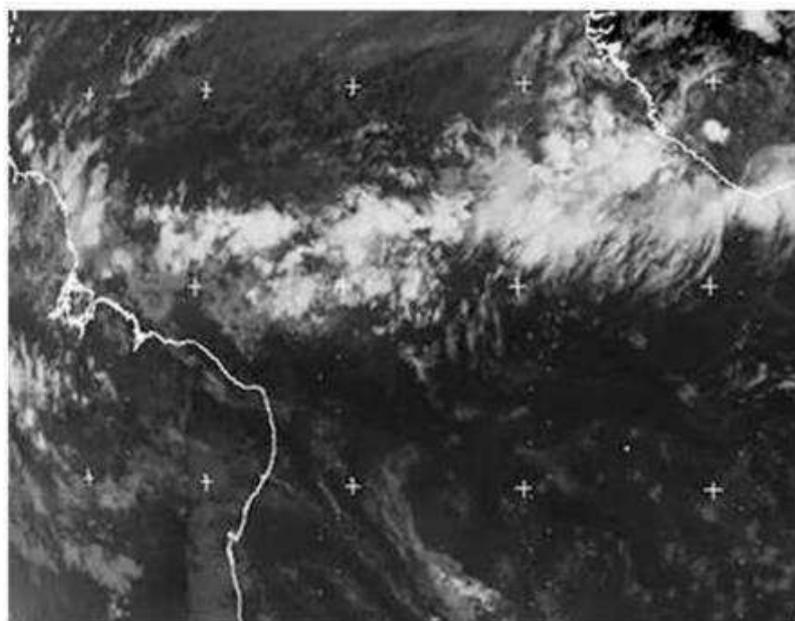


Figura 4. Imagem de satélite Meteosat-5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento da ZCIT ao Norte do equador em 24/5/1896 às 12:00 UTC. Fonte: Melo,1997.

Pike (1971) observou que o posicionamento da ZCIT sofre grande influência da distribuição meridional da TSM no atlântico tropical. Moura e Shukla (1981) refinaram essa observação, percebendo que anos de seca extrema no Norte do Nordeste Brasileiro ocorrem quando as anomalias de TSM nos Atlântico tropical norte e sul são pelo menos razoavelmente intensas e têm sinais opostos, sendo positivas no Hemisfério Norte e negativas no Hemisfério Sul. Já para os anos anormalmente úmidos, não vale o oposto,

isto é, não necessariamente as anomalias de TSM têm sinais opostos nos dois Hemisférios. Além disso, as anomalias não são necessariamente intensas.

3.3- Oceano e as Chuvas no Nordeste.

A temperatura da superfície do mar (TSM) é de grande importância para o tempo e clima terrestres. A superfície do mar fornece vapor d'água e energia que movem a parte atmosférica do ciclo hidrológico. A TSM desempenha um papel de grande relevância nos complexos mecanismos de interação oceano-atmosfera, já que contribui para determinar a intensidade dos fluxos de calor sensível, latente e radiativo. Devido à dependência exponencial da evaporação com a TSM, pequenas alterações na TSM podem produzir grandes variações no fluxo de calor latente. A posição das regiões de precipitação na faixa equatorial tem grande impacto sobre a circulação média e também sobre ondas atmosféricas. (PEZZI et al. 2009).

Os impactos causados na distribuição de TSM oceânica através do fenômeno El Niño- oscilação Sul (ENOS) que é uma das principais e mais conhecidas fontes de variabilidade climática interanual sobre o oceano pacífico tropical. É um fenômeno caracterizado pelo aquecimento e esfriamento anômalo das águas do Oceano Pacífico Tropical, associado a variações no campo de pressão, medidos pelo Índice de Oscilação Sul - IOS (ROPELEWSKI e HALPERT, 1989), e que provoca sensíveis anomalias no escoamento atmosférico, afetando o clima em diversas regiões do mundo. O impacto causado pelo fenômeno ENOS pode ser sentido principalmente pela modificação no regime e no total pluviométrico que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em estiagens.

No oceano Atlântico Tropical configura-se com duas fases a positiva e negativa. A fase positiva (negativa) é o padrão de anomalias de TSM com sinal positivo (negativo) ao norte e negativo (positivo) ao sul do equador, sendo, de um modo geral, desfavorável (favorável) à ocorrência de precipitação sobre o NEB como descrito anteriormente. (MOURA & SHUKLA, 1981).

Moura e Shukla (1981) elaboraram experimentos de modelo para testar o efeito do primeiro padrão sobre a atmosfera. Mais especificamente, fizeram simulações com um modelo atmosférico forçado por anomalias de TSM positivas ao norte e negativas ao sul. Obtiveram como resultado a formação de uma circulação vertical anômala, termalmente direta, com ramo ascendente no Norte e descendente no Sul, sobre o Nordeste e o Atlântico adjacente. Pode-se argumentar que estas anomalias estejam relacionadas a um

posicionamento da ZCIT mais ao norte do que a média. Isto é coerente com o fato da ZCIT seguir a faixa de águas mais quentes.

Hastenrath e Heller (1977) observaram que as anomalias de chuva no Nordeste estavam relacionadas ao enfraquecimento do gradiente de pressão e a intensidade dos alísios, que determina o posicionamento da confluência dos ventos e assim o posicionamento da ZCIT, indicando que anomalias de TSM no Atlântico tropical e de precipitação no norte do Nordeste são relacionadas da seguinte forma: anomalias de TSM positivas no Hemisfério Norte e negativas no Hemisfério Sul (HS) estão associadas a anos secos, enquanto que um padrão inverso está associado a anos úmidos.

O trabalho Nobre e Shukla (1996), através da técnica de compostos serviram para estudar a evolução das condições oceânicas e atmosféricas no atlântico tropical. Observou-se que os anos nos quais o atlântico tropical Norte estava mais frio que o normal e o atlântico sul mais quente foram denominadas de “composto FRIO”, e os anos nos quais o padrão da ATMs inversa foram chamadas “composto QUENTE”. Eles analisaram que quando ocorre a primeiro caso, verifica-se que a ZCIT na longitude de 30°W, atinge seu máximo deslocamento, ao Sul do Equador, durante abril.

Como consequência, as precipitações tornam-se mais abundante durante o composto “FRIO”. Nesse período, a ZCIT permanece ao sul de sua posição climatológica organizando nuvens convectivas profundas, ou seja, quando o atlântico tropical Sul está mais quente que o normal, a ZCIT somente inicia seu deslocamento para Norte durante abril. Através dessas análises feitas, pôde-se também tirar outra conclusão que a anomalia de circulação atmosférica, em particular da componente meridional do vento “fora do atlântico equatorial”, a primeira forçante para a geração de anomalias do gradiente meridional da TSM, o qual “força” a ZCIT a se deslocar em direção às águas mais aquecidas, afetando a distribuição de precipitação sobre o atlântico equatorial e áreas continentais próximas.

3.4-Dinâmica na camada de mistura e a influência da atmosfera na temperatura da superfície do mar.

A Camada de mistura oceânica (CMO) é a região superior do oceano com espessura de poucos a várias centenas de metros, onde a densidade é aproximadamente a mesma da superfície. Essa definição serve para regiões onde não haja troca significativa de água fresca entre o oceano e o ar acima (evaporação ou chuva), pois essa troca pode gerar um intenso contraste de salinidade. A CMO existe graças à mistura turbulenta

causada pela tensão de cisalhamento e pelas ondas de superfície. Um efeito da mistura é tornar mais homogênea as propriedades da água do mar (temperatura e salinidade) e, portanto, a densidade. A profundidade da CMO depende, dentre outros fatores, da estabilidade da água do mar e da energia fornecida pelo vento. Quanto maior a estabilidade da água de superfície, menor a mistura e mais rasa é a CMO. A estabilidade das águas mais superficiais é determinada basicamente pelos fluxos turbulentos de superfície (SKIELKA, 2008).

O trabalho de Foltz et al., (2011) mostrou como ocorre a anomalia de TSM influenciada pela dinâmica na camada de mistura. Os autores trabalharam em um estudo de caso de um forte evento de modo meridional atlântico desenvolvido no Atlântico tropical em janeiro-maio de 2009. Durante seu pico na primavera boreal, houve anomalias de TSM frias de 0.5° - 2° C no Atlântico Norte equatorial na região de (2° - 12° N), e mais fracas anomalias de TSM quentes no Atlântico Sul equatorial (0° - 5° S). Neste estudo as causas do forte resfriamento anômalo da TSM no Atlântico Norte equatorial foram analisados usando satélite e em conjuntos de dados in situ.

No trabalho de Foltz et. al 2012 observou-se que o resfriamento da TSM foi iniciado em janeiro por uma intensificação anômala do sistema subtropical de alta pressão do Atlântico Norte e aumento associado em ventos fortes mais do que o normal e persistiram até fevereiro, em parte devido a uma moderada La Niña no Pacífico. Porém, esse evento anormalmente forte em 2009 não pôde ser explicado totalmente por ENSO e a Oscilação do atlântico Norte (NAO), pois a La Niña em 2008 no Pacífico mais forte do que a La Niña em 2009 e o índice NAO era do mesmo sinal e comparável em magnitude durante os dois anos Tabela 1. Com base nos índices NAO e ENSO para 2008 e 2009, portanto, a velocidade do vento no ATN durante estes anos, deveriam ter sido similares. Em vez disso, os ventos foram ligeiramente mais fracos do que o normal no JF 2008. Outro aspecto que foi observado, além do sistema de alta pressão subtropical do Atlântico Norte mais forte, verificou-se uma convecção anormalmente forte na Amazônia.

Anomalias de TSM frias formaram-se primeiro perto de 20° N ao largo da costa da África, avançaram para o sul para 2° - 12° N e depois, intensificaram-se e expandiram-se para oeste durante fevereiro-maio. Ventos de superfície no Atlântico equatorial responderam ao gradiente meridional TSM, tornando-se noroeste em janeiro e intensificando-se até maio, coincidindo com o feedback positivo da evaporação do vento – TSM.

TABELA 1. Índices climáticos durante dezembro de 2007 a março de 2008 e dezembro de 2008 a março de 2009. Todos os valores são anomalias mensais referentes às médias mensais correspondentes de 1982 a 2009, normalizadas pelo desvio padrão. A velocidade do vento do Atlântico Norte Tropical (TNA) é calculada em 5°–20°N, 15°–50°W. Índice NAO é a pressão de superfície de reanálise do NCEP – NCAR nos Açores menos a Islândia. O índice de Niño-3.4 é a média de SST entre 5°S e 5°N, 120°–170°W. O índice de alta subtropical (STH) é a pressão de superfície de reanálise do NCEP – NCAR com média de 20°–25°N, 30°–40°W. O índice de convecção da Amazônia (Amzn) é medido por satélite em média 10°S – 5°N, 30°–70°W. Valores negativos de OLR indicam convecção aprimorada. Fonte em negrito destaca os meses com as anomalias de velocidade do vento positivas mais fortes no TNA em 2009. Fonte: Foltz, (2012).

	TNA WS	Niño-3.4	NAO	STH	Amzn
2007/08					
Dec	0.2	-1.2	0.5	-0.3	-1.0
Jan	-0.4	-1.4	0.4	-1.1	0.1
Feb	0.0	-1.8	-0.1	-0.5	-0.3
Mar	-0.7	-1.4	0.3	-1.2	-1.2
2008/09					
Dec	-1.0	-0.7	-0.2	-1.2	-0.9
Jan	2.2	-0.7	0.9	1.5	-0.4
Feb	1.6	-0.7	-0.6	0.3	-0.9
Mar	-0.2	-0.6	0.1	-1.8	-0.2

As anomalias dos ventos superficiais forçaram o bombeamento anômalo de Ekman entre 2° e 6°N, diminuindo anormalmente a termoclina em 10 a 30m durante o período de janeiro a maio. Mais ao norte (6-12°N), ventos alísios mais fortes do que o normal induziu um aprofundamento anômalo da camada mistura de 5 a 20 m. O resfriamento anômalo foi parcialmente balanceado por anomalias da radiação de ondas curtas associada a pronunciada mudança anômala da ZCIT para o hemisfério sul em resposta à anomalia negativa do gradiente de TSM inter-hemisférico. Perda de calor evaporativo induzida pelo vento mais forte que o normal também contribuiu significativamente para o resfriamento janeiro e fevereiro, ou seja, houve uma diluição da superfície positiva fluxo de calor líquido de superfície sobre uma camada mistura anormalmente profunda (isto é, uma redução na capacidade do fluxo de superfície para aquecer TSM devido ao aumento do volume da camada mistura).

Os mecanismos responsáveis pela geração de as anomalias de TSM no Atlântico Norte equatorial durante JFMA 2009 estão resumidos esquematicamente na (Figura 6) que indicam que o fluxo de calor anômalo da superfície dirigiu a maior parte da

variabilidade da TSM interanual e decadal no Atlântico tropical norte, enquanto dinâmica do oceano desempenham um papel importante dentro de 10° do equador (CARTON et al. 1996; TANIMOTO e XIE 2002; FOLTZ e MCPHADEN 2006)

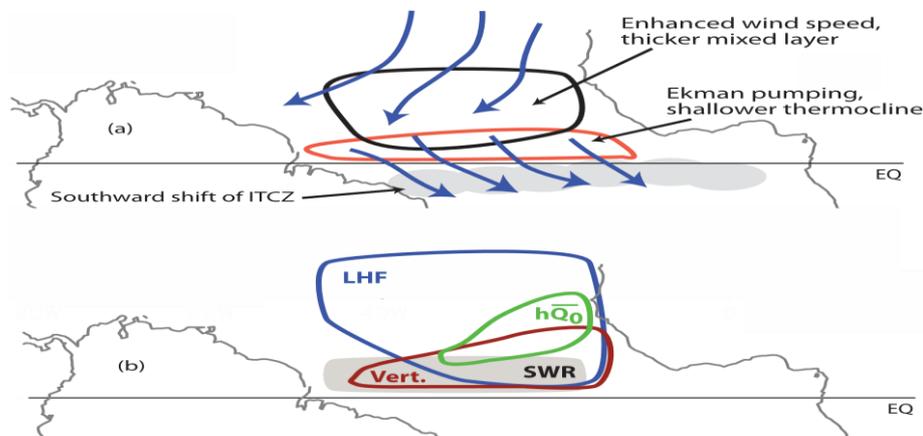


Figura 5. Diagramas esquemáticos que ilustram os processos responsáveis para gerar as anomalias de SST durante o JFMA 2009. (a) setas azuis representam anomalias da velocidade do vento na superfície. (b) A região azul é onde anomalias de fluxo de calor latente são importantes, vermelho é do fluxo de calor vertical (arrastamento + difusão turbulenta), verde é anomalia de profundidade de camada de mistura atuando no fluxo de calor da superfície climatológica e sombreamento cinza é a radiação de onda curta superficial. Fonte: Foltz, (2012).

O estudo mais recente dos autores Rugg et al. (2016) utilizou-se da técnica de análise de compostos para investigar a resposta do oceano superior a modo meridional do atlântico (MAM) e os processos que provocam anomalias de TSM que vão interferir na ZCIT. Eles usaram dados de satélites, reanálises oceânicas e atmosféricas (PIRATA; Bourlès et al. 2008), usadas para conduzir análises das condições do oceano e causas da variabilidade do TSM durante eventos de MAM entre 1982 e 2015. Também foram usados em conjunto com experimentos de modelo de camada mistura unidimensional para investigar mais o impacto das anomalias de profundidade da termoclina sobre a TSM na região da ZCIT. Três eventos foram analisados: dois episódios anômalos de TSM (2009 e 2015) que foram associados a fases negativas do MAM, e um evento de aquecimento anômalo (2010) associado com uma fase positiva de MAM. A Pesquisa mostrou que as anomalias da velocidade do vento no atlântico tropical, causam anomalias na profundidade da camada de mistura e no fluxo de calor latente, durante o inverno e a primavera boreal, ambas contribuindo para o desenvolvimento de anomalias de TSM no atlântico tropical Norte, associado ao modo meridional do atlântico (MMA). Foi observado que as anomalias de profundidade da camada de mistura, são maiores no atlântico tropical norte (15°-20°N) durante o inverno boreal, e a uma mudança dessa

profundidade para Sudoeste durante a primavera boreal. Essa mudança afeta a sensibilidade da TSM e o fluxo de calor da superfície e com isso contribuem mais fortemente para ocorrência de anomalias de TSM ($0,5^{\circ}$ - $1^{\circ}\text{C m\text{e}s}^{-1}$) na região da ZCIT (2° - 8°N) e no atlântico equatorial ocidental, onde as anomalias de profundidade da camada de mistura são bastante significativas e a camada de mistura média é fina .

Os autores encontraram a confirmação da importância do papel do resfriamento turbulento vertical durante o desenvolvimento do forte evento negativo do MMA, que também foi visto por (Foltz et al. 2012). Outro aspecto observado é que não houve contribuição do fluxo de calor vertical durante o evento do MMA positivo que foi considerado o mais fraco. A anomalia turbulenta de resfriamento analisadas nos anos de 2009 e 2015, foi atribuída à tensão anômala vento de Norte, que foi associado a um deslocamento da ZCIT para o HS. Essa força anômala do evento de Norte, agindo sobre o gradiente meridional da vorticidade, gerou ressurgência anômala da termoclina, permitindo a mistura vertical turbulenta para resfriar a TSM com mais eficiência. No evento quente de 2010 analisado pelos autores, foi visto que a tensão meridional e as anomalias na profundidade da termoclina foram consideravelmente mais fraca que no período de 2009. Isso deu devido à contribuição muito menor das anomalias turbulentas verticais de resfriamento.

4-DADOS

O estudo abrange os anos 1979 a 2015, compreendendo um total de 36 anos. Foram utilizadas dados de reanálise ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) descrito em (SIMONS ET AL. 2007) para as variáveis de (TSM, K), componente zonal (u , $m s^{-1}$) e meridional (v , $m s^{-1}$) do vento, velocidade vertical (w , $m s^{-1}$), pressão ao nível do mar (PNM, Pa) e fluxo de calor sensível ($W.m^2$), calor latente ($W.m^2$) e radiação térmica líquida da superfície ($W.m^2$). A partir das componentes do vento e da velocidade vertical foi calculada divergência em 850 e 200 hPa. Os fluxos de calor foram considerados unitariamente que foram calor sensível, calor latente e radiação térmica líquida de superfície. Os dados de chuva são provenientes da Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME) para 30 estações divididas entre as oito mesorregiões do estado do Ceará (Figura 8), e dados de satélite do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (ADLER ET AL. 2003; HUFFMAN ET AL. 2009).

5- METODOLOGIA

O Fluxograma informações traz informações sobre os passos que foram aplicados no presente trabalho

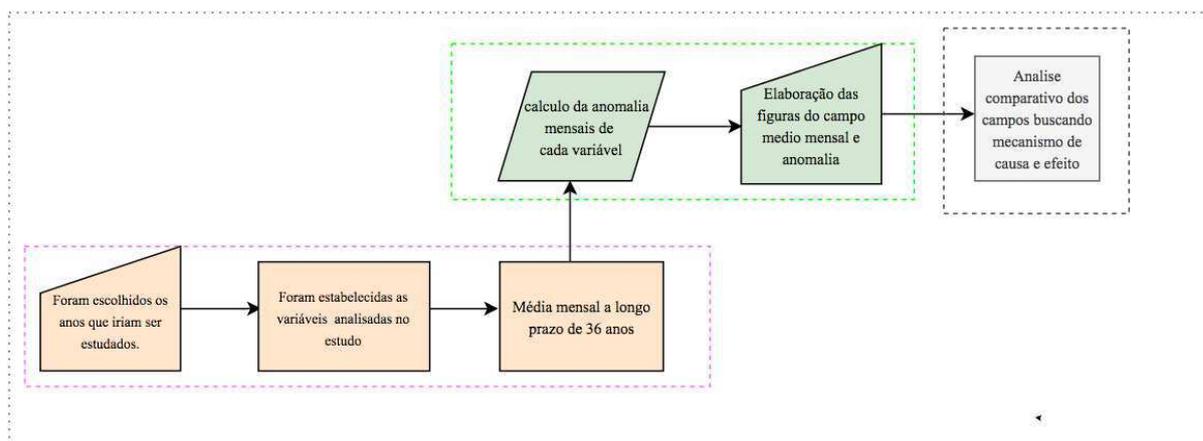


Figura 6. Fluxograma da metodologia empregada no trabalho. Fonte: Pesquisa Direta.

Foram escolhidos cinco anos para estudo, três úmidos e dois secos. Esses anos foram escolhidos por serem extremos quanto à precipitação na região Norte do Nordeste Brasileiro. Para a elaboração de cada estudo de caso foram considerados os meses de estação chuvosa e de pré-estação chuvosa de cada ano. Estudando individualmente cada caso, ao invés de trabalhar com compostos, impede-se que haja cancelamento das grandezas relevantes, o que poderia mascarar os mecanismos físicos responsáveis pelo “ajuste fino” na posição da ZCIT em cada ano. A partir dos trabalhos de Foltz et al., 2012, Rugg et al., 2016 e também Pontes (2017), tem sido possível perceber que o posicionamento da ZCIT depende com frequência de sutis variações nas relações entre diversas grandezas, na faixa equatorial. Destacam-se os ventos horizontal e vertical, os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera, a advecção de TSM, ressurgências oceânicas, além da intensidade e posicionamento das anomalias de pressão que afetam a intensidade do gradiente trans-equatorial. Esta percepção difere da visão anterior que tinha seu foco em variações de TSM numa área tropical bem mais extensa de cada hemisfério, assim como na posição e intensidade das altas subtropicais. Não se pretende aqui dizer que essas variações tropicais não sejam relevantes, porém acredita-se que o sejam apenas devido à sua capacidade de afetar os campos mencionados acima, bem próximo do Equador. Algumas vezes isto acontece simplesmente porque as anomalias tropicais se estendem, com bastante intensidade à faixa equatorial, outras vezes por que disparam outros processos, como ressurgências oceânicas, que por sua vez afetam a faixa equatorial. Outras vezes observam-se padrões subtropicais marcantes que, no entanto, não chegam a afetar a região equatorial, em cujo caso o posicionamento da ZCIT pode responder a influências mais sutis naquela própria região. A ausência de todas as sutilezas físicas acima mencionadas na confecção da previsão da intensidade da estação chuvosa no Norte do Nordeste Brasileiro compromete, sem dúvida a sua qualidade. Por isso, acredita-se que este trabalho, assim como trabalhos subsequentes que partam do conhecimento aqui gerado e da extensão ou melhoramento da metodologia empregada, possam ser valiosos para a melhoria da previsão da intensidade da estação chuvosa no Norte do Nordeste Brasileiro.

Foltz (2012) e Rugg (2016) inovaram ao considerar diversos fatores da dinâmica do oceano ao estudar a variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial. Fugindo ao costume anterior de considerar apenas a relação entre ventos de baixos níveis e fluxos verticais de calor (veja por exemplo Chang, 2007), utilizaram diversos conjuntos de dados oceânicos para quantificar a advecção de TSM, o transporte de Eckman, as ressurgências,

assim como a espessura da camada de mistura e todas essas grandezas na escala de tempo mensal. Em Pontes 2017, utilizou-se também uma metodologia de estudos de caso, ao invés de compostos, porém apenas com variáveis atmosféricas, além de chuvas e TSM. O conjunto de variáveis utilizado é o mesmo deste trabalho, que será justificado adiante. No entanto as variáveis foram apresentadas na forma de médias sazonais, para março, abril e maio de cada ano. O presente trabalho traz inovação, inspirada por Foltz (2012) e Rugg (2016), de considerar as mesmas variáveis, porém mês a mês. Isto permite observar as relações de causa e efeito entre elas durante a sua evolução nos meses de pré-estação e de estação chuvosa.

Como mencionado na introdução, a ZCIT como faixa de nebulosidade convectiva, o cavado equatorial, a faixa das TSM mais quentes e a convergência dos alísios estão ligados por relações de causa e efeito responsáveis pela manutenção da precipitação convectiva na ZCIT. Embora a causa última da migração sazonal da ZCIT seja a marcha da faixa de TSM mais quentes, que segue com atraso de em torno de três meses a marcha solar, todos os fatores acima mencionados, que fazem parte do sistema de retroalimentação positiva que se constitui e mantém ativa a convecção estão sujeitos a influências externas ao próprio sistema. A TSM é influenciada pelas variações na intensidade do vento, espessura da camada de mistura, advecções por correntes marítimas e por ressurgências. Já a convergência dos alísios e o cavado equatorial são influenciados por alterações na posição e intensidade das altas subtropicais, que estão sujeitas à influência de distúrbios ondulatórios de grande escala e escala planetária, por exemplo. Por último, além da posição extrema e tempo de permanência da ZCIT no Hemisfério Sul, há que considerar a intensidade das chuvas que produz, o que é influenciado pelas circulações verticais zonal e meridional. O objetivo de analisar simultaneamente todas as variáveis mencionadas acima, na sua evolução mensal, é inferir justamente as reações de causa e efeito entre elas responsáveis pela evolução das condições que levam ao posicionamento da ZCIT.

6-RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1- Estudos de casos.

O excesso ou deficiência de precipitação ao sul do equador está associado não somente ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT, mas principalmente à duração do período da incursão da ZCIT sobre o hemisfério sul. Em anos chuvosos sobre o NEB, nos quais também chove acima da média sobre a Amazônia e Atlântico equatorial a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto em anos de seca a ZCIT pode retornar às posições mais ao norte do equador, em março. (MOLION, 1987; MOLION, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996)

Em anos extremos, com totais sazonais de chuva bem acima ou abaixo da normal climatológica, os impactos sociais, econômicos e ambientais são grandes.

A região do Nordeste Brasileiro, principalmente o seu setor norte, vivenciou três eventos extremos de estiagem e enchentes. Os anos 2009 e 2011 tiveram destaque por suas estações chuvosas particularmente intensas. O (Gráfico.1) mostra valores mensais de chuvas de 2009 a 2017, contrastando-os com as médias mensais de longo prazo para o período de 1981 a 2010, representadas pelas barras de cor preta no canto direito. Os valores são obtidos do Produto de Estimativa de Precipitação por Satélite (Merge) Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe). O (Gráfico.2) mostra informação semelhante, porém restrita ao estado do Ceará. Neste caso os dados da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) de 1998 a 2016. Observa-se que no ano de 2009 as chuvas foram bem acima da média de longo prazo em todo o Nordeste Brasileiro e principalmente sobre regiões que estão localizadas no NNEB e sofrem maior influência da ZCIT, a exemplo temos o estado do Ceará que teve o maior índice de precipitação nos últimos nove anos.

Precipitação Média Anual da Região Nordeste para o período 2009 – 2017.

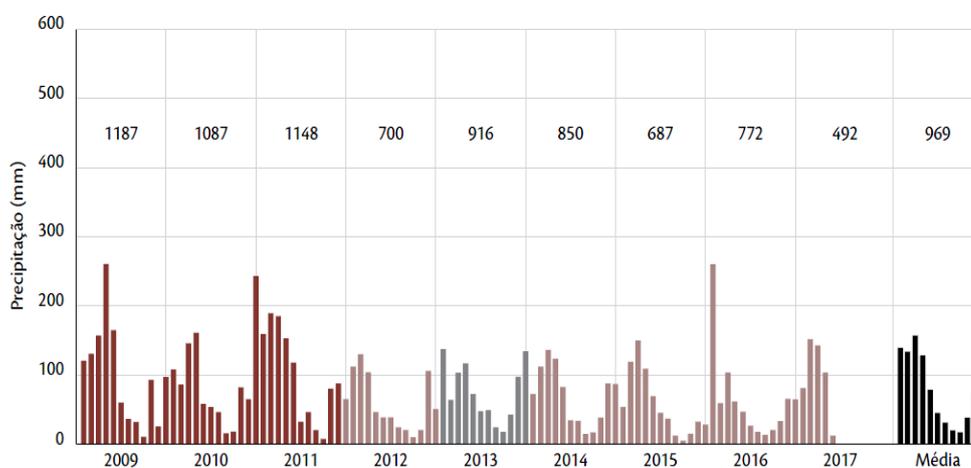


Gráfico.1-Distribuição intra e interanual das chuvas para o Nordeste, no período de 2009 a 2017, com base nos dados do Produto Merge.

Precipitação Média Anual do Ceará para o período 2009 – 2017

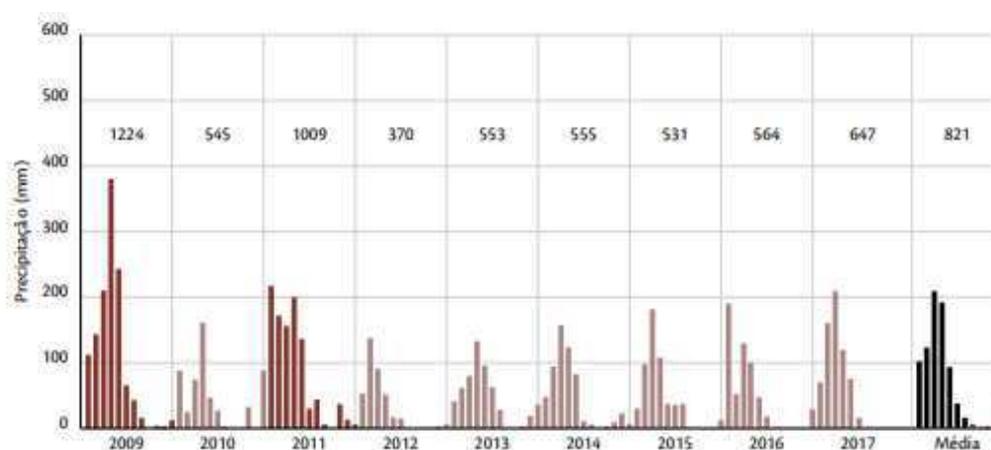


Gráfico.2-Distribuição intra e interanual das chuvas para o Ceará, no período de 2009 a 2017. Fonte: FUNCEME.

6.2- Climatologia da chuva no Nordeste

A variabilidade das chuvas no Nordeste do Brasil vista por Strang, (1972) (Figura.2) através de sua climatologia de 31 anos, mostrou o volume e o comportamento das chuvas. No presente trabalho foi feita uma climatologia com dados de reanálise num período de 36 anos para que houvesse uma comparação com a climatologia feita por Strang. Devido o mesmo ter feito a análise com dados observados o presente trabalho utilizou dados de reanálise, e por esse motivo os resultados comparativos foram qualitativos, ou seja, buscou-se compreender o comportamento das chuvas e o volume não pode ser analisado devido a diferença de dados. Os resultados que foram obtidos atestam a observação feita por Strang,(1972). Pôde-se observar através da climatologia que existe uma variabilidade das chuvas, associada aos baixos valores pluviométricos sobre a região Nordeste do Brasil (Figura) que as cinco regiões analisadas representam diferentes regimes pluviométricos, porém as regiões mostram um comportamento em comum, todas tem um pico de precipitação em três meses ao ano e todas possuem um período mais “seco” definido, porém a região Norte do Nordeste Brasileiro representada por Quixeramobim, é uma região que possui um período de estiagem mais acentuado, tendo precipitações abaixo de 10mm o pico de precipitação ocorrem em (MAM) como mostrando por Strang (1972). As regiões NNB tem seu pico de precipitação no período em que a ZCIT tem seu deslocamento mais para o hemisfério Sul e esse sistema ocasiona um alto volume de chuvas e no período mais seco, a ZCIT está deslocada mais para o hemisfério sul. Remanso tem como principal mecanismo de precipitação a os sistemas frontais alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral seu pico de precipitação ocorre em (JFM). Olinda e Salvador tem altos volumes de precipitação de abril a julho, porém o pico maior não foi em maio, como mostrado por Strang. A região do Caetité e seu período mais chuvoso está compreendido entre os meses novembro a fevereiro (NDJFM), com o pico de chuva em dezembro.

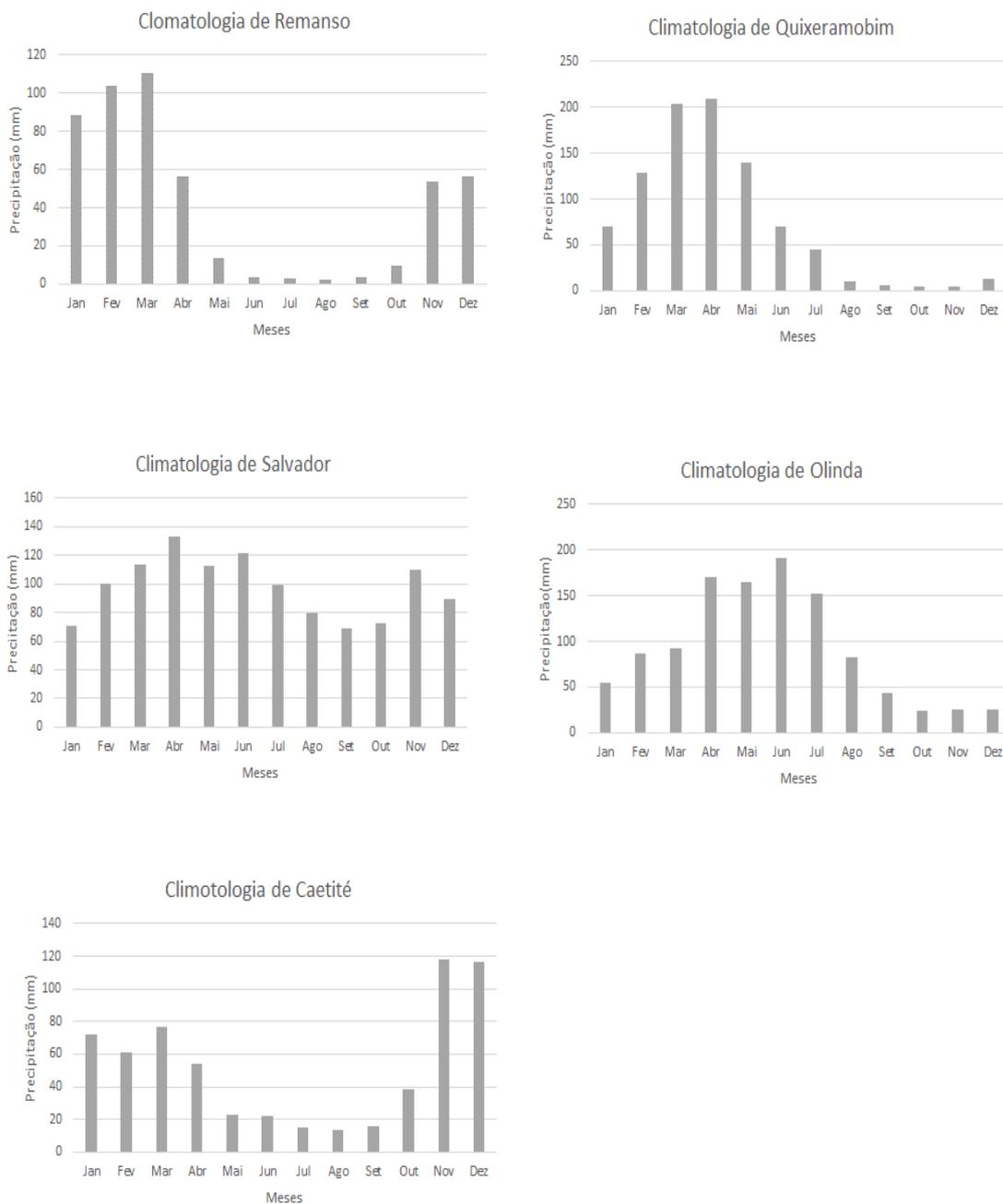


Figura 7. Climatologia da precipitação mensal, no período de 1979 a 2015. Fonte: Pesquisa Direta.

6.3- Impactos Sobre o Nordeste 1985.

Em 1985, a região Nordeste foi atingida por uma das maiores enchentes de todos os tempos. Após cinco anos de seca, a chuva que caiu na região transbordou diversos rios e deixou centenas de desabrigados. Naquela época, o termo aquecimento global não era empregado para explicar e justificar fenômenos naturais como esses que sempre castigaram a população do nordeste brasileiro. Fonte: Revista época.

As cheias que ocorreram em 1985 deixaram vários municípios do Ceará completamente inundados como Russas, Ataiçaba, Aracati e Jaguarana. A jornalista Lúcia Damasceno recorda que foi possível chegar de carro até a cidade de Russas e "em diante só podiam passar helicópteros ou barcos". Durante uma semana dormiram no acampamento do exército junto com os retirantes ou em quartos de um posto de gasolina, na BR-116, entrada da cidade.

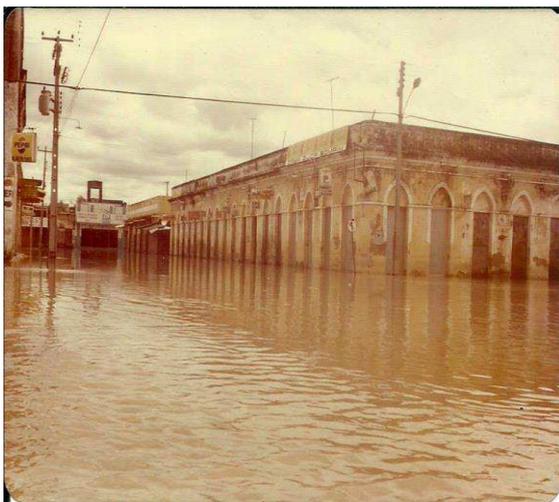


Figura 8. Mercado público de Aracati. Fonte Chico Coelho



Figura 9. Praça da igreja Nossa Sra. dos Prazeres. Foto Chico Coelho

6.4- Análise do ano de 1985.

O ano de 1985 foi caracterizado pelo resfriamento anômalo do Atlântico Norte tropical equatorial. Observaram-se anomalias frias em janeiro (Fig.10a), em toda bacia do atlântico Norte. Na parte oeste e central da bacia as anomalias assumem valores entre -0.6° a -0.8°C , porém na costa do continente africano nas latitudes entre 7° e 20°N foram mais intensas, chegando aproximadamente a -1.6°C . Nos dois meses subsequentes as anomalias negativas sobre a bacia central do atlântico Norte se intensificaram, chegando a aproximadamente -1.8°C no mês de março, e assumindo a forma de uma língua fria. Segundo a investigação aqui desenvolvida, o resfriamento no atlântico Norte teve mais de uma causa. Na parte central da bacia pôde-se observar, no mês de janeiro, anomalias de enfraquecimento dos ventos entre 15°N e 25°N , embora bem mais intensas entre 20°N e 25°N (Fig.10bd). Já a parte equatorial da bacia foi caracterizada por um aumento na intensidade dos ventos. Voltando a atenção para o fluxo de calor latente, observa-se que há também uma divisão em duas regiões, uma ao norte de 15°N aproximadamente, marcada por diminuição do fluxo de calor do oceano para a atmosfera, e outra ao sul, marcada por um aumento do fluxo do oceano para a atmosfera, exceto nas proximidades da costa da África, onde a diminuição do fluxo para cima estende-se mais para o sul, chegando até 10°N , aproximadamente (Fig.17ab). A análise comparativa destes três campos nos leva a propor que haja três processos distintos ocorrendo na bacia. Ao norte de 15°N o efeito isolado do enfraquecimento dos ventos parece predominar, levando à anomalia de menor fluxo de calor latente para cima, o que leva ao enfraquecimento das anomalias frias no mês subsequente, que é fevereiro. Já na parte sul da bacia, a intensificação dos ventos leva a maior fluxo de calor latente para cima, intensificando as anomalias frias em fevereiro. Próximo à costa da África, há uma intensa anomalia fria, acompanhada de ventos mais intensos, porém com uma anomalia de menor fluxo de calor para cima. Isto indica que a principal causa do resfriamento é um mecanismo oceânico e o candidato natural é a intensificação da Ressurgência da Corrente das Canárias, que pode ter sido forçada justamente pela intensificação dos ventos saindo da costa da África em direção ao oceano.

Na costa oeste do Atlântico Sul Equatorial, nota-se uma região de anomalia de TSM positiva de aproximadamente 1.4°C que se formou sob uma área de enfraquecimento dos ventos (Fig.10ac), com anomalias no sentido norte-sul, na direção meridional. Comparando com o campo de anomalia de pressão observa-se que as

anomalias de vento ocorrem numa região onde a anomalia da força de gradiente de pressão aponta do norte para o sul. No campo de fluxo de calor latente há diminuição do calor cedido do oceano para atmosfera, indicando que a elevação da TSM é uma resposta aos ventos mais fracos que levam a menor fluxo calor da superfície do oceano para a atmosfera.

Nos meses de abril e maio, as anomalias frias no Atlântico Norte se intensificam, com concomitância de intensificação na magnitude do vento. O cenário continua o mesmo no que diz respeito às anomalias de fluxo de calor latente, com um aumento prevalecendo na parte central e oeste da bacia e uma diminuição próximo à costa da África. Mais uma vez observa-se que isto indica a ocorrência de mecanismos distintos de resfriamento: a intensificação dos ventos com intensificação do fluxo na parte central e oeste da bacia e um mecanismo oceânico de resfriamento, provavelmente a ressurgência das canárias, atuando próximo à costa da África, levando à diminuição do fluxo. As anomalias de pressão seguem indicando uma anomalia da força de gradiente de pressão no sentido norte sul, no oeste da bacia do Atlântico Equatorial, o que justifica as persistentes anomalias de norte nos ventos meridionais.

Analisando os campos de chuva e anomalia de chuva, percebe-se que o ano foi atipicamente chuvoso no Nordeste desde janeiro até maio. Além disto, as anomalias positivas em abril e maio chegaram a 10S. Além de anomalias em forma de faixa, em janeiro, fevereiro e maio, há também uma região de maior espessura latitudinal, sobre o continente e estendendo sobre a parte costeira do Atlântico, chegando a 10S e até mesmo a 15S no mês de abril especificamente. É interessante observar, nas (Figuras.11a) e (Figura.20a), que há divergência dos ventos de baixos níveis na borda sul da anomalia fria do Atlântico Equatorial Norte, e convergência numa faixa do Atlântico Sul que é latitudinalmente mais espessa do seu lado oeste, e coincide com a região de anomalias de norte.

Com base nas observações dos parágrafos anteriores, sugere-se que as anomalias frias do Atlântico Norte, devidas à intensificação da ressurgência da corrente das canárias, da advecção desta água mais fria e também ao efeito direto da intensificação do vento, sejam a causa da migração para o sul da ZCIT além da sua posição média climatológica. Segundo Foltz 2012, há uma região de menor espessura da camada de mistura oceânica na Atlântico Tropical Norte central e oeste, centrada entre as latitudes 12°N e 25°W, o que torna a TSM particularmente sensível a alterações na intensidade dos fluxos de calor entre a superfície e a atmosfera. Além deste efeito sobre a ZCIT, no entanto, houve

também chuvas causadas por uma extensão latitudinal da área de convergência do vento meridional, sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Adjacente, particularmente intensa no mês de abril, mas também presente em maio e nos demais meses analisados. Isto deveu-se ao enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Este enfraquecimento deu-se de tal forma a criar uma anomalia de norte para sul na força de gradiente de pressão sobre a parte oeste da bacia e sobre o continente.

Na borda sul da anomalia de TSM fria em 0 a 5°N, nota-se uma região de confluência, indo em direção á costa oeste do atlântico sul. Na região do atlântico Norte, o gradiente de pressão estava alterado em uma escala maior, vindo do Norte para Sul, e com isso houve uma confluência dos ventos. Os ventos se enfraqueceram e o oceano respondeu liberando menos calor latente para atmosfera, e com isso houve a formação da anomalia positiva de TSM. A região de convergência em janeiro na região de águas mais quentes, causou uma explosão convectiva (Figura.20ab) e (Figura.21ab) e com isso tivemos um pré-estação chuvosa para a região Nordeste Brasileira. Nos meses de março a maio, observou-se que ainda havia uma forte convecção (Figura.22ab) (Figura.23ab) e (Figura.24ab), causando chuvas, estendendo o período chuvoso até o mês de maio (Figura.25ef).

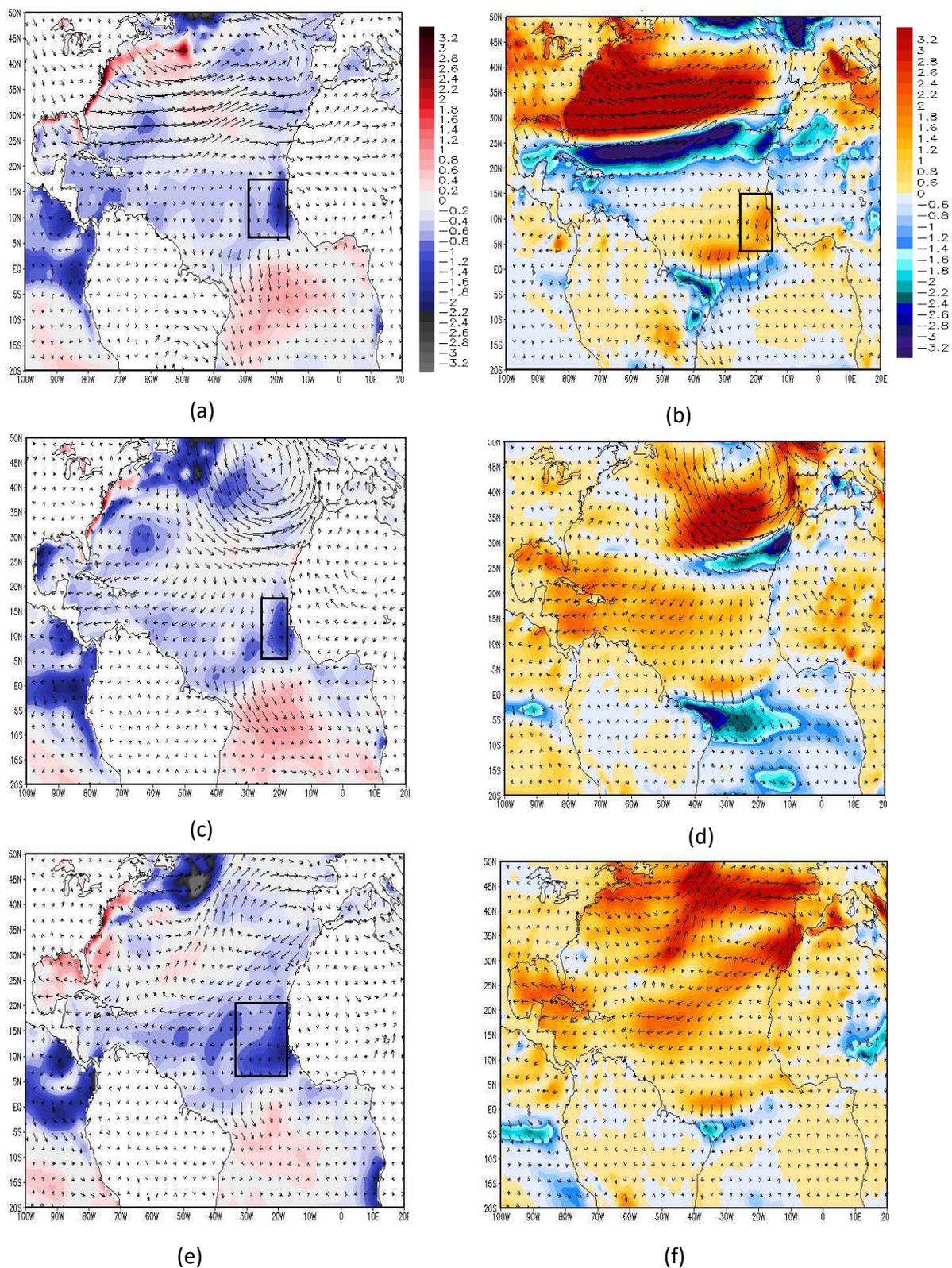


Figura 10. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referente janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referente janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

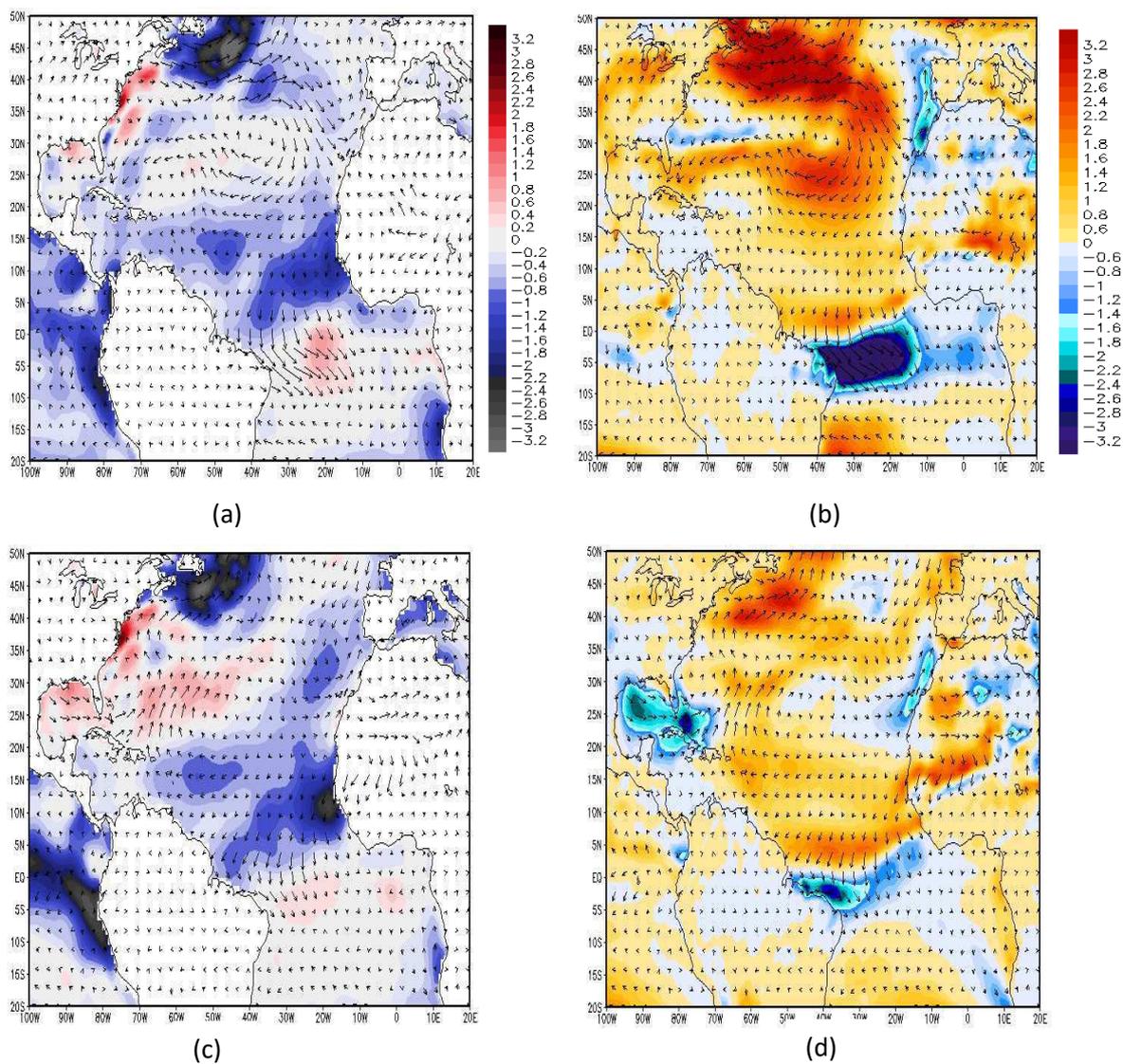


Figura 11. (a),(c) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referente abril e maio respectivamente. (b),(d) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte Direta.

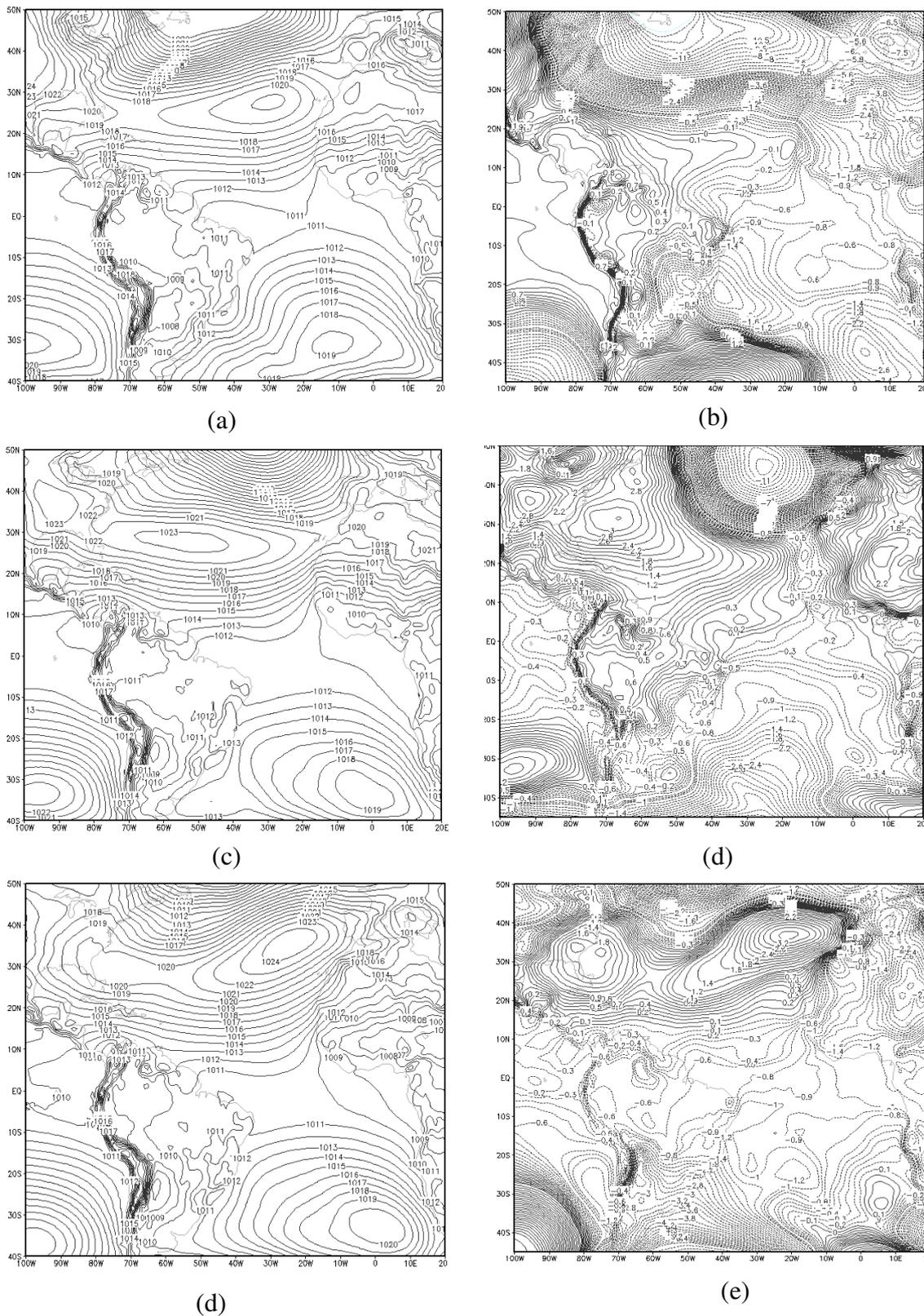


Figura 12. (a) (c) (e) Anomalias do Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa), referente aos meses janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a Janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa direta

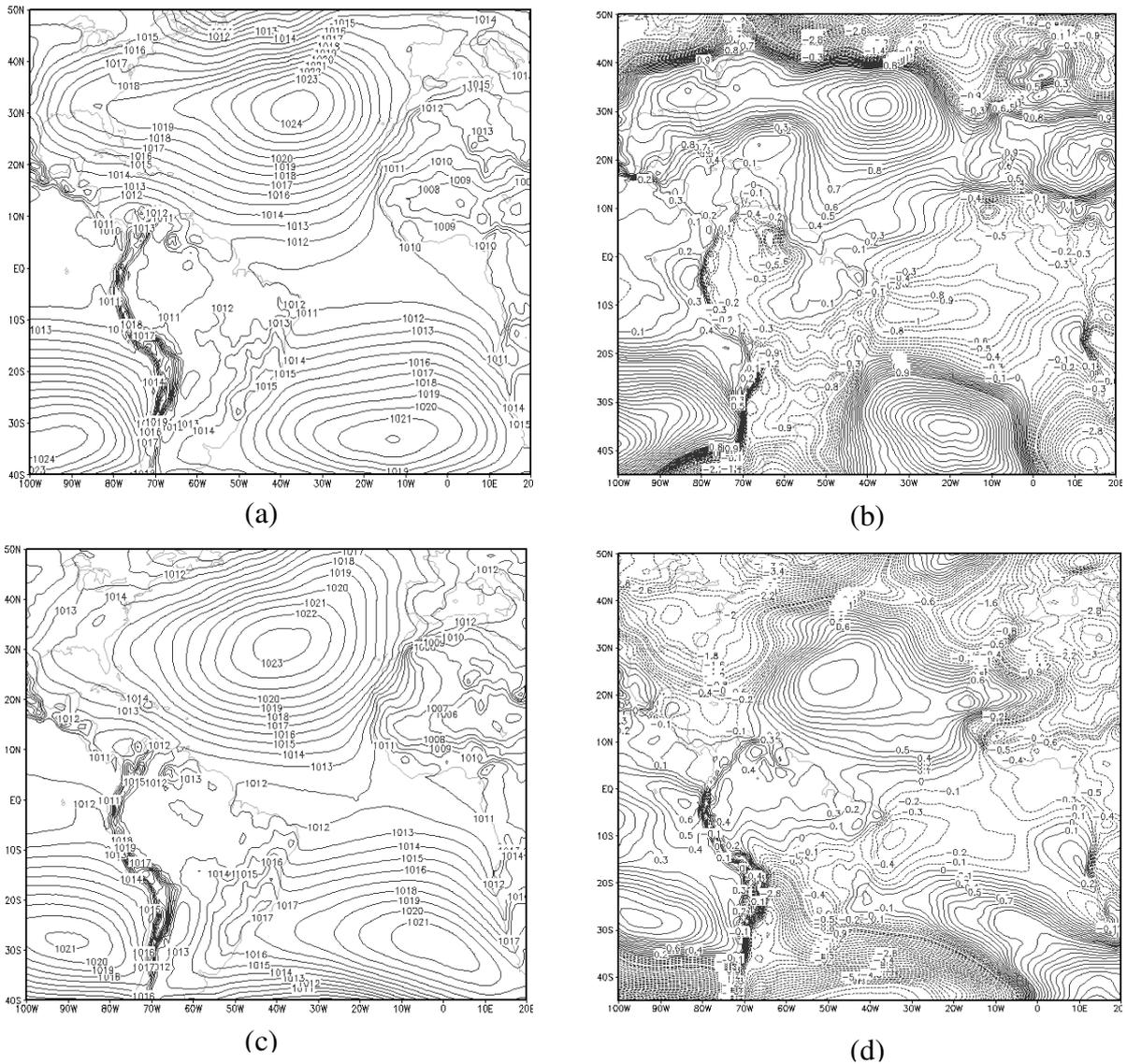


Figura 13 . (a) (c) Anomalias do Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa), referente aos meses abril e maio respectivamente. (b) (d) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa direta

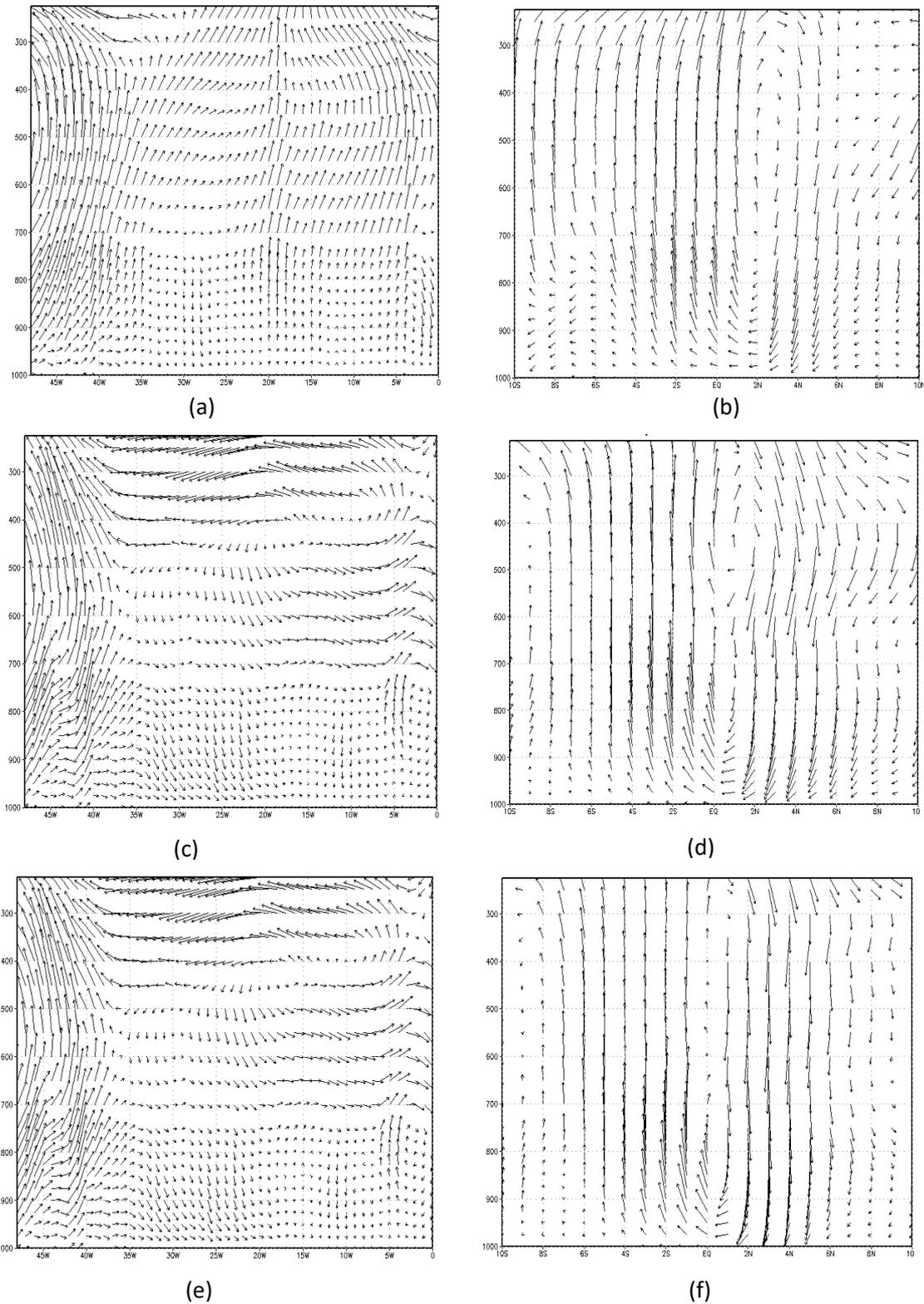


Figura 14. (a),(c),(e) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b),(d),(f) referente a janeiro, fevereiro e Março respectivamente, relativo ao de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

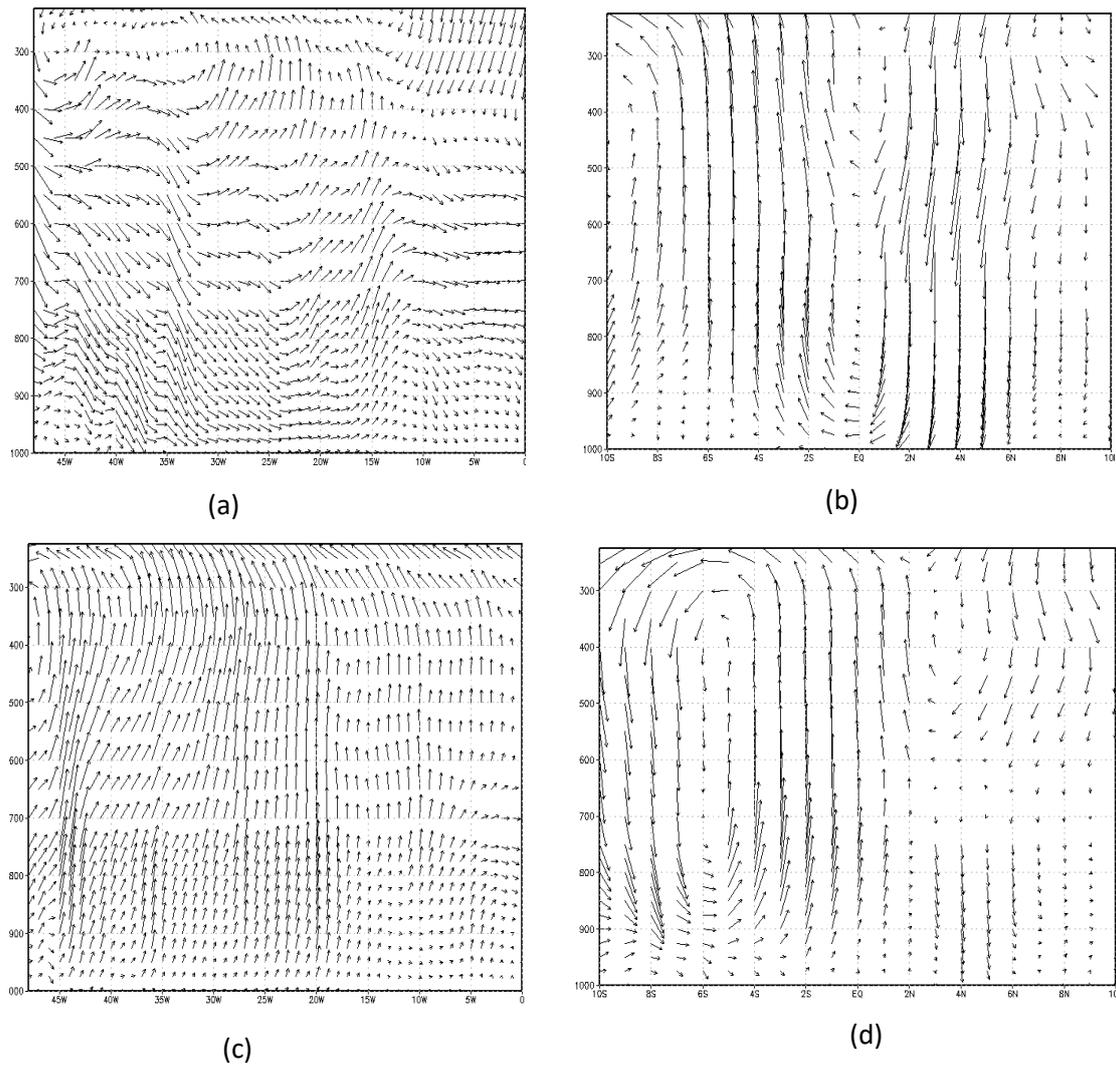


Figura 15. (a),(c) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a abril e maio respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d) referente a abril e maio. Relativo ao ano de 1985. Fonte: Pesquisa Direta

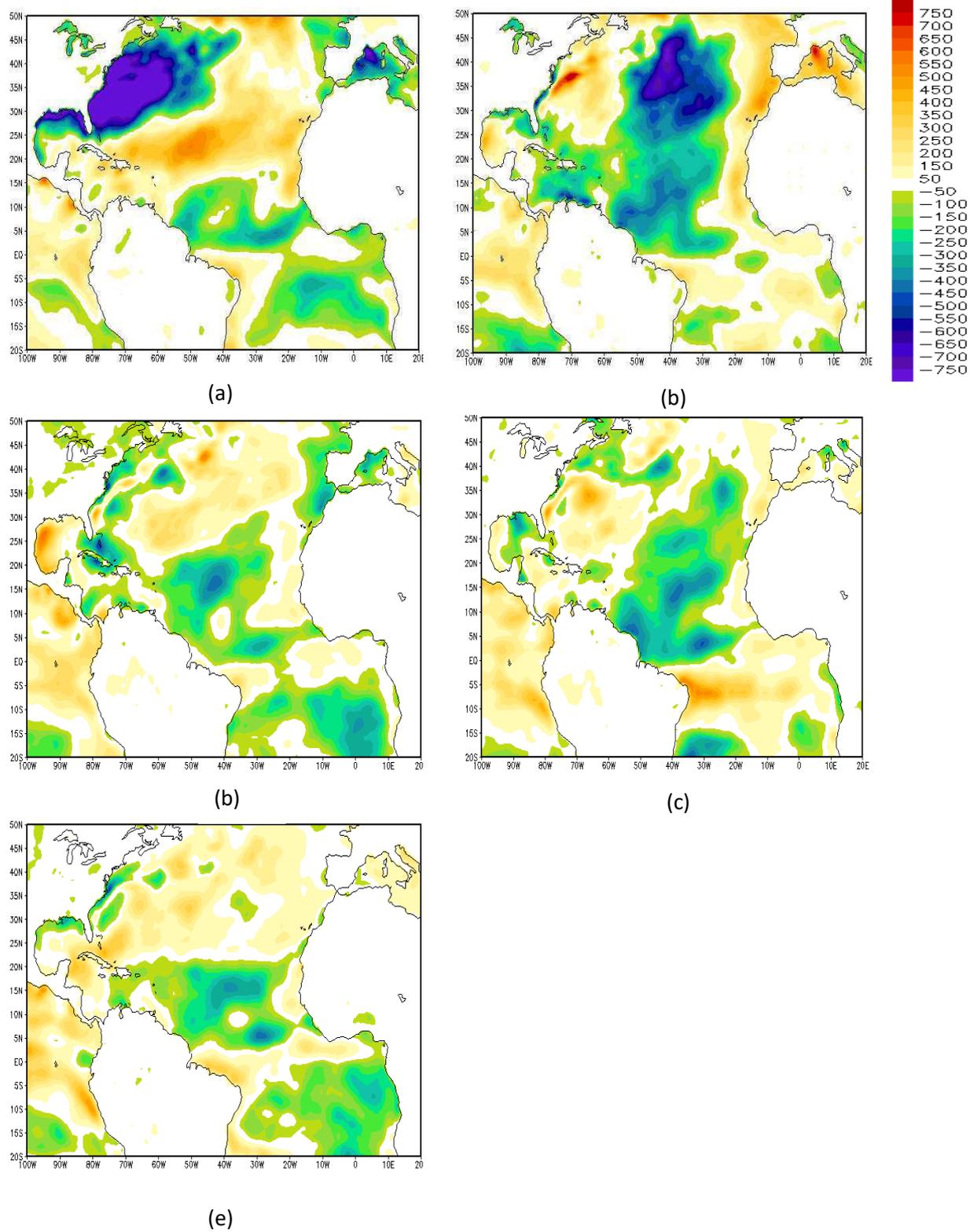


Figura 16. Anomalia de calor latente (W.m²) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 1985. Fonte: Pesquisa Direta.

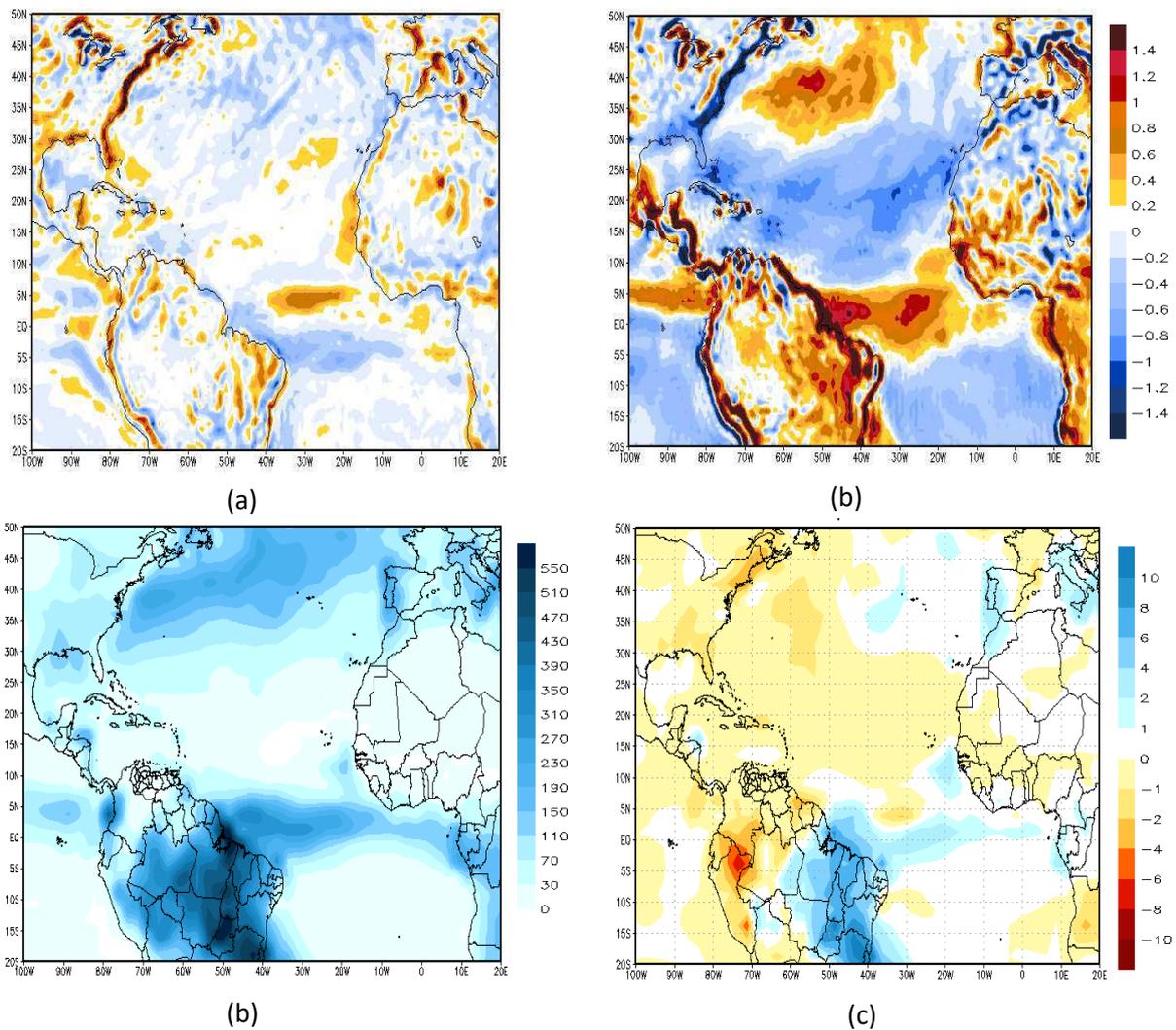


Figura 17. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 1985. Fonte: Pesquisa direta.

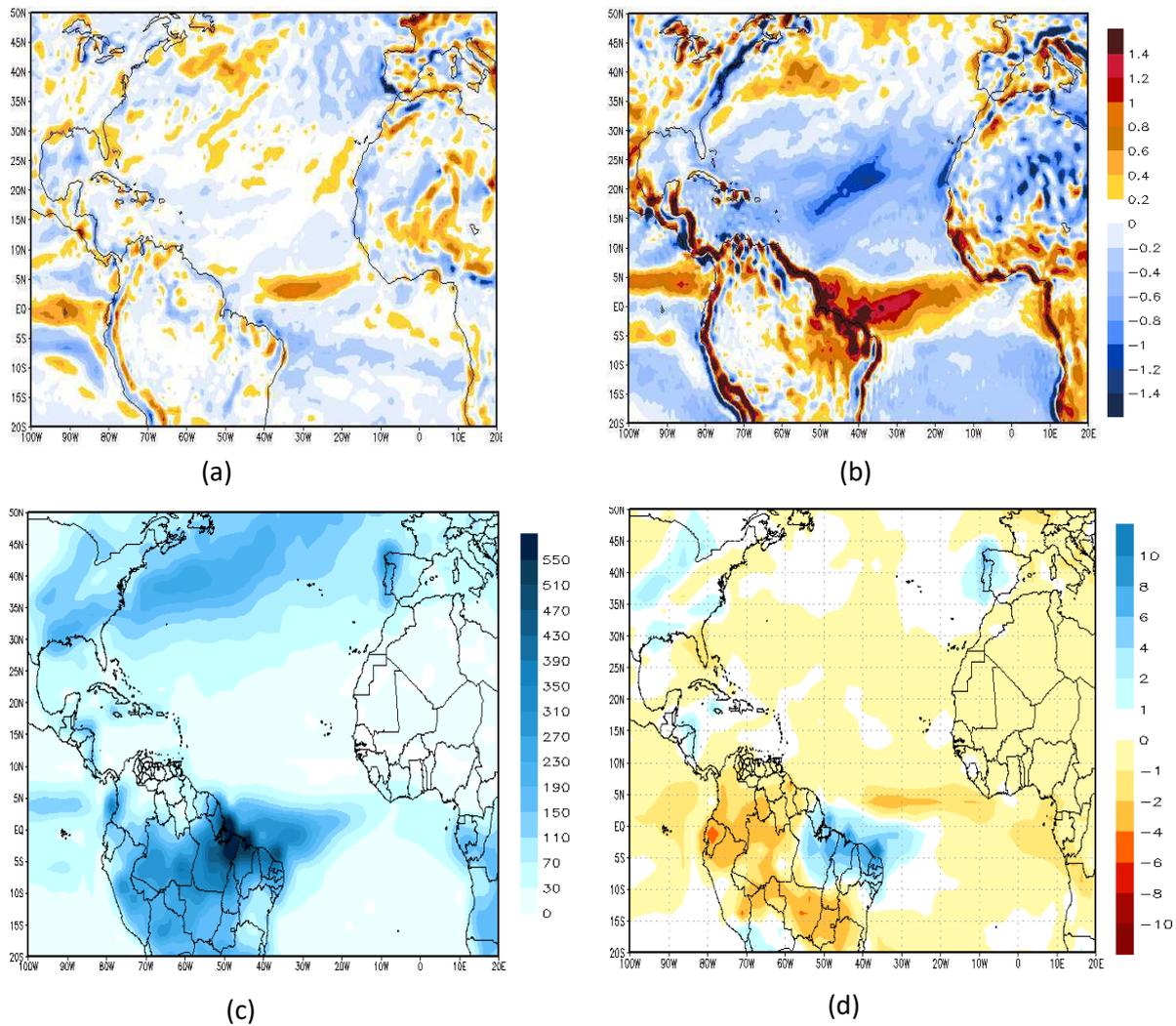


Figura 18. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 1985. Fonte: Pesquisa direta

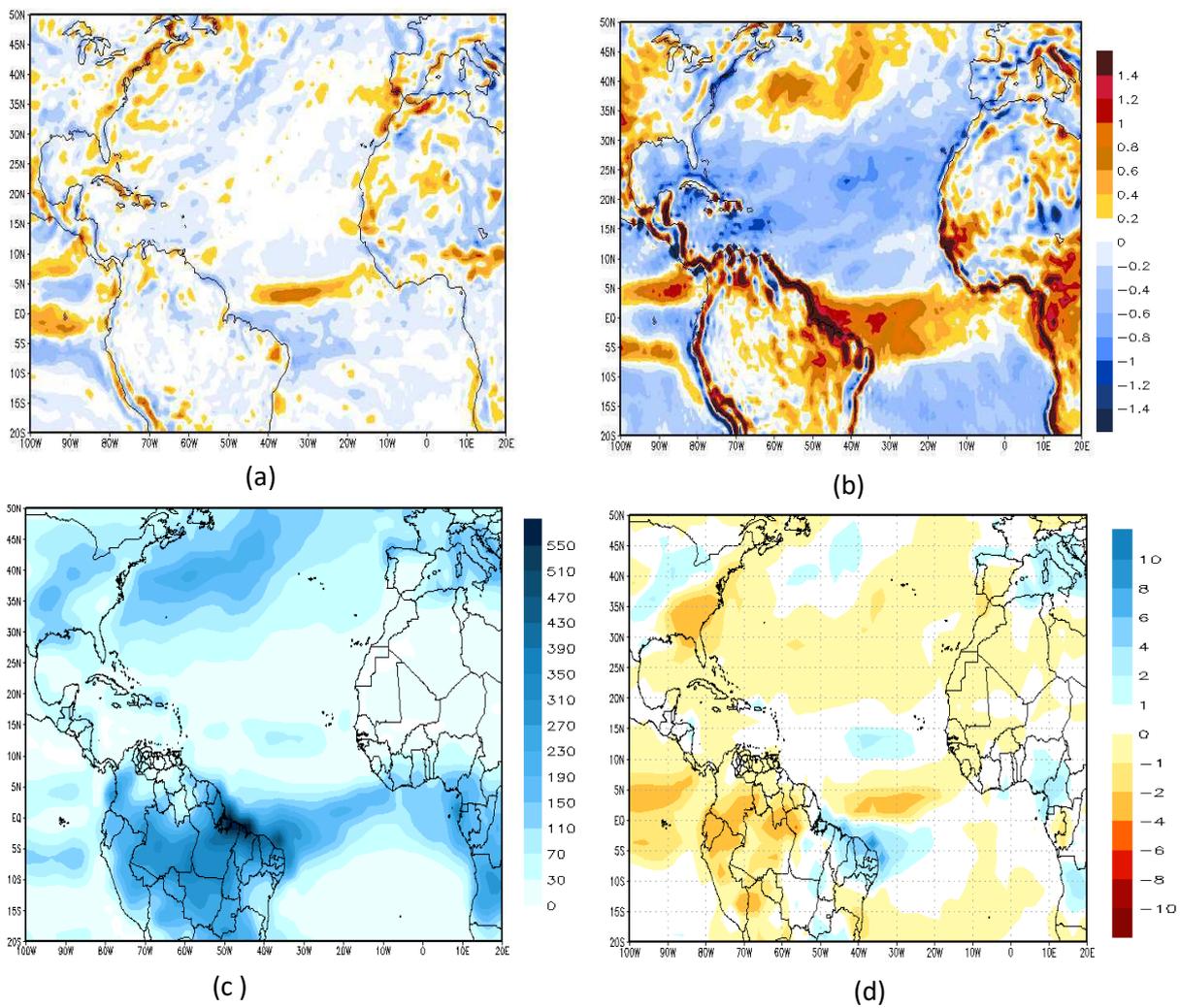


Figura 19. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 1985. Fonte: Pesquisa direta.

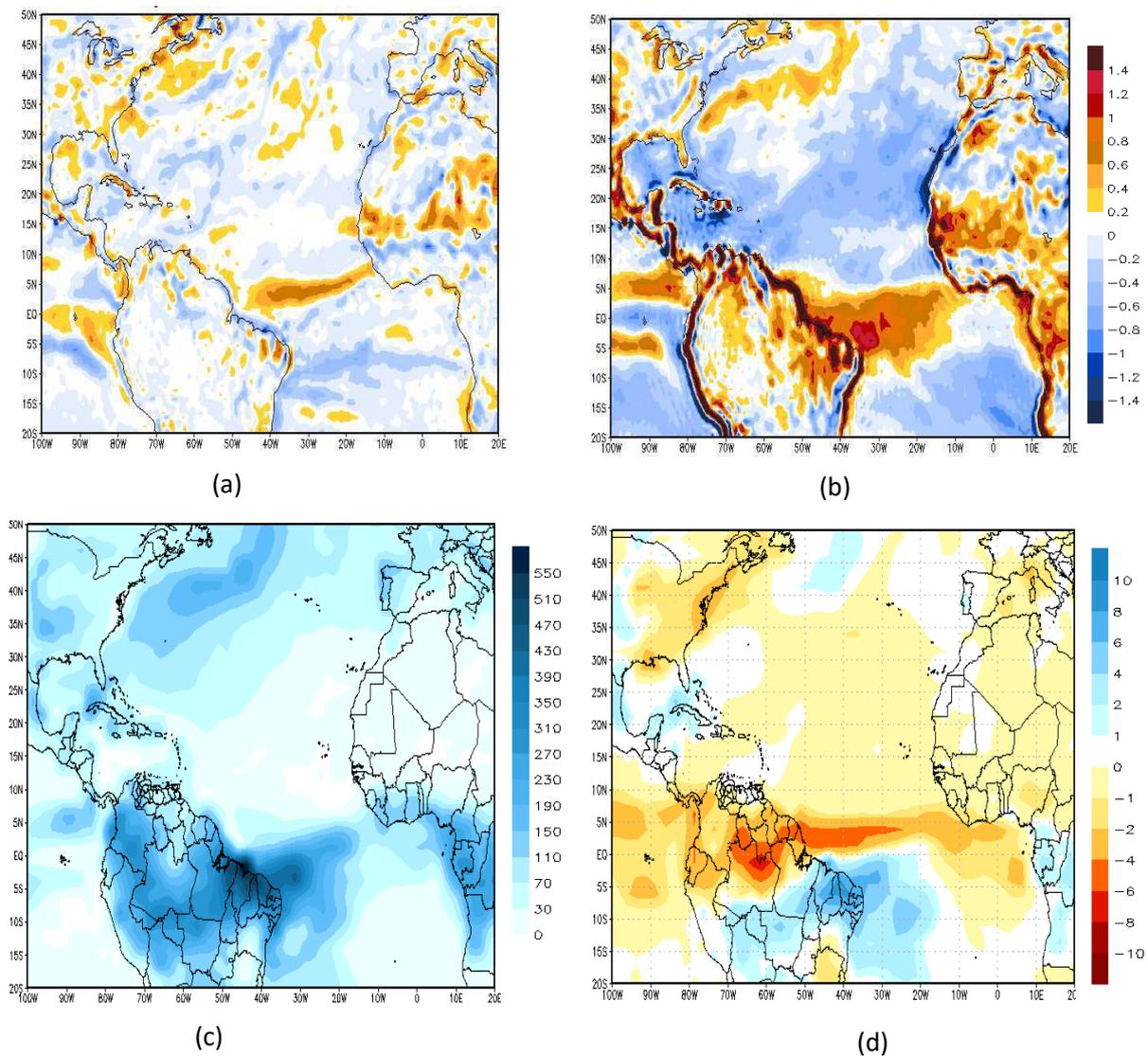


Figura 20. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à abril de 1985. Fonte: Pesquisa direta.

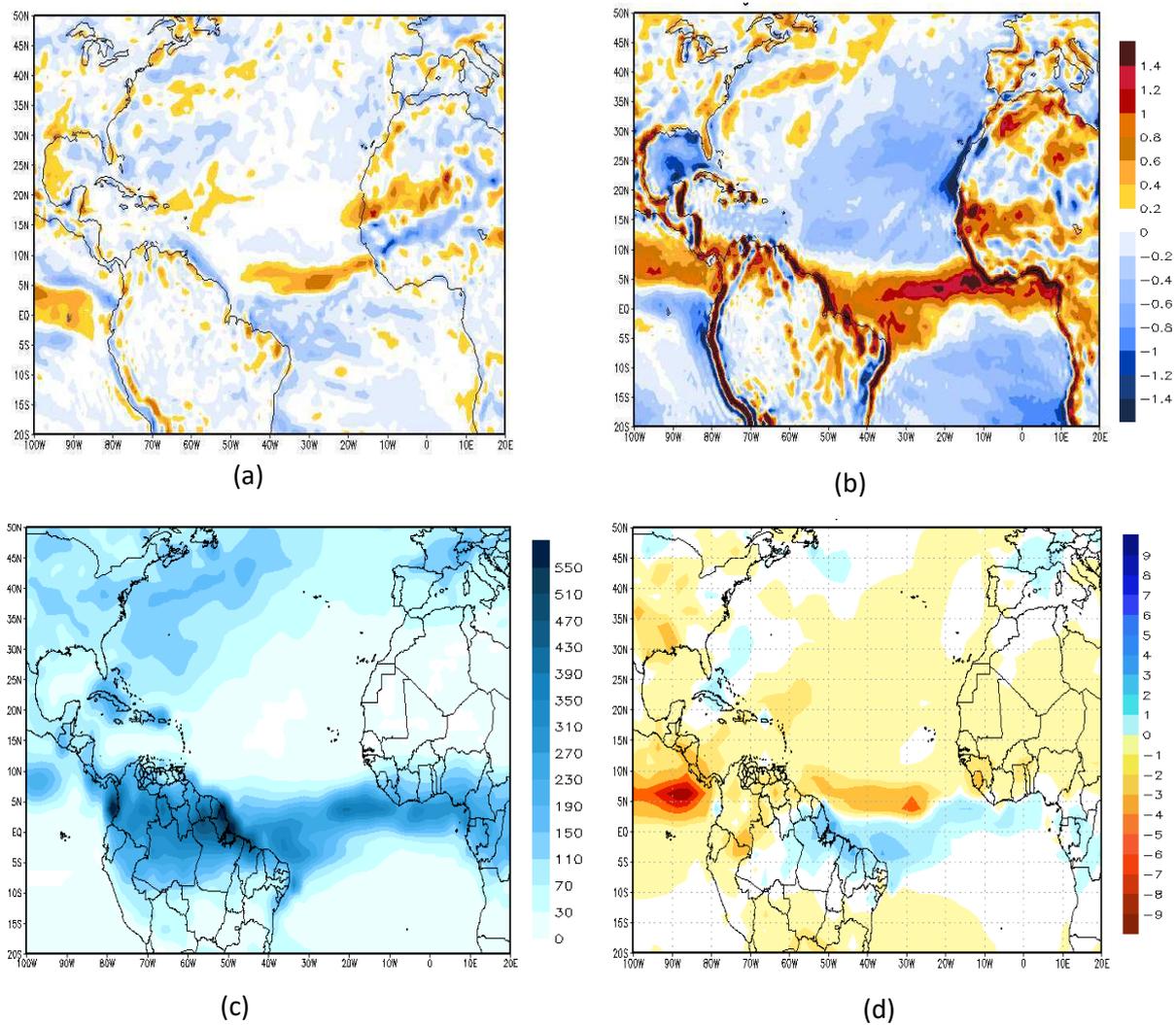


Figura 21. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 1985. Fonte: Pesquisa direta.

6.5- Imagem de satélite do Nordeste no ano 2009.

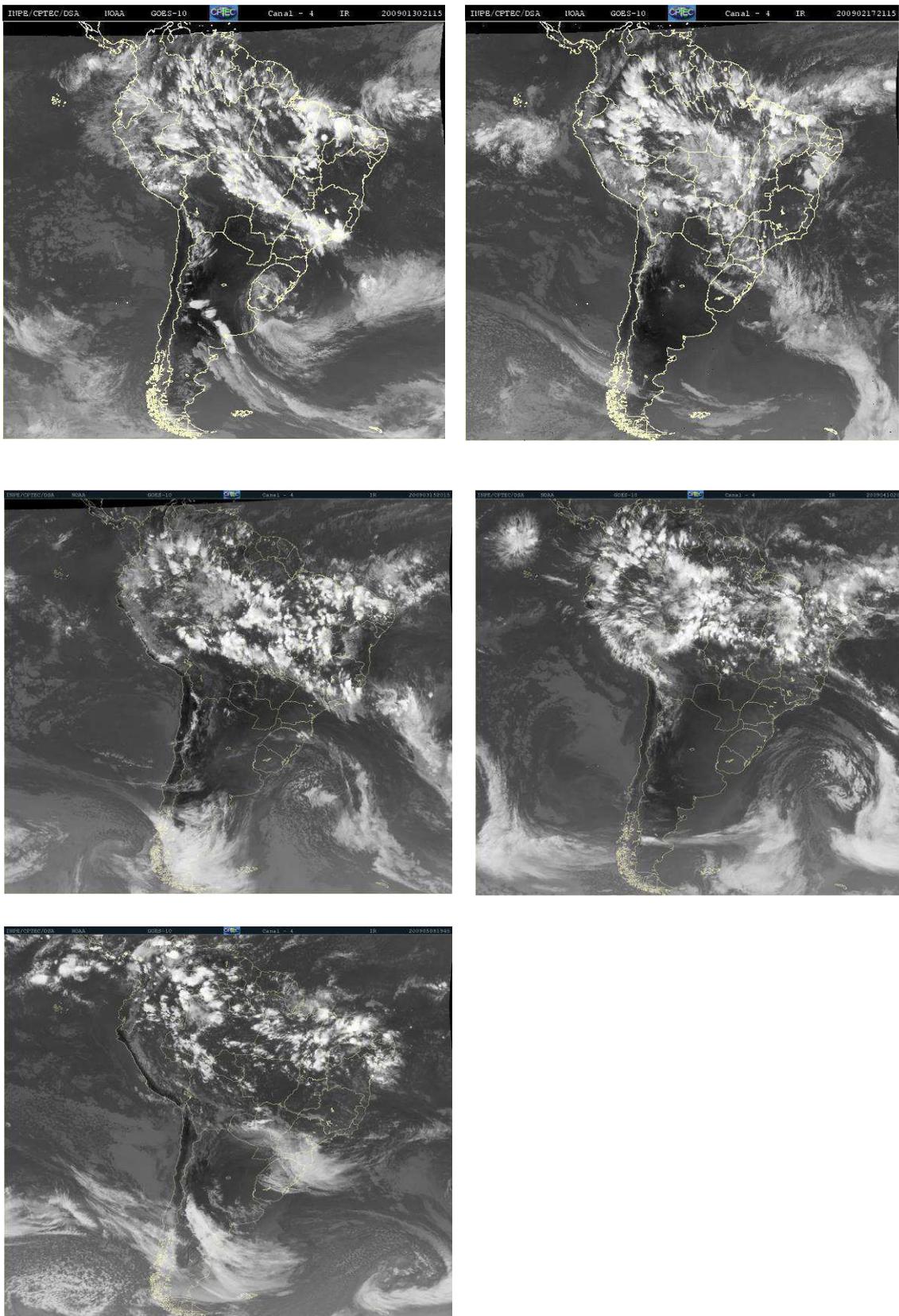


Figura 22. Imagens do Satélite GOES referente um dia do mês de janeiro a maio de 2009. Fonte: CPTEC

6.5.1- Impactos sobre o Nordeste no ano 2009.

Os impactos sentidos na região do Nordeste Brasileiro foram causados pelas fortes chuvas no ano de 2009 foram nas áreas econômicas, sociais e físicas. Segundo informações do Jornal online uma criança morreu na enxurrada que atingiu Salvador. A Defesa Civil registrou mais de 600 ocorrências, como queda de árvores, alagamento e deslizamentos de terra. Fonte: G1 2009.

A cidade de Pedreiras foi uma das mais atingidas. O Rio Mearim subiu muito. 1,7 mil famílias estão alojadas em abrigos públicos. Mas o número de pessoas que perderam tudo com a enchente, e os numero podem ser bem maiores. (G1 2009).

Segundo a defesa Civil Nacional, no Nordeste, o Maranhão é o Estado que teve o maior número de municípios atingidos (73), seguido pelo Ceará (72), Piauí (37), Paraíba (24), Rio Grande do Norte (15), Bahia (11), Pernambuco (7) e Alagoas (3). São 235.874 pessoas no Ceará afetadas de alguma forma pelas enchentes, enxurradas e desabamentos - destes, 43.832 estão desabrigados ou desalojados. No Maranhão, a população afetada chegou a 196 mil pessoas, com 39.304 desalojados e 26.687 desabrigados. Na Bahia, são 4.972 desalojados e 1.732 desabrigados. No Piauí e no Rio Grande do Norte, a chuva afetou a vida de 65.695 e 44.808 pessoas, respectivamente, segundo a Defesa Civil Nacional. Na Paraíba são cerca de 8.200 afetados, 4.700 desalojados e 1.500 desabrigados. Fonte: Guilherme Balza Do UOL Notícias Em São Paulo.

11/05/2009 - 14h14

Chuvas no Norte e Nordeste já fazem o dobro de desabrigados e desalojados do desastre de SC

Guilherme Balza
Do UOL Notícias
Em São Paulo



Figura 23. registros das consequências das forte chuvas.
Fonte: UOL

6.6- Discussão sobre o ano 2009.

O ano de 2009 foi caracterizado pelo resfriamento anômalo do Atlântico Norte Tropical e Equatorial. As anomalias frias apareceram primeiramente em janeiro, na latitude de 20°N, e se formam inicialmente devido à intensificação da alta subtropical, que fortaleceu os ventos alísios. Segundo os resultados de Foltz et al, 2012 esta alteração nos alísios afetou a TSM de duas formas: levando ao aumento da evaporação e promovendo divergência na superfície oceânica que causou bombeamento de Ekman, para cima, com consequente levantamento da termoclina, que ficou entre 10m e 30m mais rasa, e afloramento de águas mais frias. Os ventos anômalos aprofundaram a camada de mistura em 5 a 20 m e a aproximação da camada de mistura com relação à termoclina também intensificou o resfriamento. A anomalia no ATLN foi parcialmente contrabalançada por maior incidência de radiação de onda curta, já que o deslocamento da ZCIT para o sul deixou o céu sobre o Atlântico Sul mais claro, com menos nebulosidade.

Os resultados obtidos neste trabalho corroboram a observação de Foltz, 2012 quanto ao início do resfriamento anômalo do Atlântico Norte em 20°N em janeiro (Figura.24a). No campo da anomalia de pressão ao nível médio do mar (Figura.26b), observamos anomalias positivas no centro da alta subtropical do atlântico Sul, provocaram o fortalecimento da ASAN que causou consequentemente o fortalecimento dos ventos alísios que pode ser visto através da magnitude do vento no mês de janeiro (Figura.24b). O comportamento das anomalias negativas oceânicas vistas por Foltz, et. al, 2012 sobre o ATLN, também foram confirmadas. As anomalias nos ventos alísios perduraram até o mês de fevereiro(Figura.24c), chegando a uma magnitude de até 2.6 m²s. Foi observado que as anomalias negativas de TSM que se localizavam sobre 20°N ao longo da costa África se propagaram até a faixa de 2 a 12°N. Além dessa expansão meridional, as anomalias também se expandiram zonalmente para oeste, persistindo nos meses de fevereiro a maio.

Outro ponto que foi observado é que a permanência mais longa da ZCIT que se estendeu até maio, se deu devido à anomalia positiva que estava sobre a faixa equatorial atlântico sul entre abril e maio (Figura.25ac), que pode ter se dado através da supressão, na região da ressurgência equatorial, pois o fluxo de calor latente estava negativo, ou seja, intenso (Figura.30de), a evaporação não inibiu o aquecimento da TSM e nem foi um fator forte para causar o resfriamento, pois observou que a anomalia negativa de TSM se intensificou de abri-maio.

Foram analisadas e inter-comparadas as anomalias nas três componentes do fluxo de calor na superfície: latente, sensível e radiativo. A anomalia de calor latente é maior por uma ordem de grandeza do que as outras duas. Nos meses janeiro a fevereiro (Figura.30ab), a anomalia no fluxo de calor latente atingiu valores de -750W.m^2 . A convenção de sinal é positiva para fluxo de calor da atmosfera para o oceano, significando que na faixa tropical o campo assume valores negativos, já que a energia térmica flui da superfície para a atmosfera. Assim, a anomalia negativa observada significa intensificação deste fluxo, o que contribui para reduzir a TSM. Observa-se que a área de maior intensificação do fluxo de calor não coincide com a área de maior redução da TSM. De fato, como exposto acima, Foltz et. al. 2012 encontra que as anomalias negativas de TSM próximo à costa da África recebem importante contribuição da intensificação do bombeamento de Eckman. No entanto há que observar que uma comparação direta entre a intensidade dos fluxos de calor e das anomalias de TSM não é possível, já que a resposta da TSM a essas alterações nos fluxos depende de maneira importante da espessura, e por tanto da inércia térmica, da camada de mistura. O fluxo radiativo de superfície teve uma menor intensidade nos meses de janeiro a março (Figura.31abc) e isso deu ao resfriamento anômalo que estava sobre ATLN que atenuou a emissão da radiativa. O fluxo de calor sensível também se mostrou negativo nos meses como o de calor latente, porém está numa grandeza muito menor e teve uma contribuição no resfriamento, porém numa menor intensidade.

A (Figura.36cd) mostra anomalias positivas de precipitação sobre o Norte do Nordeste no mês de maio, dispostas aproximadamente como uma faixa zonal, chegando a valores de 6 a 8mm. Além disto, há uma faixa de anomalia de convergência do vento em baixos níveis sobre a mesma região. Estas duas observações fornecem evidências da permanência da ZCIT no Hemisfério Sul durante esse mês. E essa permanência mais longa da ZCIT se deu devido à anomalia positiva que estava sobre a faixa equatorial atlântico sul entre abril e maio (Figura.25ad), que pode ter se dado através da supressão, na região da ressurgência equatorial, pois o fluxo de calor latente estava negativo, ou seja, intenso (Figura.30de), a evaporação não inibiu o aquecimento da TSM e nem foi um fator forte para causar o resfriamento, pois observou que a anomalia negativa de TSM se intensificou de abril a maio. Outro fator destacado por Foltz 2012, que pode ser visto no campo da célula de Walker foi o forte movimento anômalo convectivo que ocorreu sobre a Amazônia que contribuiu para fortes precipitações (Figura.28ace).

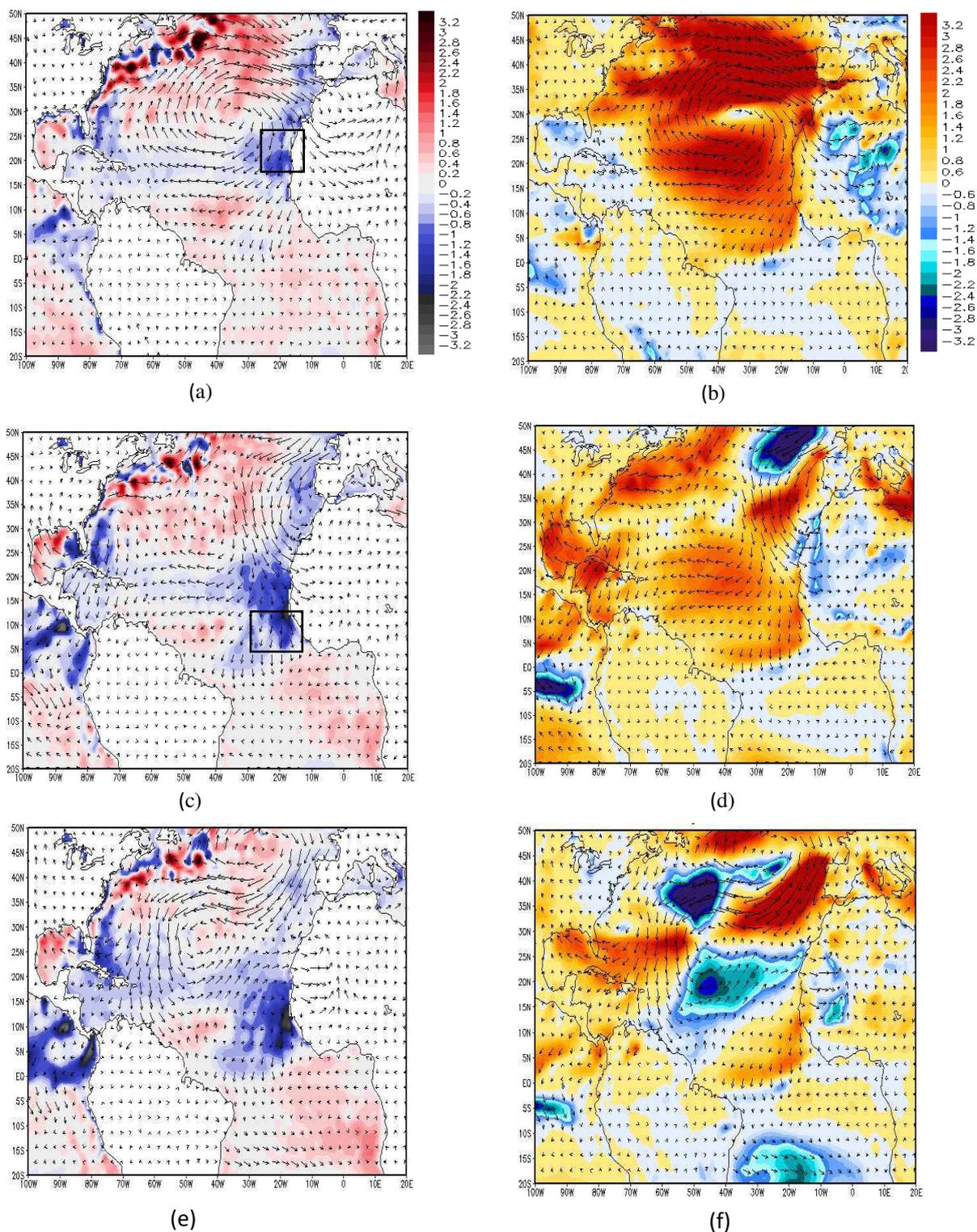


Figura 24. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a janeiro, fevereiro e março relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

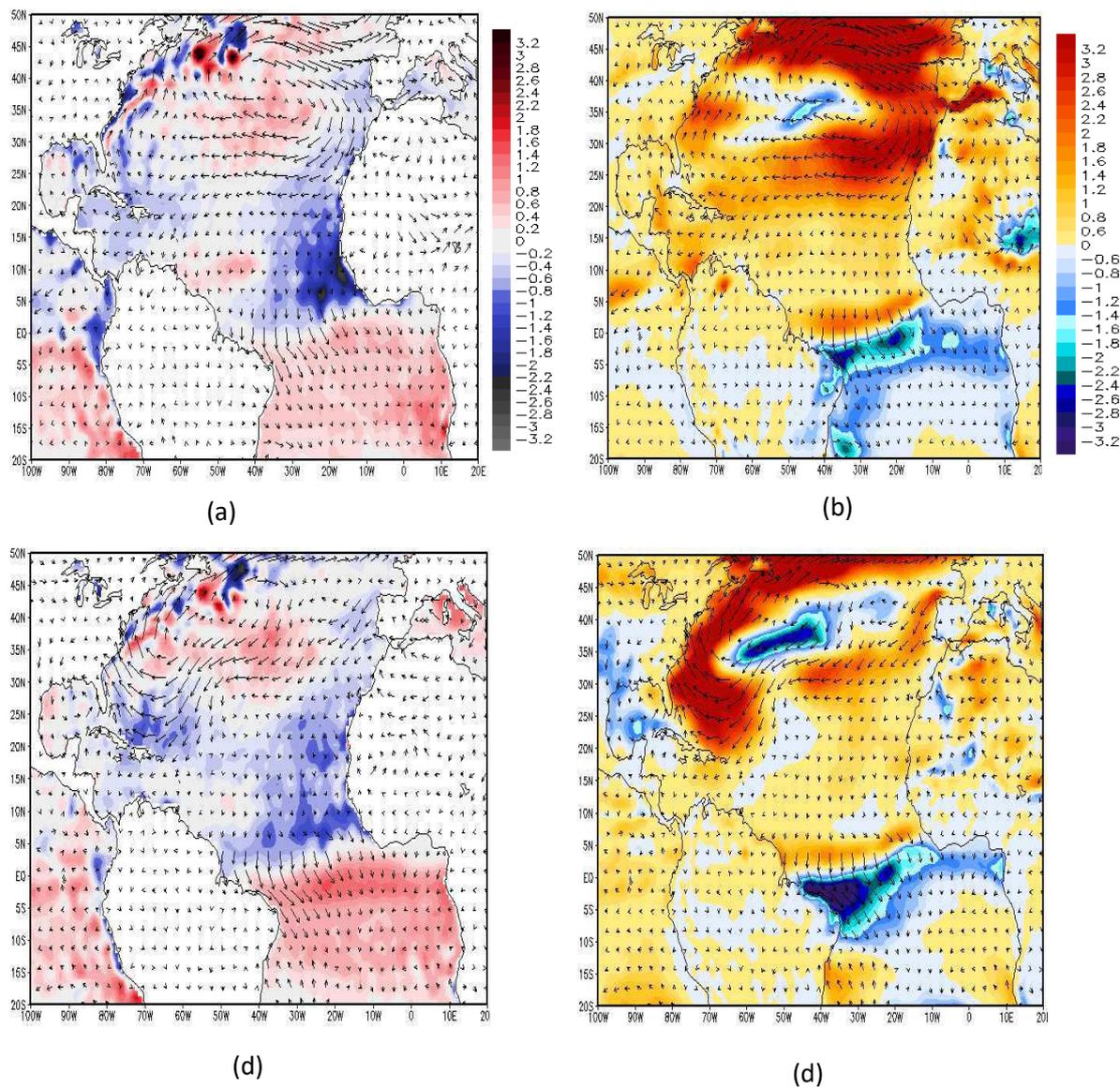
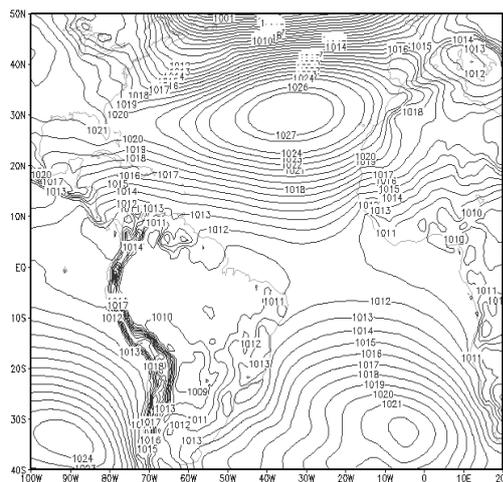
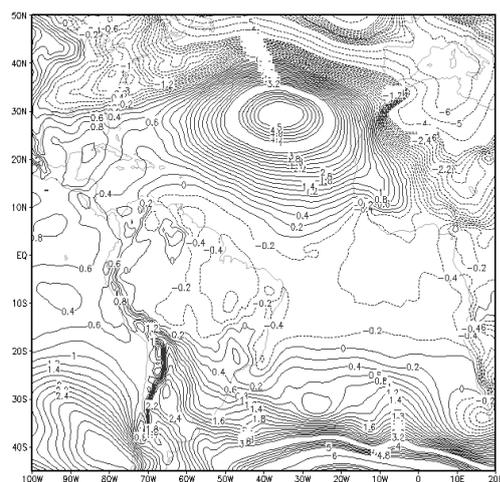


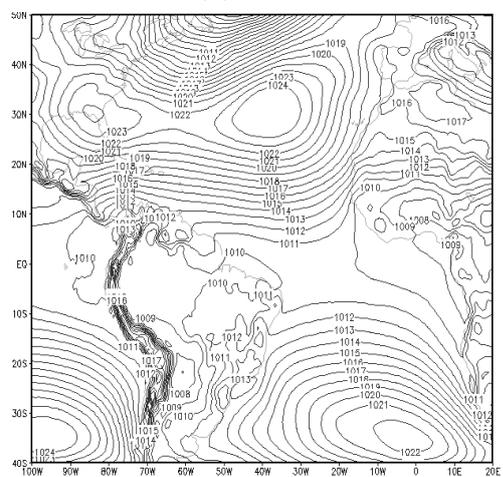
Figura 25. (a),(c) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de abril e maio respectivamente. (b),(d) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a abril e maio, relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.



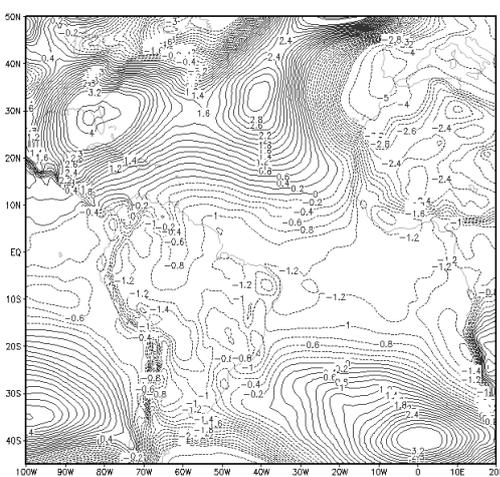
(a)



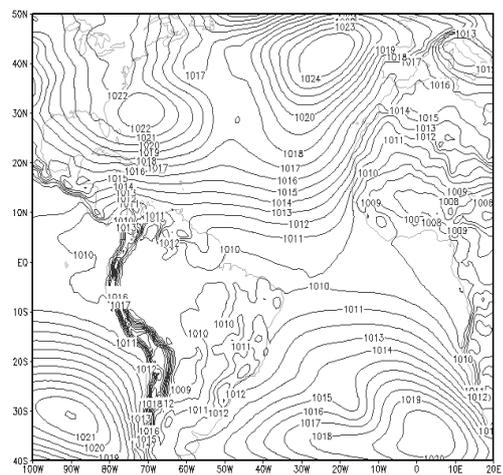
(b)



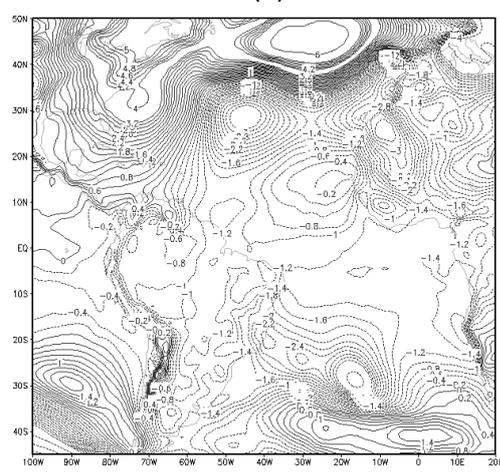
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 26 . (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

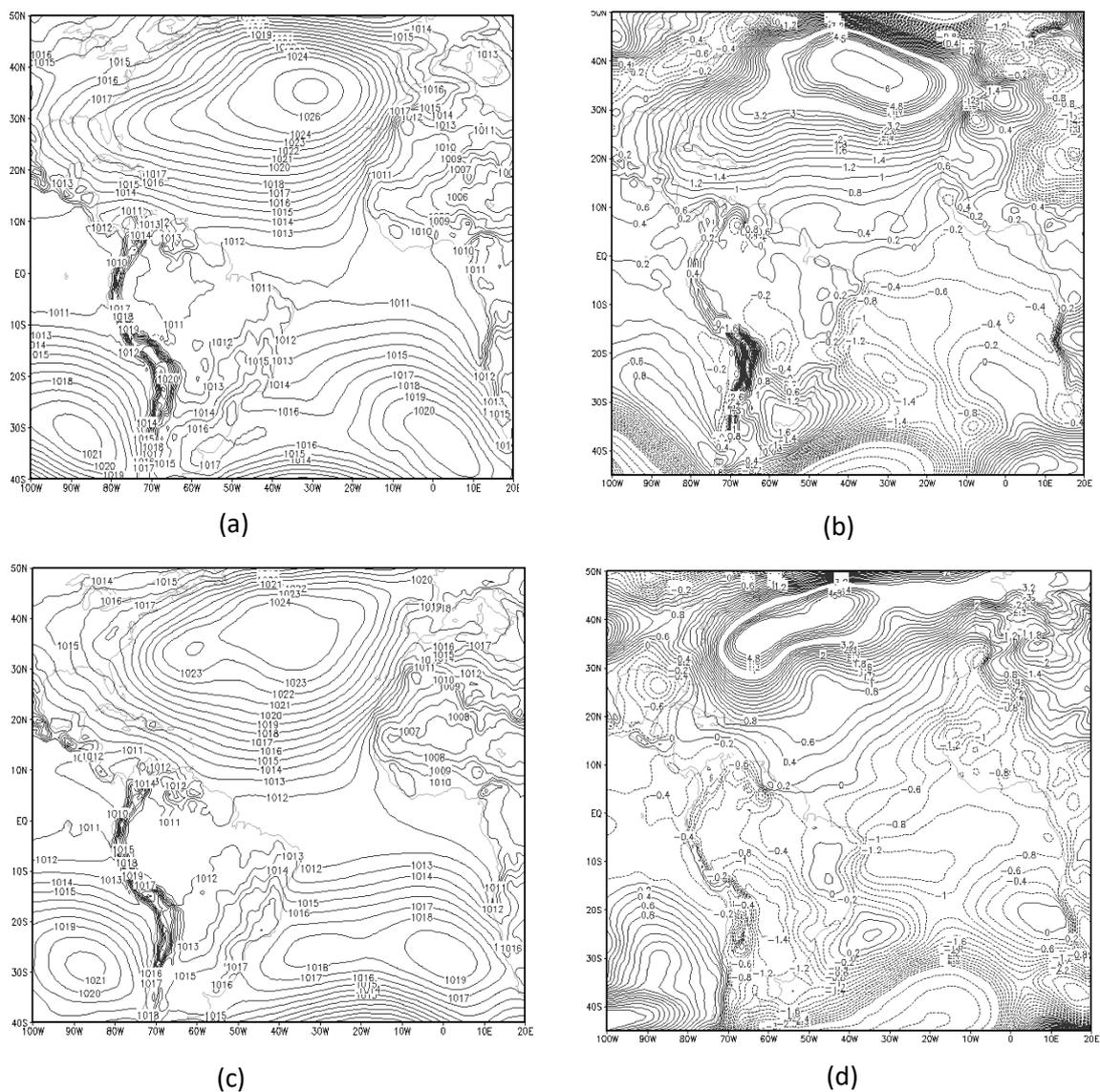


Figura 27. (a) (c) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a abril e maio respectivamente. (b) (d) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril e maio respectivamente, referente ao ano 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

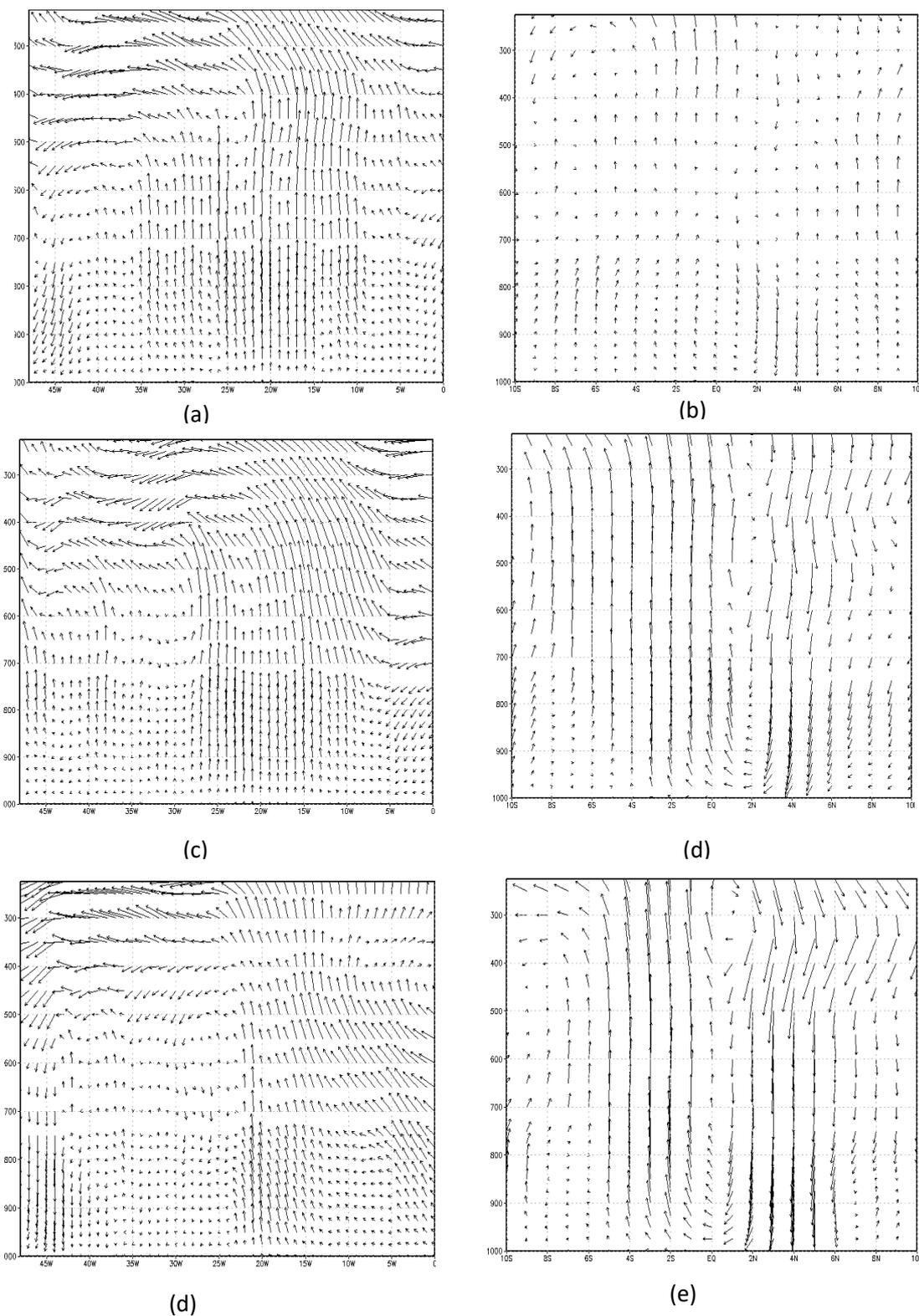


Figura 28. (a),(c),(e) Anomalia Perfil do vertical da célula de Walker de janeiro, fevereiro e maio respectivamente e anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d), (f) de janeiro, fevereiro e março respectivamente, referente ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

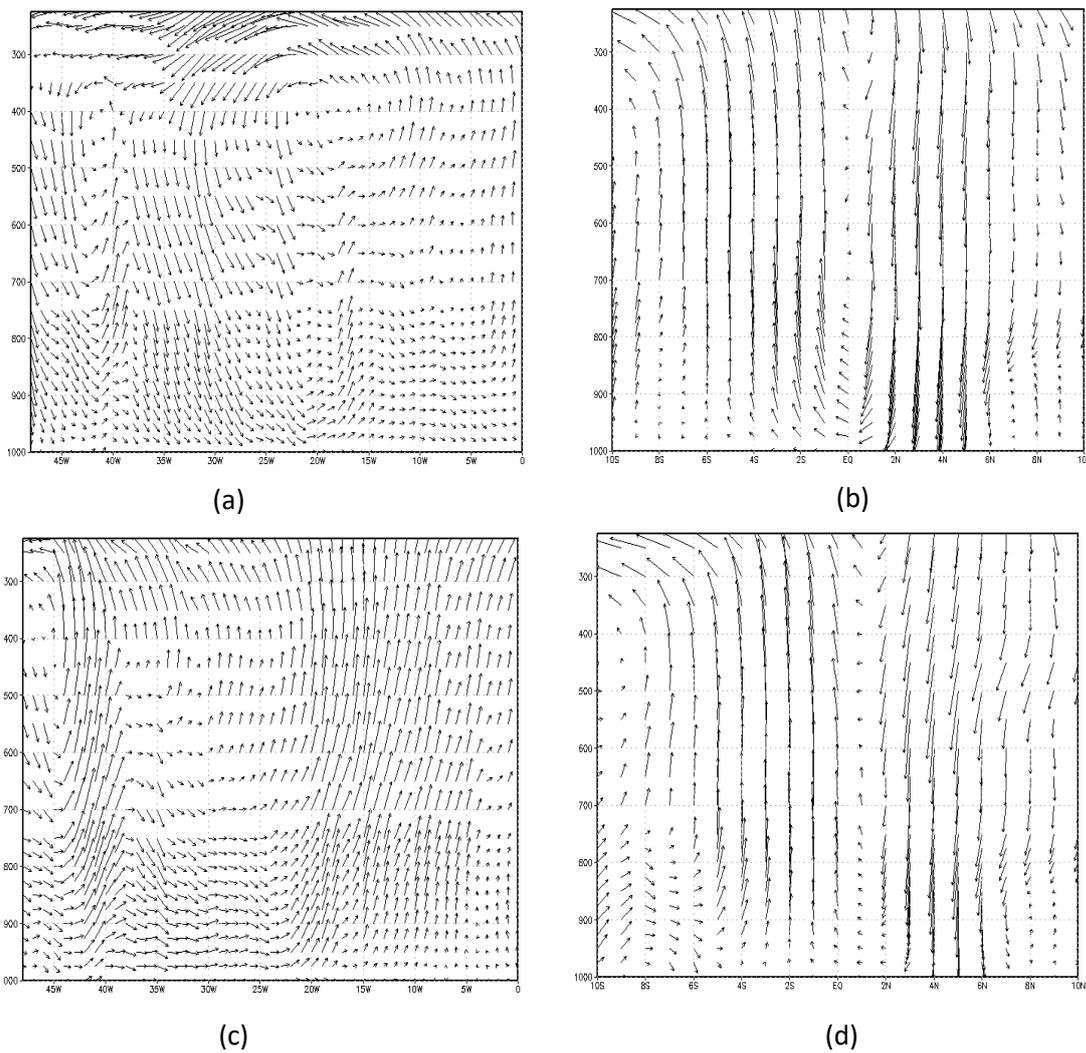


Figura 29.(a),(c) Anomalia Perfil zonal da célula de Walker referente a abril e maio respectivamente. Anomalia do Perfil vertical da célula de Hadley (b), (d) referente a abril e maio respectivamente, relativo ao ano de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

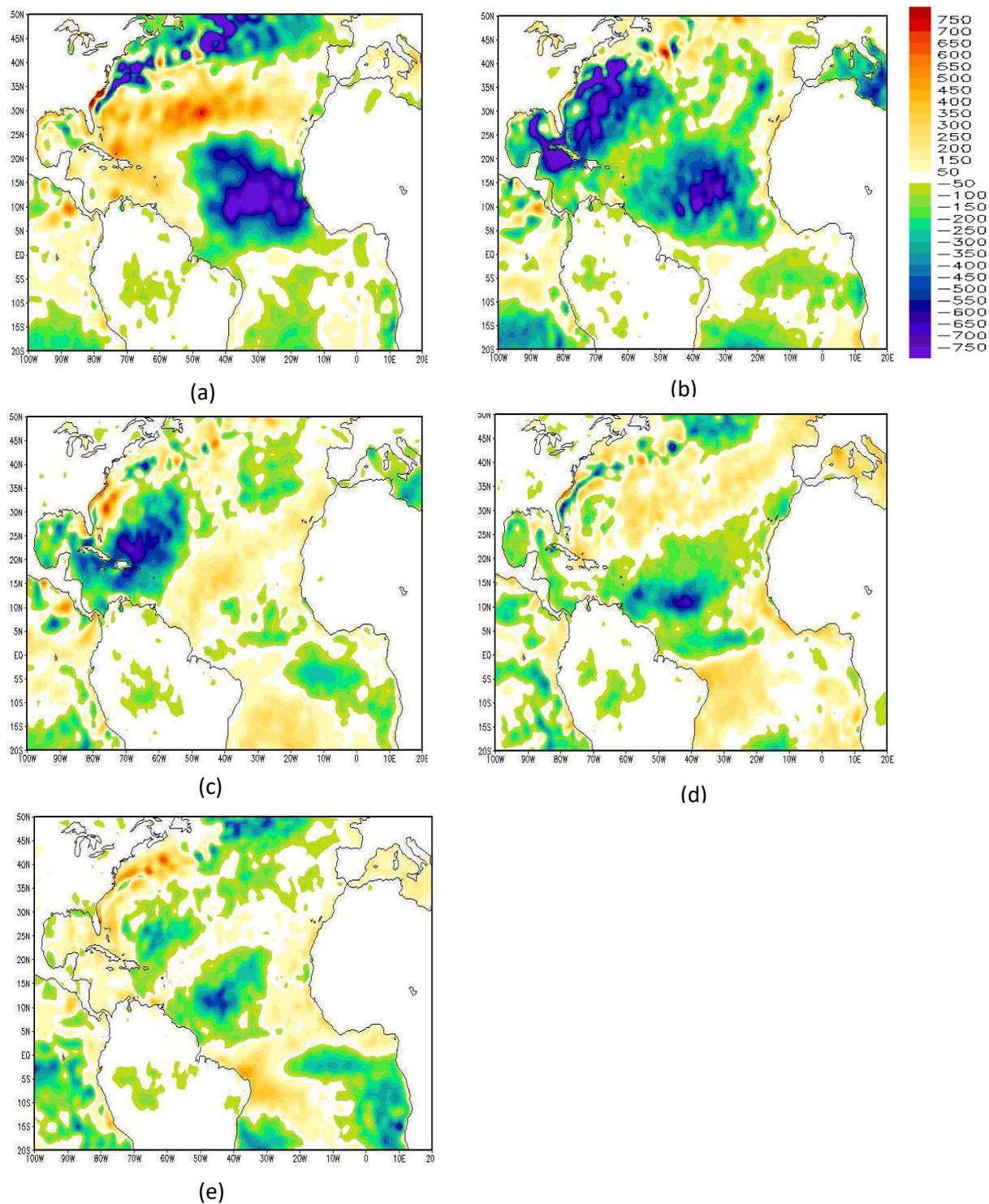


Figura 30. Anomalia de calor latente (W.m²) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

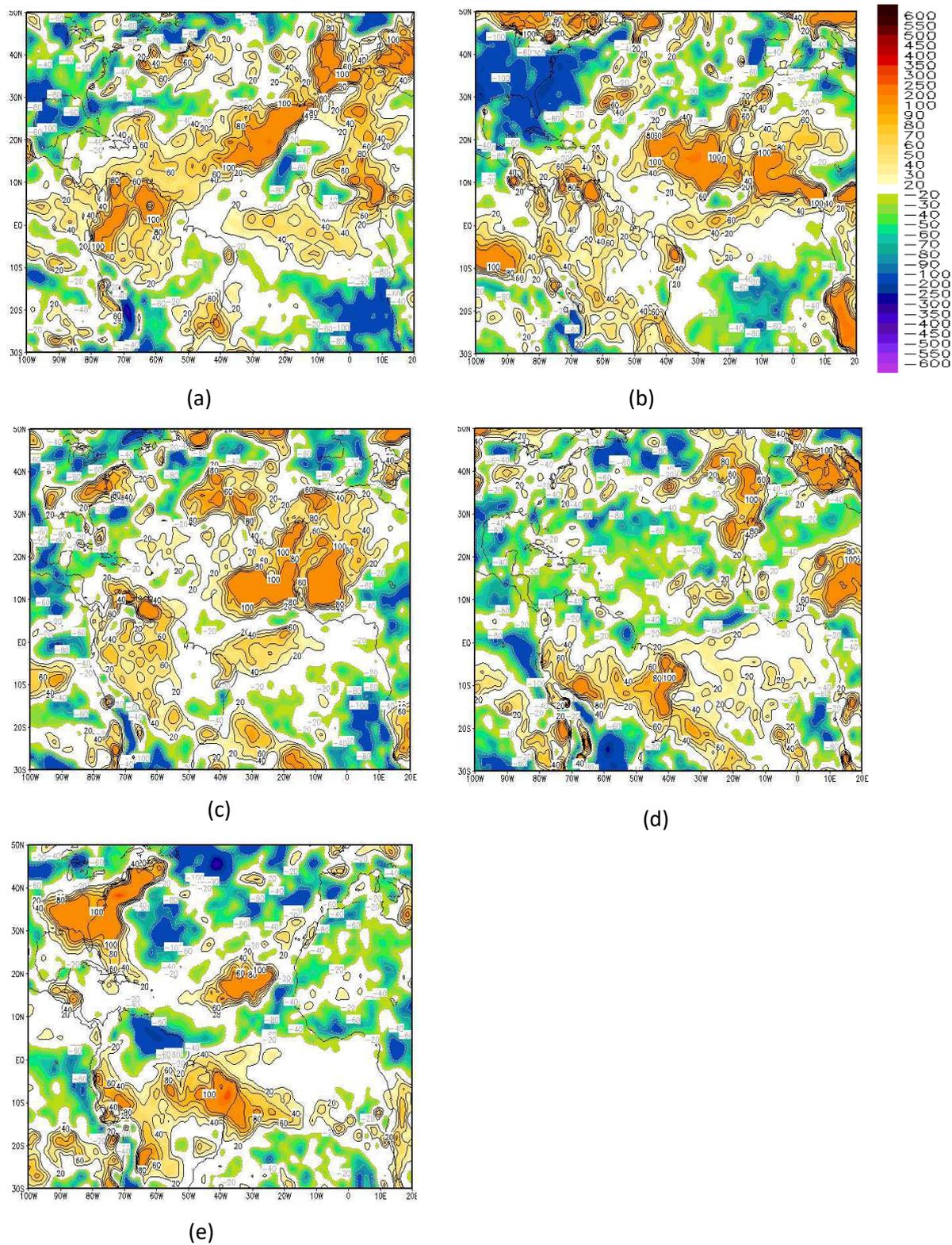


Figura 31. Anomalia de calor radiativo ($\text{W.m}^2 \times 10^3$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.

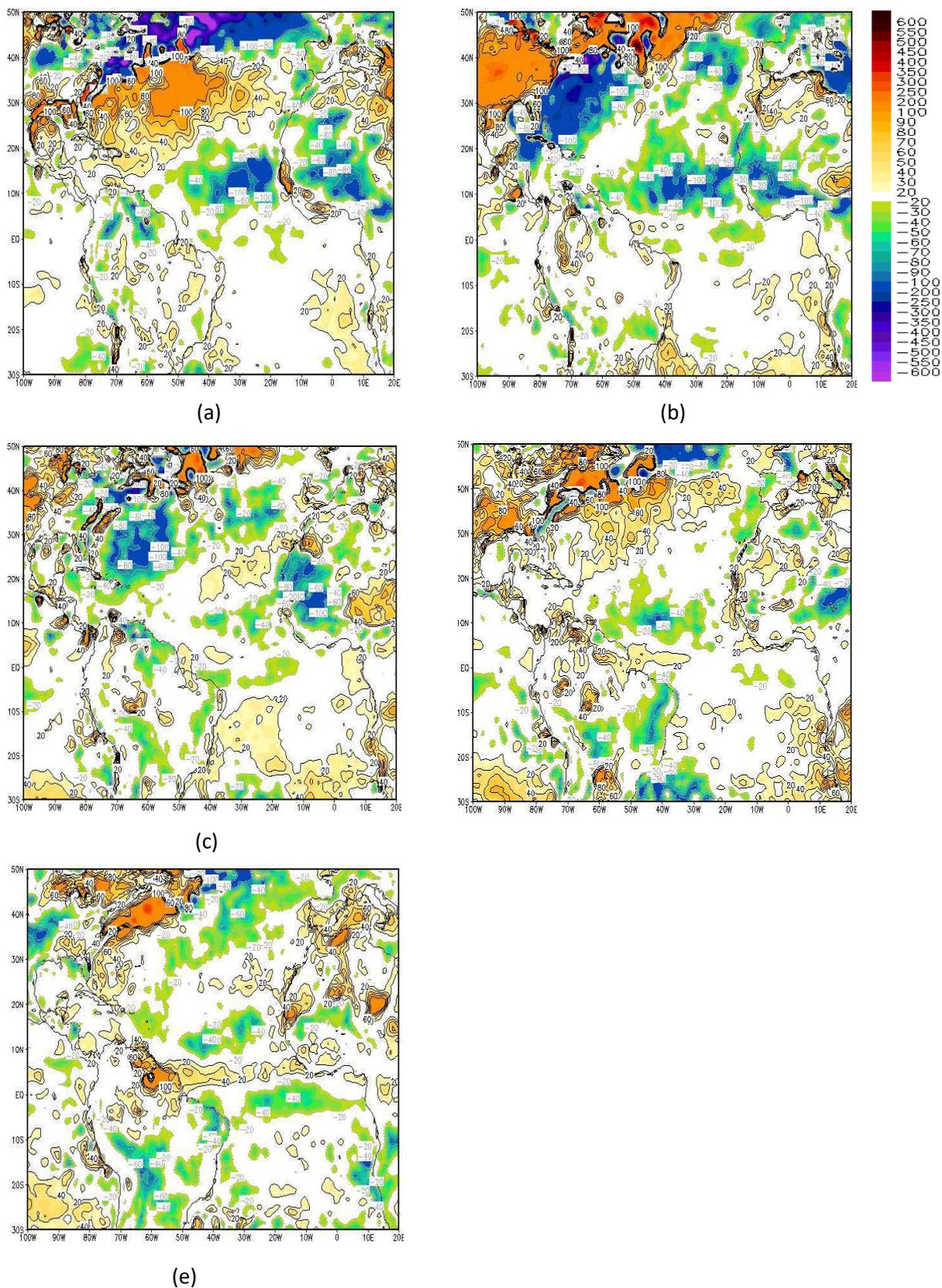
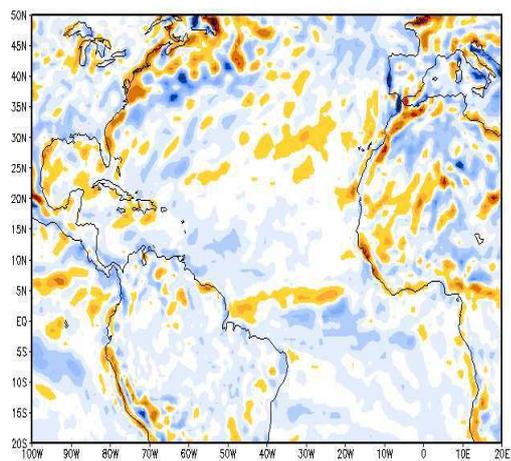
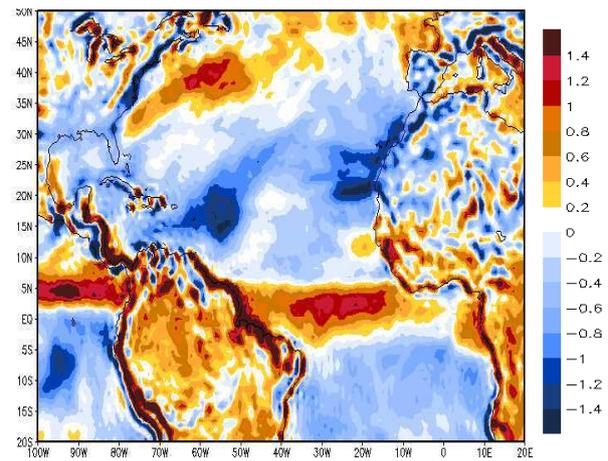


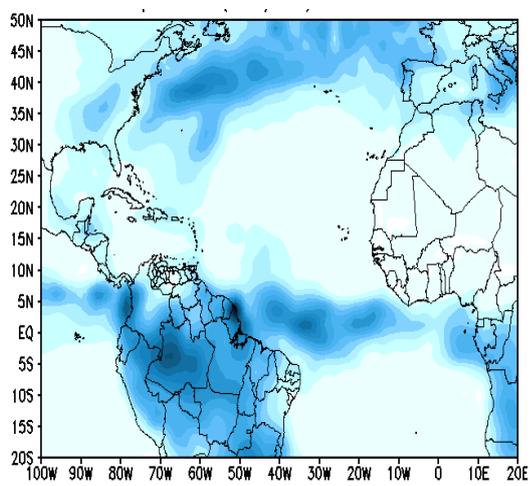
Figura 32. Anomalia de calor sensível (W.m²) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e) de 2009. Fonte: Pesquisa Direta.



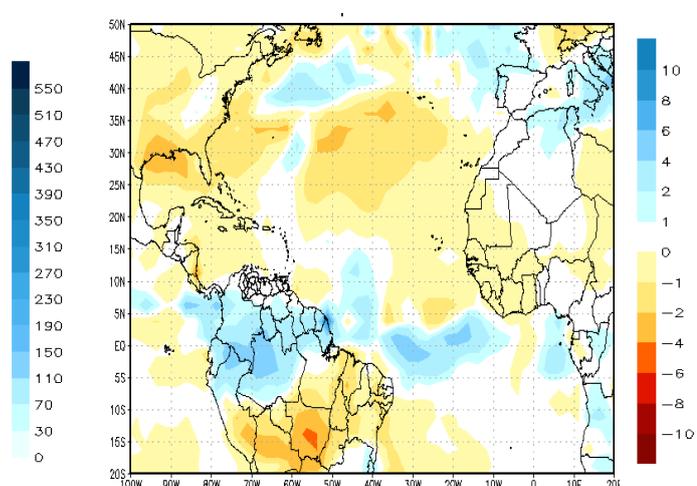
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 33 . (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 2009. Fonte: Pesquisa direta.

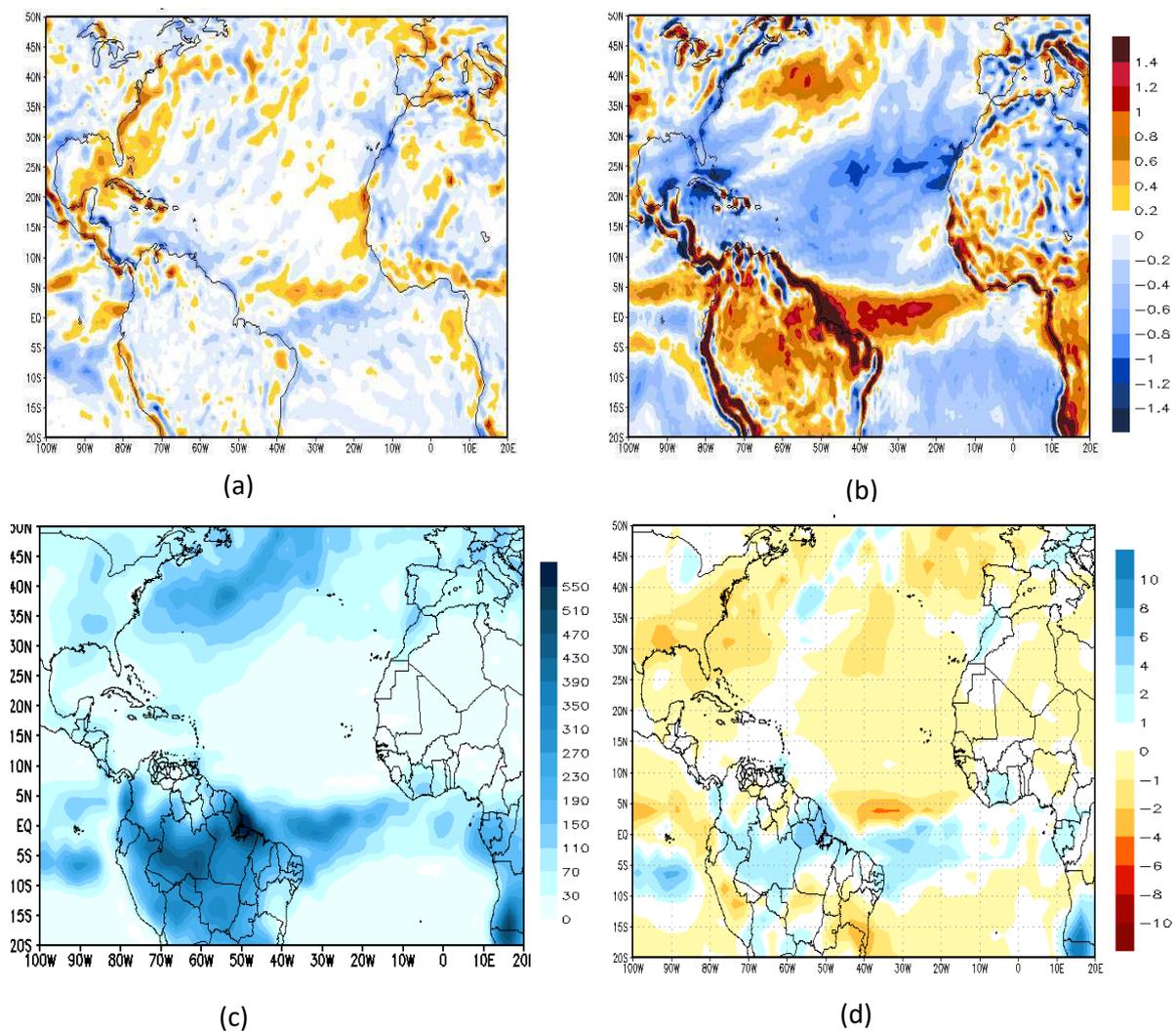


Figura 34. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 2009. Fonte: Pesquisa direta.

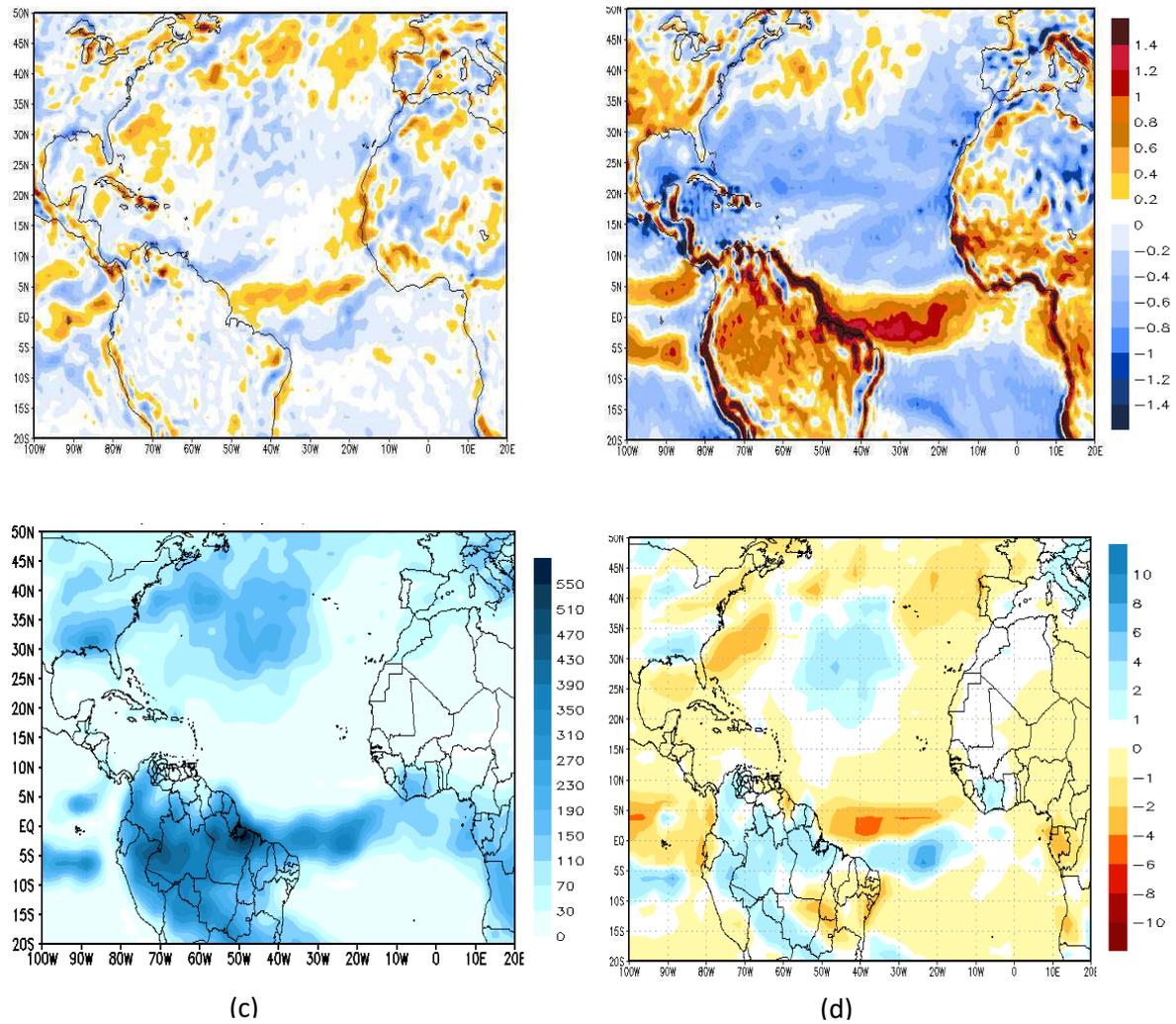


Figura 35. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 2009. Fonte: Pesquisa direta.

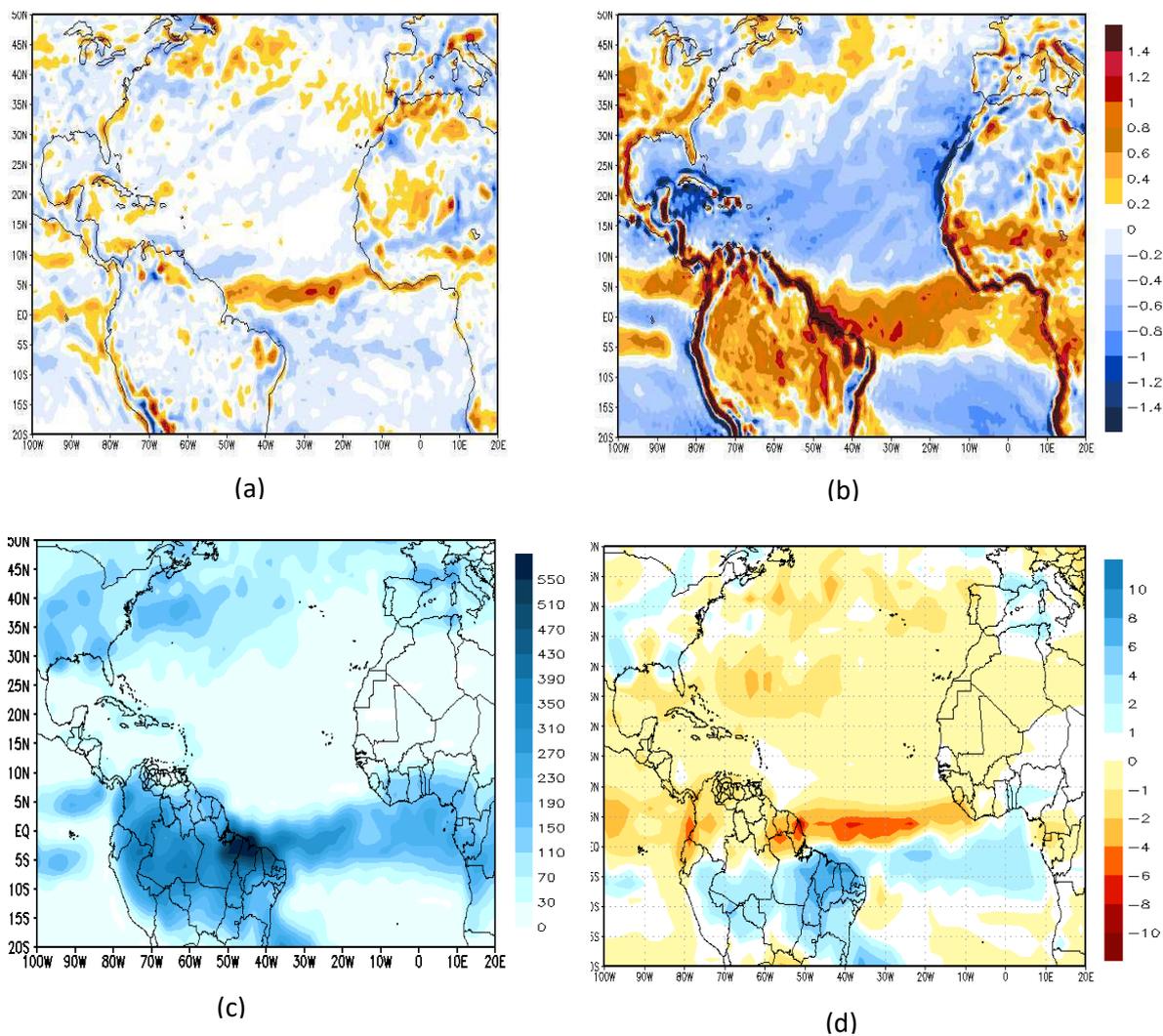


Figura 36. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à abril de 2009. Fonte: Pesquisa direta.

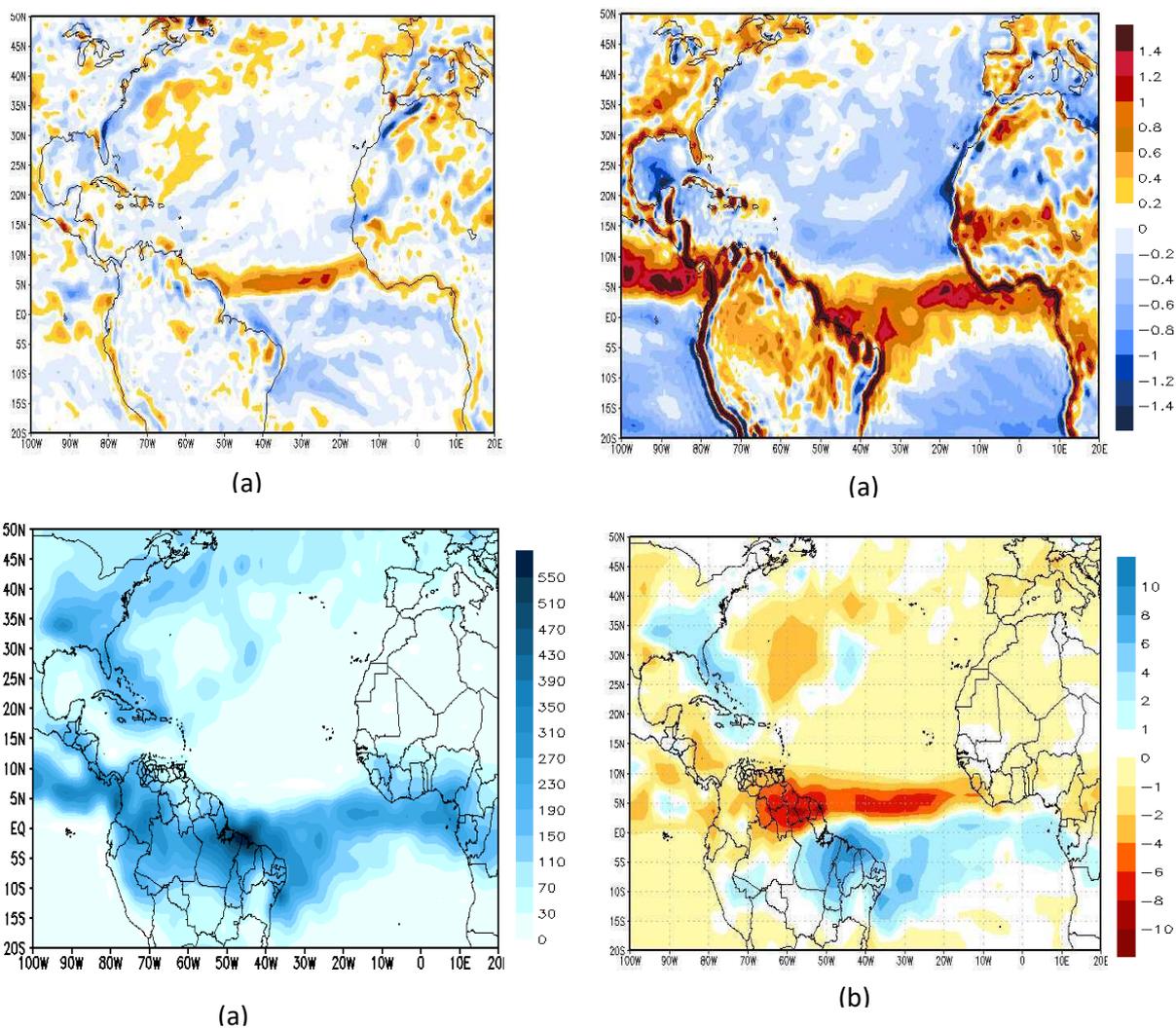


Figura 37. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 2009. Fonte: Pesquisa direta.

6.5- Imagem de satélite 2011.

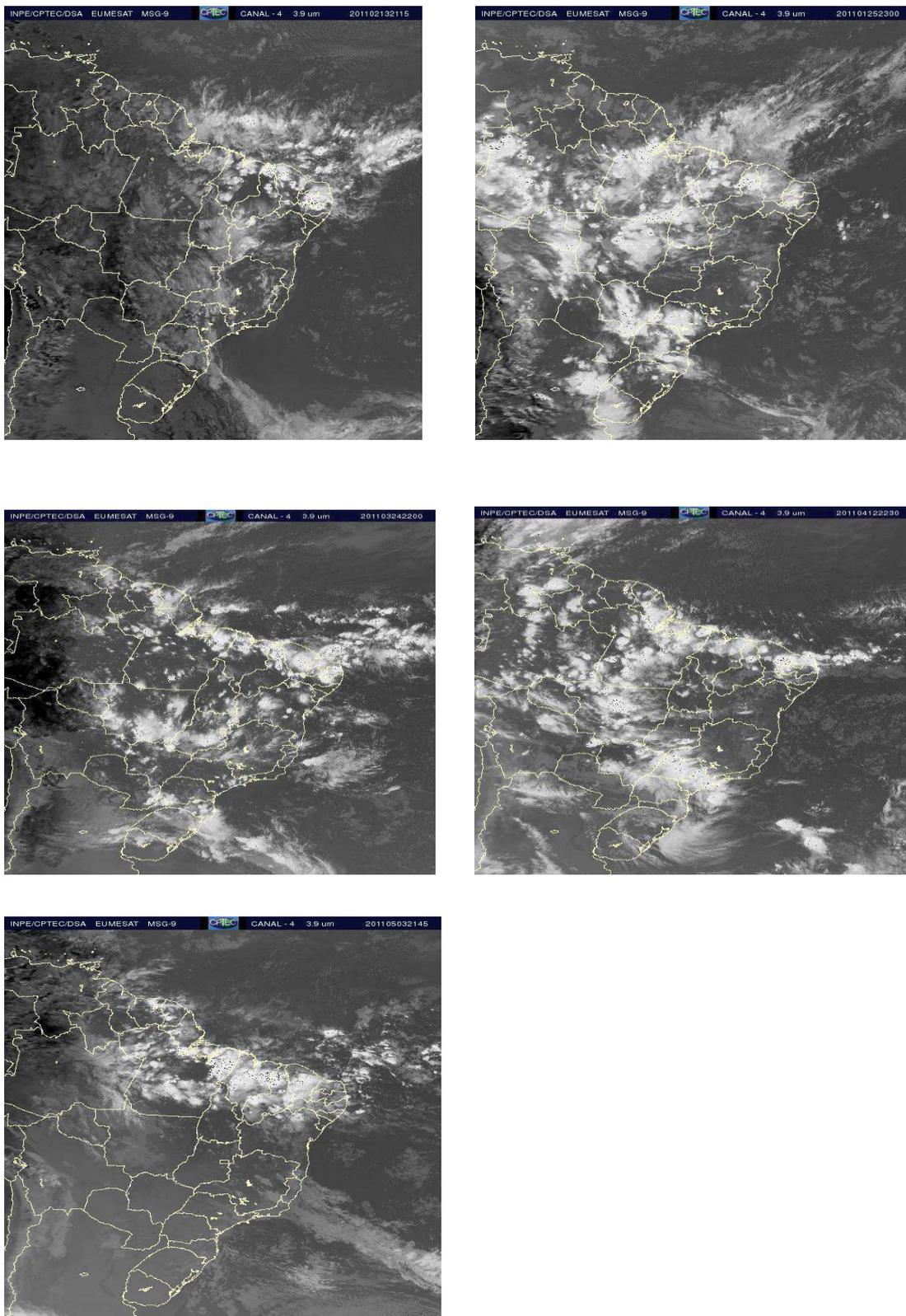


Figura 38 . Imagens do Satélite GOES referente um dia do mês de janeiro a maio de 2011. Fonte: CPTEC.

6.5.1- Análise do ano de 2011.

No ano de 2011 o Nordeste sofreu com perdas humanas, materiais e ambientais. Várias regiões enfrentaram alagamentos novamente. Em Branquinha (AL) Os moradores de Branquinha sequer se recuperaram das enchentes que devastaram a cidade em junho de 2010 e já enfrentaram mais uma sequência de chuvas em 2011. As 120 barracas, armadas para os desabrigados, estão mais uma vez invadidas pelas águas. Fonte: Gazeta Web. Em apenas 24 horas, quase 7 mil raios atingem o Ceará Na madrugada de ontem o dia foi atípico no Ceará. Em 24 horas, nada menos que 6.630 descargas atmosféricas (raios) foram registradas em todo o Estado. As chuvas registradas pela FUNCEME mostraram que a precipitação em 75 cidades durante o período chuvoso no ano de 2011. Fonte: Jangadeiro Online

Chuvas matam três, e milhares perdem suas casas
no Nordeste; 28 municípios já decretaram
emergência



Figura 39. Cheias devido ao fortes chuvas. Fonte: Aliny Gama e Carlos Madeiro Especial para o UOL em Maceió 02/05/2011 as 13h27.

6.7- Análise do ano de 2011

Os meses de janeiro e fevereiro de 2011 foram caracterizados por anomalias positivas de TSM sobre toda a bacia do Atlântico Norte, que estiveram mais intensas próximo à costa ocidental da África entre 10°N e 25°N (Figura.39ac). Janeiro mostrou também anomalias de intensificação da magnitude do vento na parte central do Atlântico Tropical Norte e uma forte anomalia de enfraquecimento do vento ao longo da costa da África, até 15°N (Figura.39b). O campo de fluxo de calor mostrou anomalias de maior fluxo do oceano para a atmosfera em toda a bacia, entre o Equador e 20°N, que levam a bacia a arrefecer em fevereiro. No entanto, há anomalias de menor fluxo de calor ao longo da costa da África, entre 20°N e 40°N, uma faixa em que a TSM também arrefece (Figura.47b). Mais uma vez, está discrepância na associação entre anomalias de TSM, ventos e fluxos indica a atuação de mecanismos físicos diferentes. Enquanto a ação do aumento dos ventos e consequente intensificação do fluxo de calor e resfriamento predomina na parte central da bacia, o resfriamento costeiro requer outra explicação. Entre o Equador e 20°N, o enfraquecimento das anomalias quentes na costa da África ocorre concomitante ao enfraquecimento dos ventos, que se inverte em fevereiro, tornando-se intensificação, e a maior fluxo de calor para cima. Isto indica a predominância de um mecanismo oceânico no controle da TSM, e o candidato natural é a supressão da Ressurgência da Corrente das Canárias. Esta supressão diminui nos meses seguintes, a medida em que surgem anomalias de vento de leste ao longo da costa em fevereiro e março, com consequente arrefecimento das anomalias quentes, seguido do surgimento das anomalias frias (março) (Figura.39ace). As anomalias de oeste são particularmente intensas ao norte de 20°N, o que explica o forte resfriamento observado ali como o efeito combinado do aumento do fluxo de calor para cima e da ressurgência. O arrefecimento do Atlântico Norte prossegue em abril, quando atinge quase a condição média climatológica (figura.40a). Concomitantemente, no Atlântico Tropical Sul, há o lento desenvolvimento de anomalias quentes, sobre as quais observam-se anomalias positivas de chuva, com exceção do mês de março (figura.51d). Na parte oeste do Atlântico Equatorial Sul, essas anomalias quentes estão associadas a enfraquecimento do vento e menor fluxo de calor do oceano para a atmosfera, indicando o enfraquecimento dos ventos e a redução dos fluxos verticais turbulentos como causa do aquecimento. A pergunta que surge é: se as anomalias de vento para sudeste causam o aumento da TSM num cenário que era anteriormente quase homogêneo entre os dois Hemisférios, o que

causa as anomalias no vento? O campo de anomalias de pressão ao nível médio do mar mostra enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul, com anomalias de norte para sul na força de gradiente de pressão, especialmente em março e abril, inferido a partir da orientação e valores das isolinhas nessa região, quase zonais e aumentando para sul (Figura.42f) e (Figura.43b). Tendo em vista que o enfraquecimento da ASAS ocorre em toda a bacia, este é um bom candidato a mecanismo externo provocando as anomalias com componente de norte nos alísios do Atlântico Sul. O aumento da TSM apareceria neste cenário como efeito secundário, de retroalimentação positiva. O efeito deste padrão nas chuvas é bastante claro, com anomalias positivas, até 10S, em abril e maio (Figura.40ac). É interessante observar também o predomínio de anomalias de movimento ascendente sobre toda a bacia do Atlântico Equatorial e também sobre o Nordeste, nos meses de janeiro e fevereiro, o que pode estar associado ao enfraquecimento da ASAS e da subsidência ligada à ela.

Em março e em maio, há anomalias de movimento descendente sobre o Atlântico Leste. Particularmente em maio, a combinação das componentes vertical e zonal indica a presença de uma célula de Walker anômala, com ramo ascendente sobre o leste do Nordeste e o Atlântico adjacente, e ramo descendente no leste do Atlântico Equatorial (Figura.45). Isto é corroborado pelo padrão de anomalias de vento nos baixos níveis, que tem componente de leste em toda a faixa equatorial (Figura.39e) e (Figura.40d). Além disto, observa-se o aparecimento de anomalias frias próximo à costa da África, cujo padrão é compatível com um aumento da ressurgência costeira. Além disto, observa-se neste mês que a anomalia de convergência da componente zonal dos alísios passa a contribuir na região de anomalias positivas de chuva, somando o seu efeito ao da convergência das anomalias da componente meridional dos ventos. Este cenário sugere uma interação entre o ciclo sazonal do Atlântico e o modo zonal de variabilidade da TSM e dos ventos na faixa equatorial. O que os campos indicam é o gradual desenvolvimento de uma célula de circulação vertical zonal como resposta excesso de chuvas sobre o Nordeste e Atlântico adjacente (Figura.45 maio). Com o intuito de investigar melhor esta possibilidade, as análises foram estendidas aos meses subsequentes.

O padrão de anomalias negativas de TSM no Atlântico Equatorial Leste, surgido em maio, persiste até julho, e com muito menor intensidade até agosto (Figura.40d) e (Figura.41e). Entre maio e junho nota-se uma modificação, com as anomalias frias despegando-se da costa e passando a organizar-se em uma fina faixa típica da ressurgência equatorial. As anomalias da componente zonal do vento regredem para leste em junho, passando a estar

presentes principalmente naquele lado da bacia. Uma comparação com o campo de anomalias da PNMM revela que a posição das anomalias de vento zonal corresponde à da intensificação da componente de leste da força de gradiente de pressão (Figura.43f). Nestes dois meses, a convergência no oeste do Atlântico Equatorial Sul deve-se a anomalias inter-hemisféricas de vento que nascem na costa da África, aproximadamente em 5°N, também aparentemente em resposta a uma anomalia inter-hemisférica da força de gradiente de pressão com sentido nordeste-sudoeste. A convergência das anomalias de vento no Atlântico Oeste resulta em chuvas anômalas, com valores superando 4mm/dia junho, 2 mm/dia em julho e sendo menores do que 1mm/dia em agosto. Todos os resquícios de um padrão zonal de anomalias de TSM, pressão e chuvas desaparecem a partir de setembro.

Os padrões acima descritos sugerem o arranjo conceitual de acontecimentos exposto a seguir. As anomalias de chuva sobre o Nordeste e Atlântico adjacente durante os meses de janeiro, fevereiro e particularmente abril e maio, forçam o aparecimento de uma célula de Walker anômala, com ramo descendente sobre o leste do Atlântico, onde há inclusive anomalias negativas de chuva em maio. Este padrão, aliado a anomalias inter-hemisféricas no campo de pressão, atua para prologar a convergência do vento e a precipitação sobre a região costeira do Nordeste e o Atlântico adjacente até o mês de julho. Estes processos indicam uma interação entre o ciclo sazonal das chuvas no Atlântico Tropical e o modo zonal de variabilidade da TSM, chuva e ventos no faixa equatorial. No entanto, este modo zonal é bastante atenuado pelo ciclo sazonal, que leva o Atlântico adjacente à costa do nordeste a esfriar-se a partir de agosto e setembro, de forma que anomalias de convergência do vento já provocam nem são mais mantidas por convecção anômala.

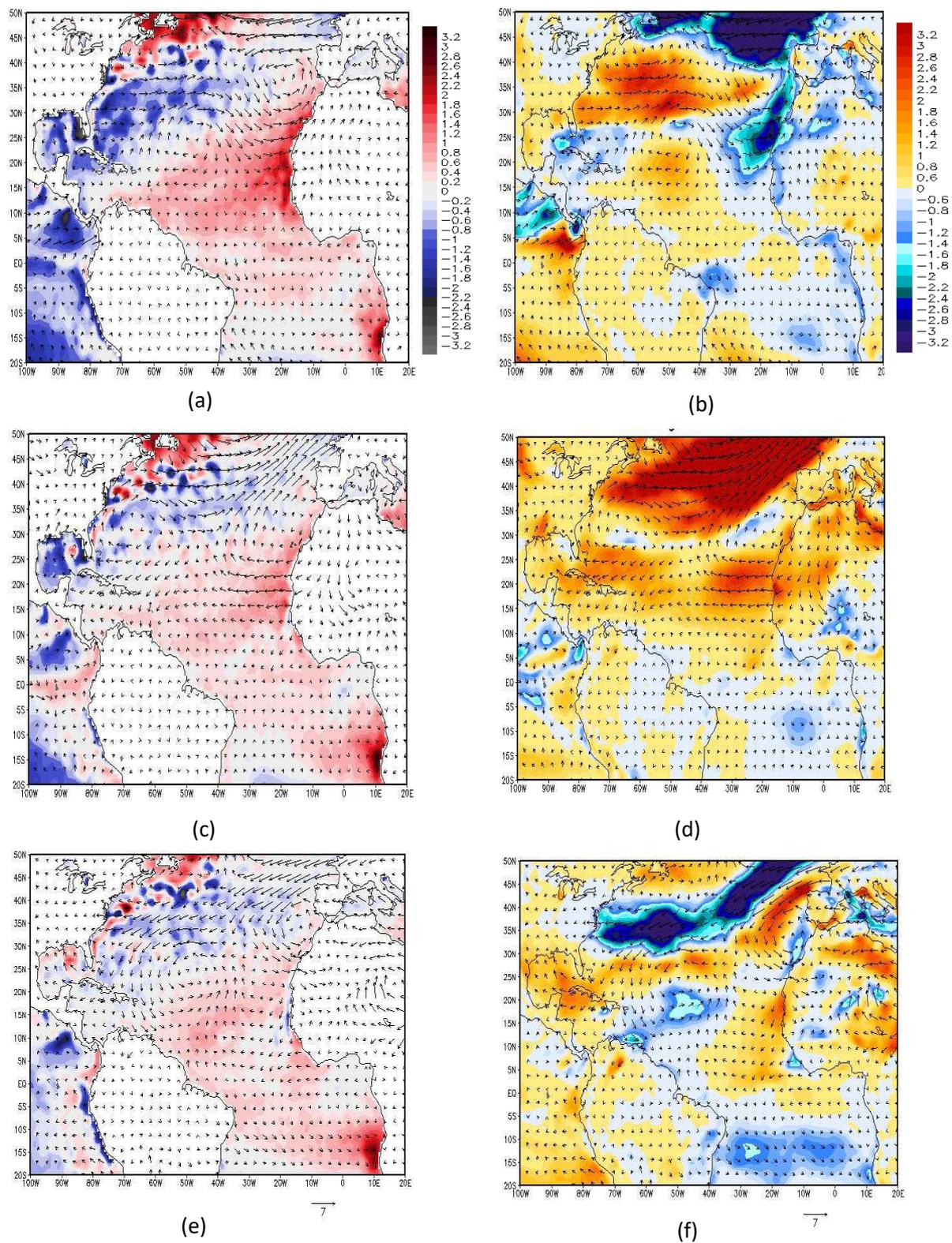


Figura 40. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro, fevereiro e março respectivamente . (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta

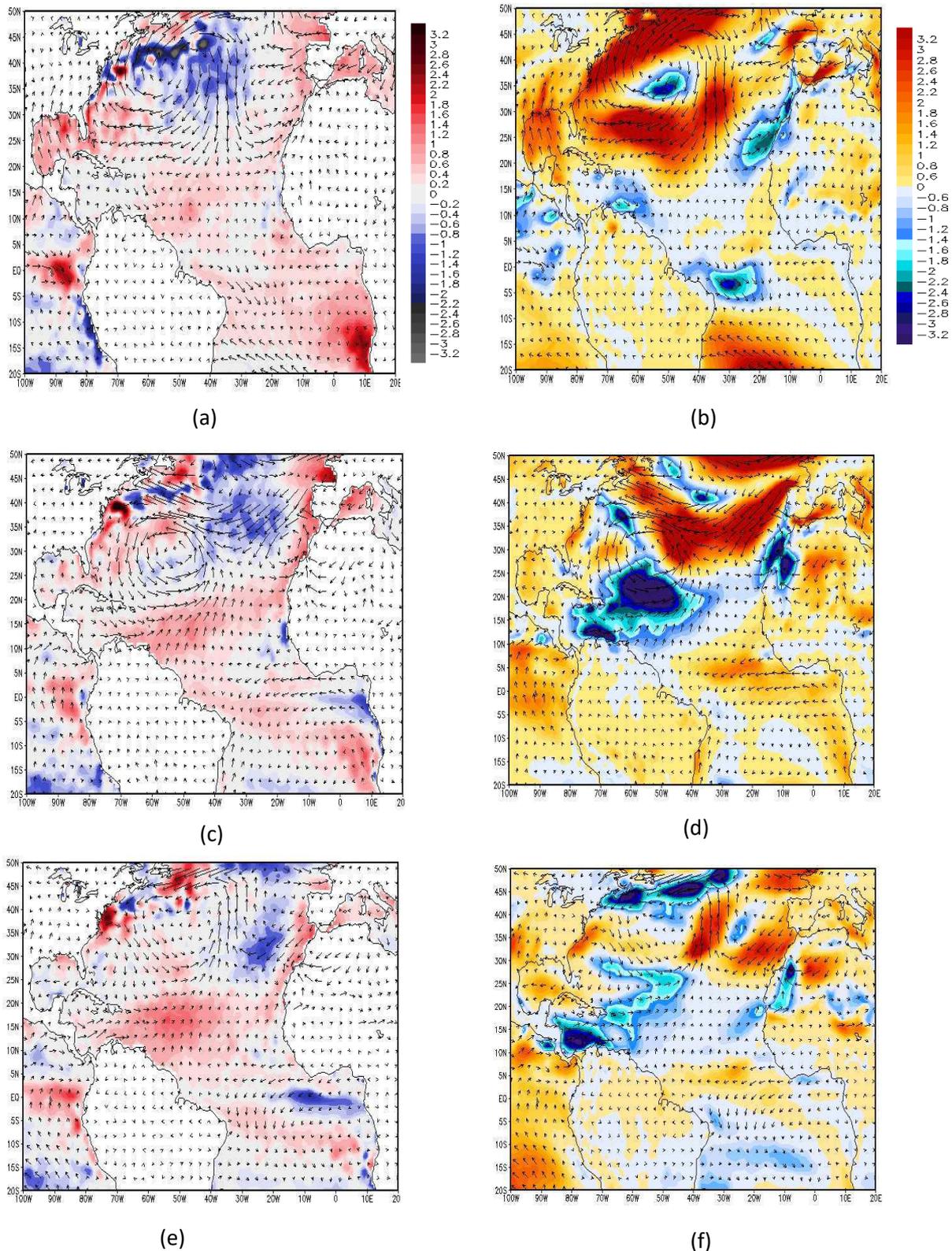


Figura 41. (a),(c) ,(e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de abril e maio e junho respectivamente . (b),(d) , (f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a abril e maio e junho, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

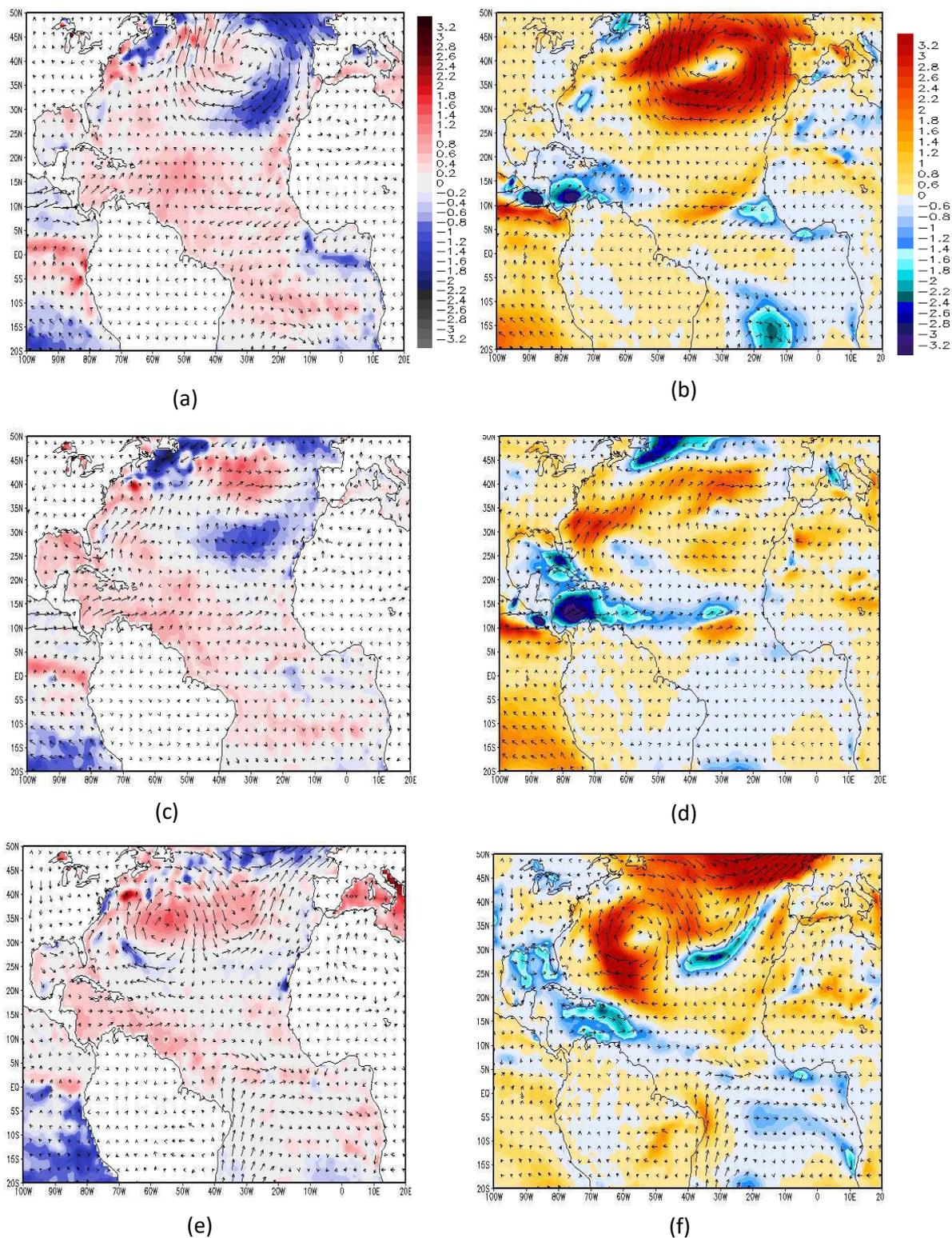
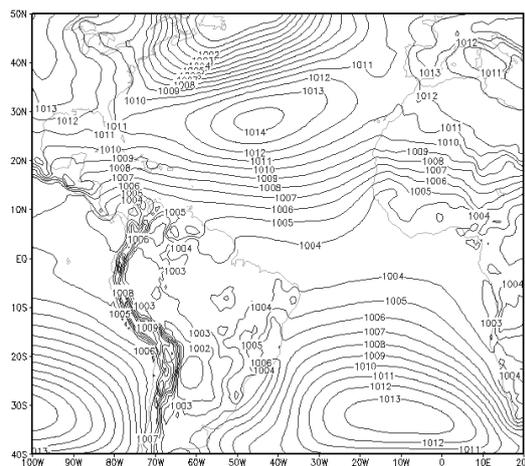
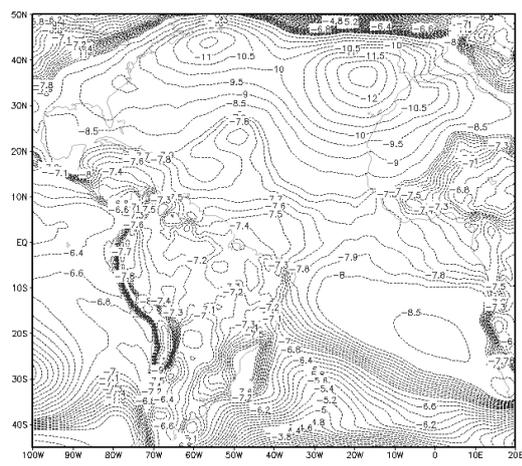


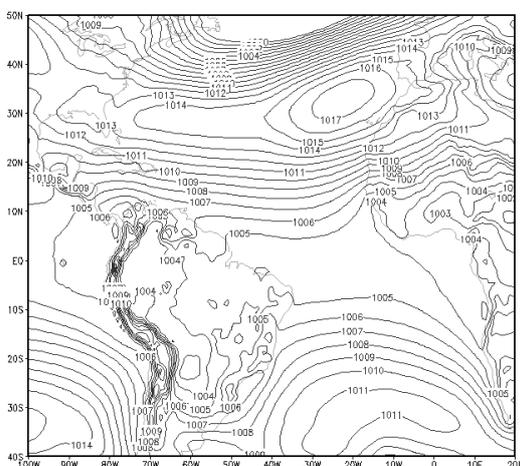
Figura 42. (a),(c), (e) Anomalias da TSM (K) (sombreado) e de vento (m.s-1) (vetores) para o atlântico Tropical referentes aos meses de julho, agosto e setembro respectivamente . (b),(d),(f) Magnitude da anomalia do vento (m.s-1) referentes a julho, agosto e setembro, relativo ao ano de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.



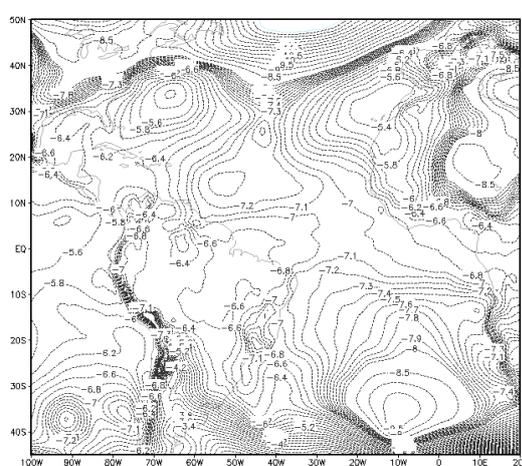
(a)



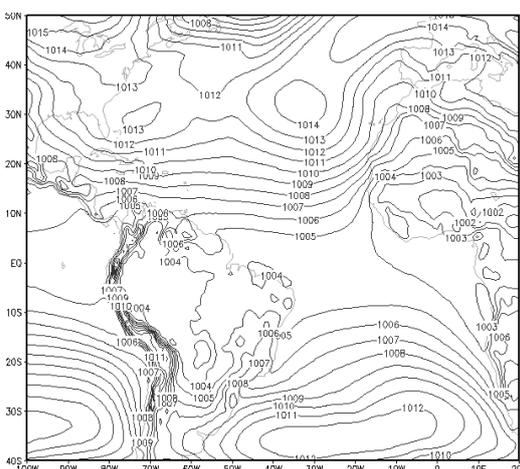
(b)



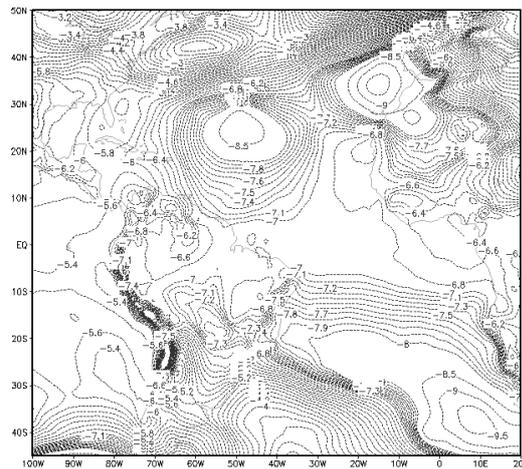
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 43. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a janeiro, fevereiro e março respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a janeiro, fevereiro e março respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

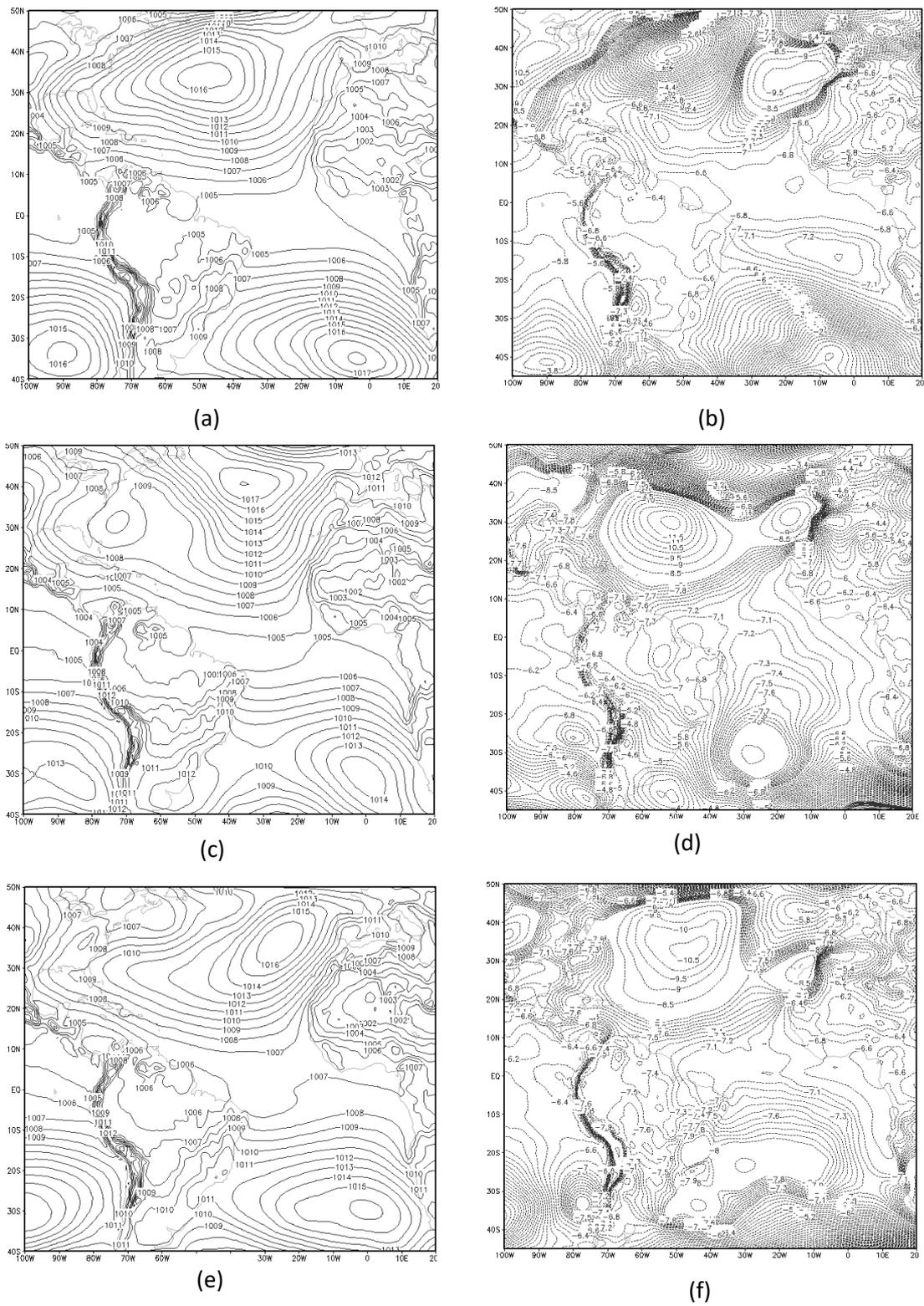


Figura 44. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a abril, maio e junho respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a abril, maio e junho respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

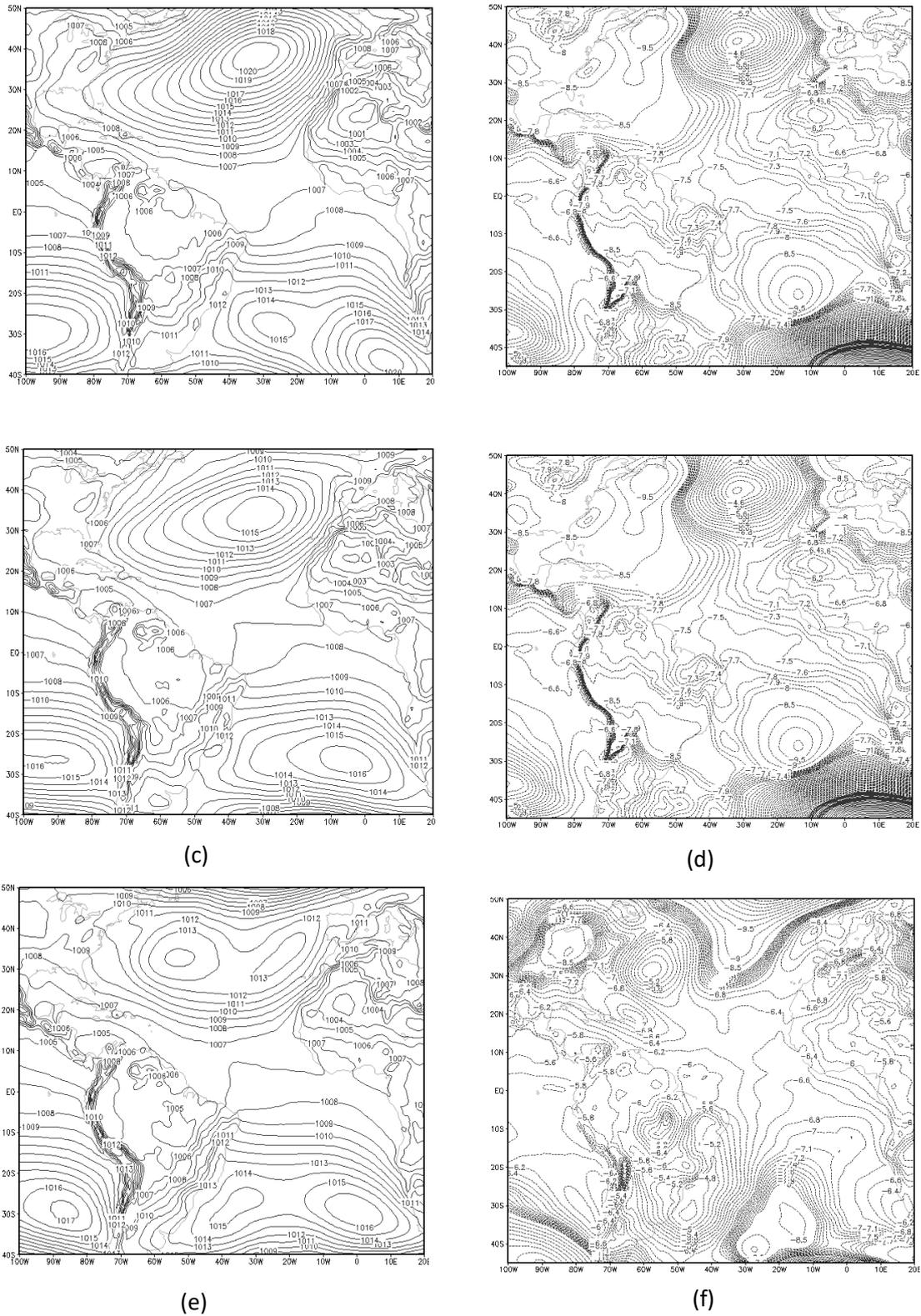


Figura 45. (a) (c) (e) Pressão ao Nível do Mar campo cheio (hPa) referentes a julho, agosto e setembro respectivamente. (b) (d) (f) anomalia da pressão ao nível médio do mar referente a julho, agosto e setembro respectivamente, relativo ao ano 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

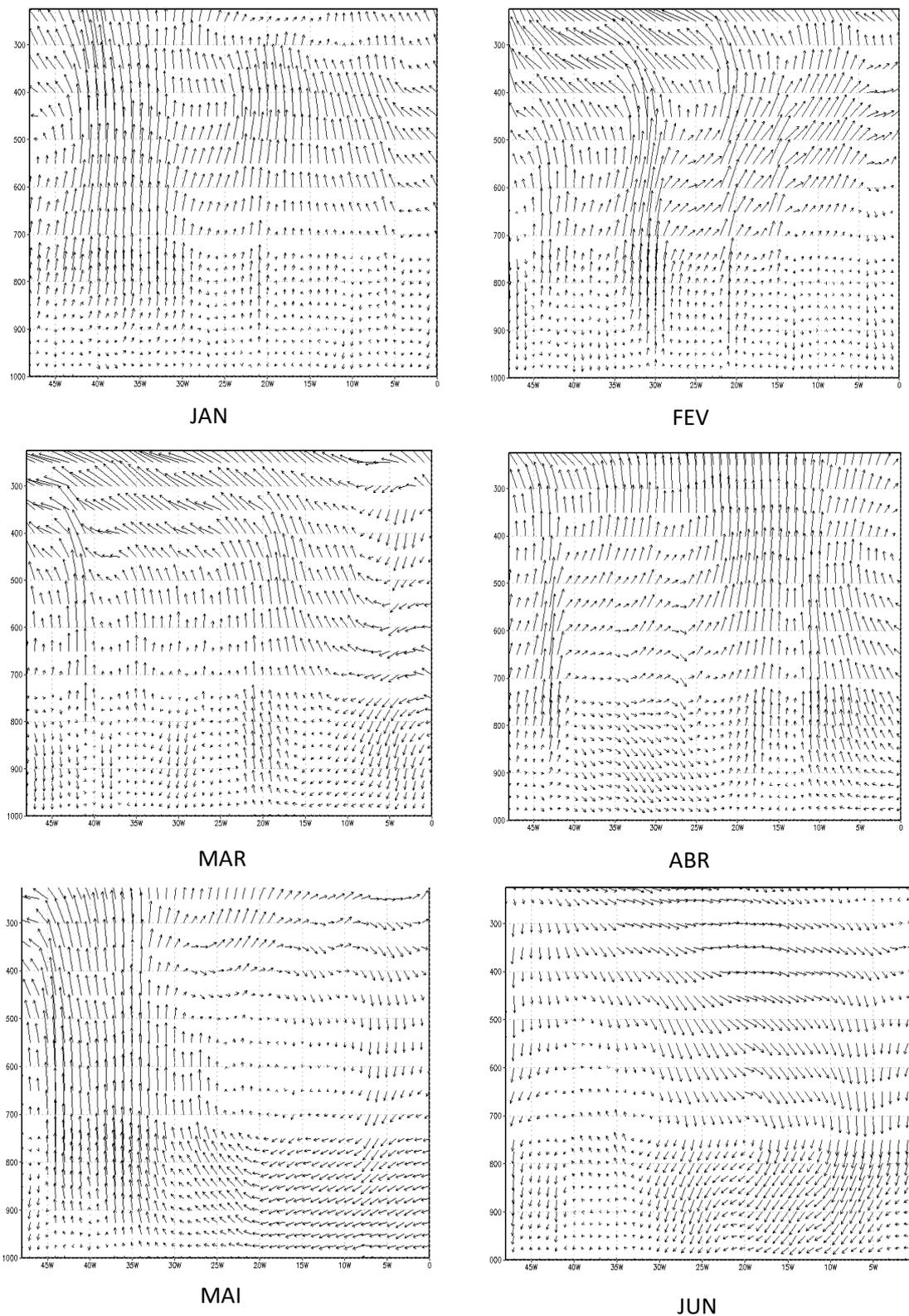


Figura 46. Anomalia zonal da célula de Walker referente a 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

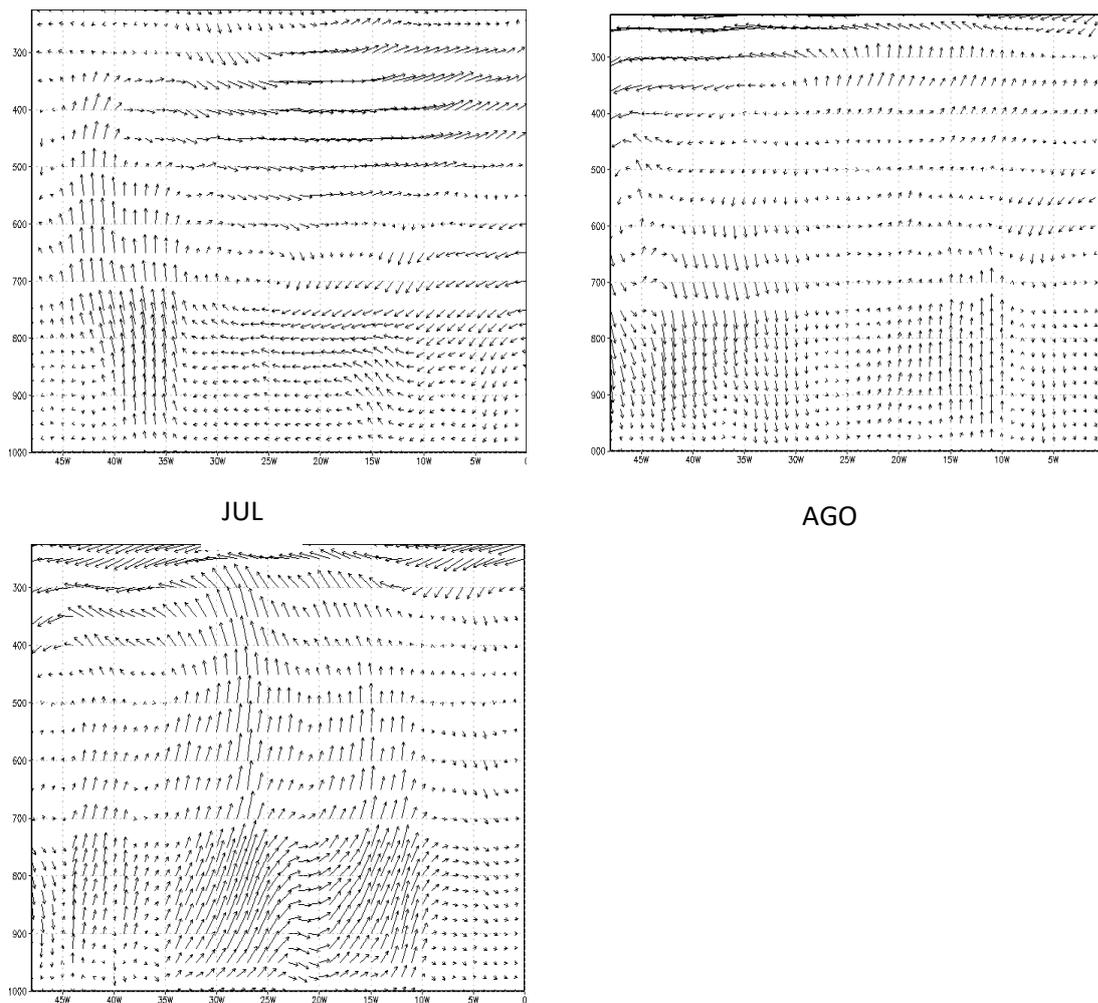


Figura 47. Anomalia zonal da célula de Walker referente a 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

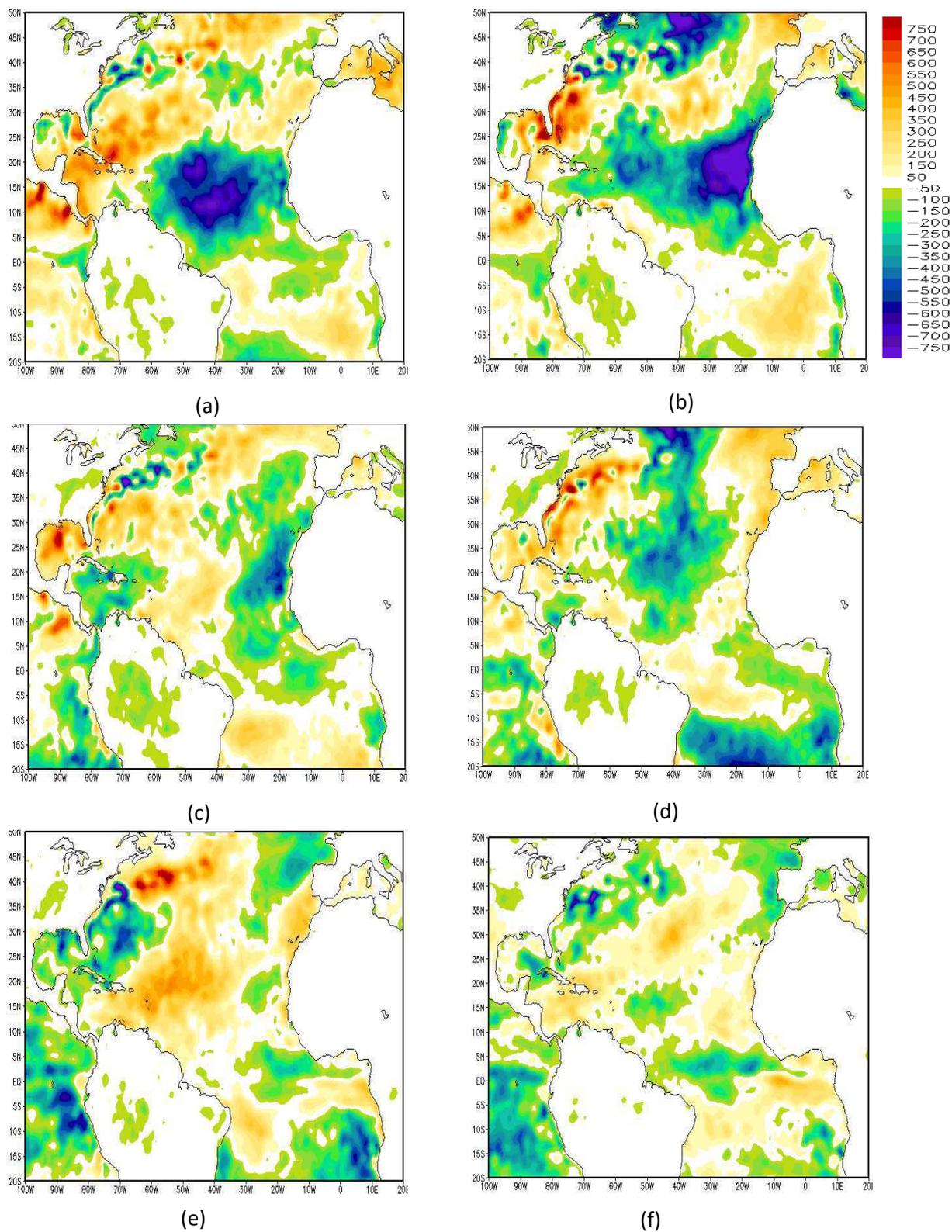


Figura 48. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c), Abr(d) e Mai(e), Jun (f) de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

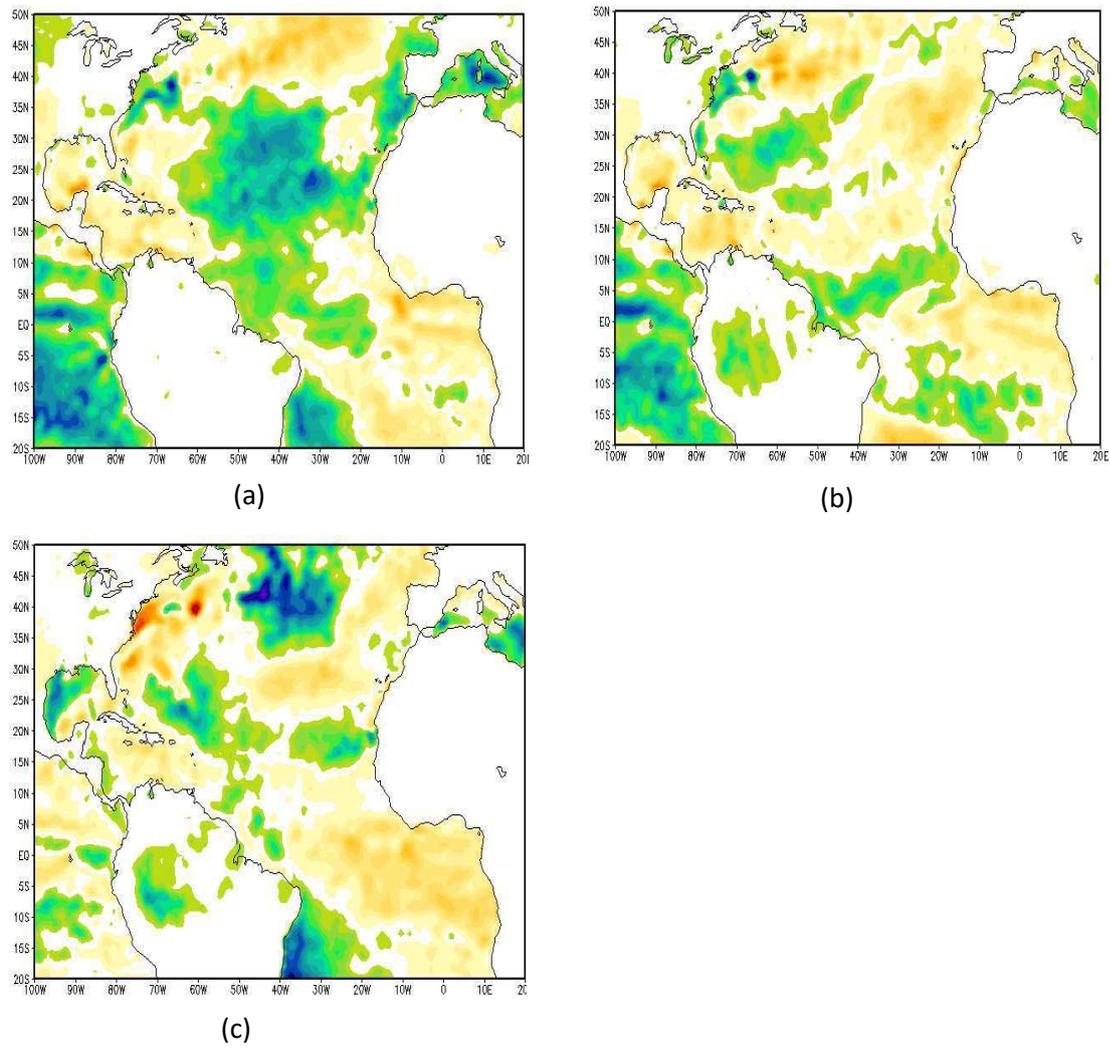


Figura 49. Anomalia de calor latente ($W.m^2$) (sombreado) em superfície referente a Jan(a), Fev (b), Mar (c,) de 2011. Fonte: Pesquisa Direta.

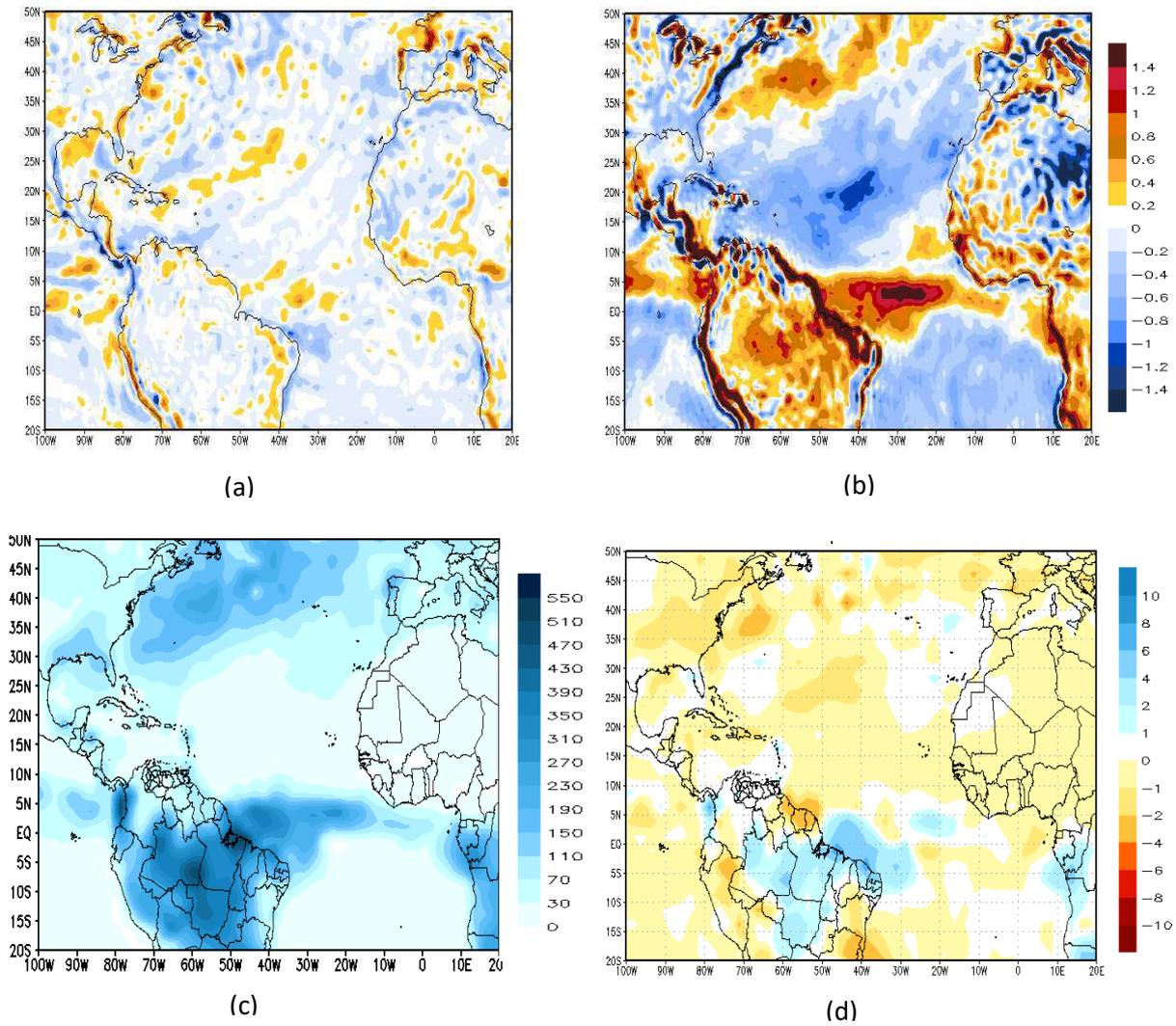


Figura 50 . (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à janeiro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.

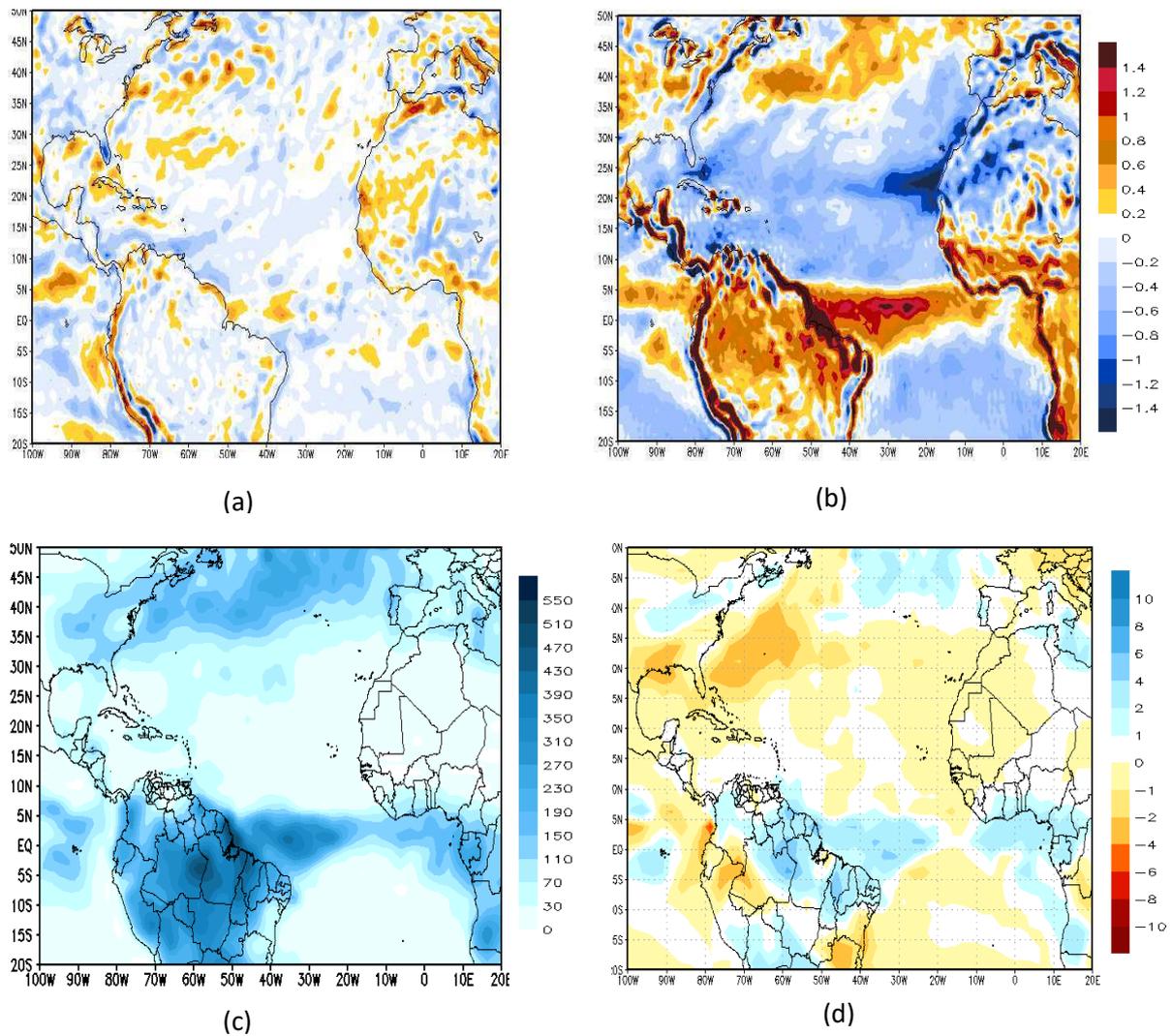


Figura 51. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à fevereiro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.

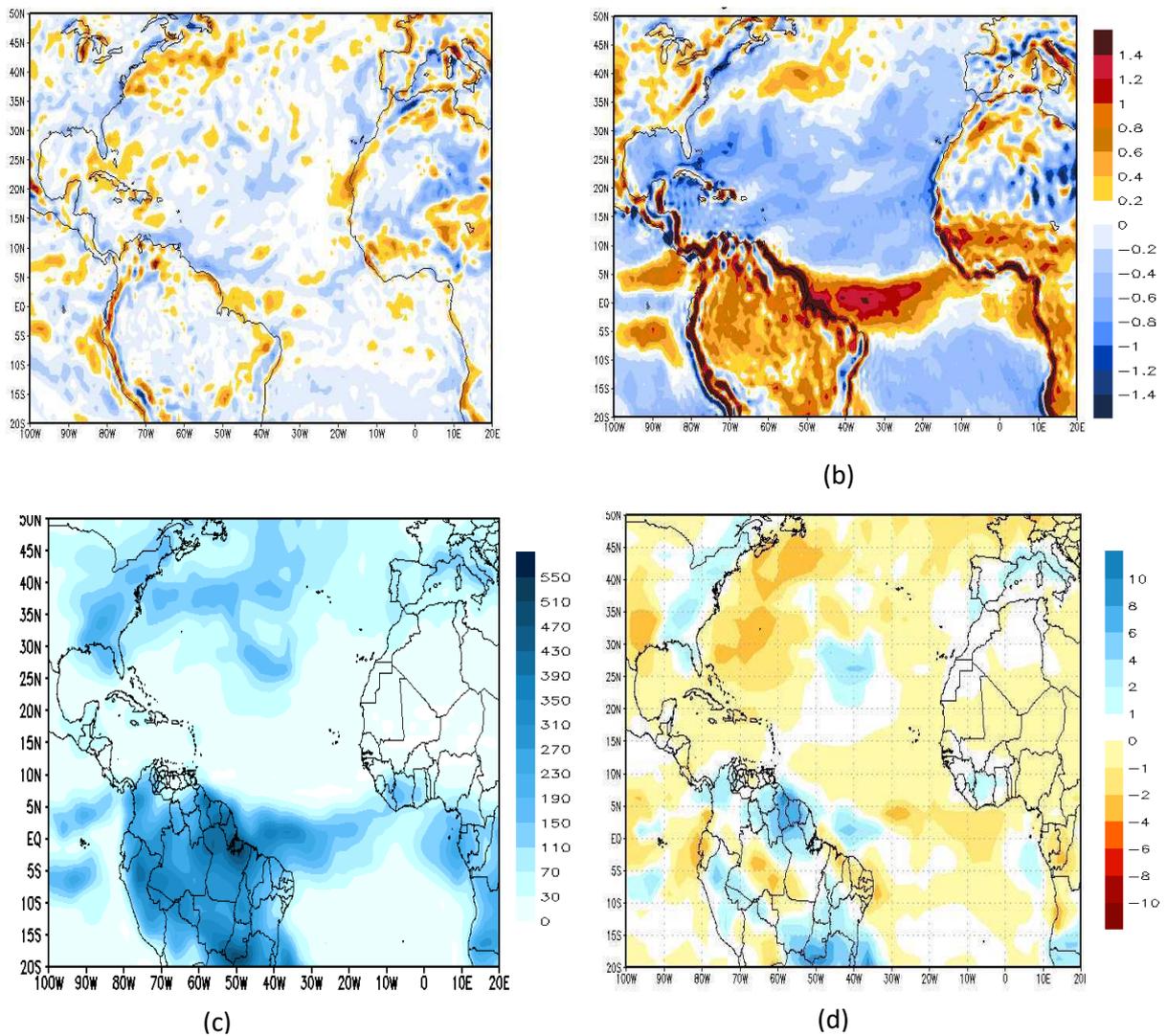


Figura 52.(a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à março de 2011. Fonte: Pesquisa direta

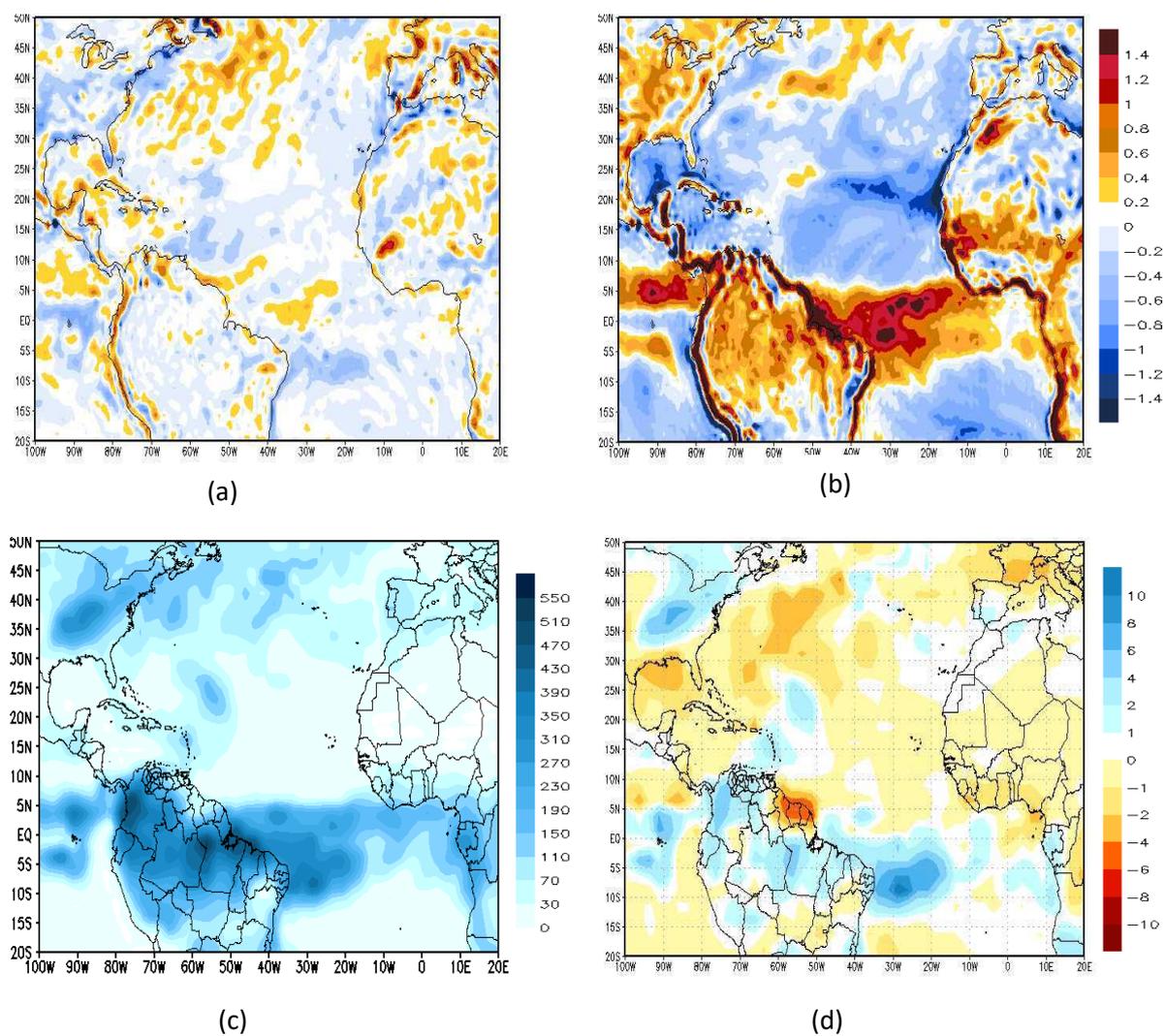


Figura 53.(a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (c) Precipitação anual (mm); (d) Anomalia de precipitação, referente à março de 2011. Fonte: Pesquisa direta

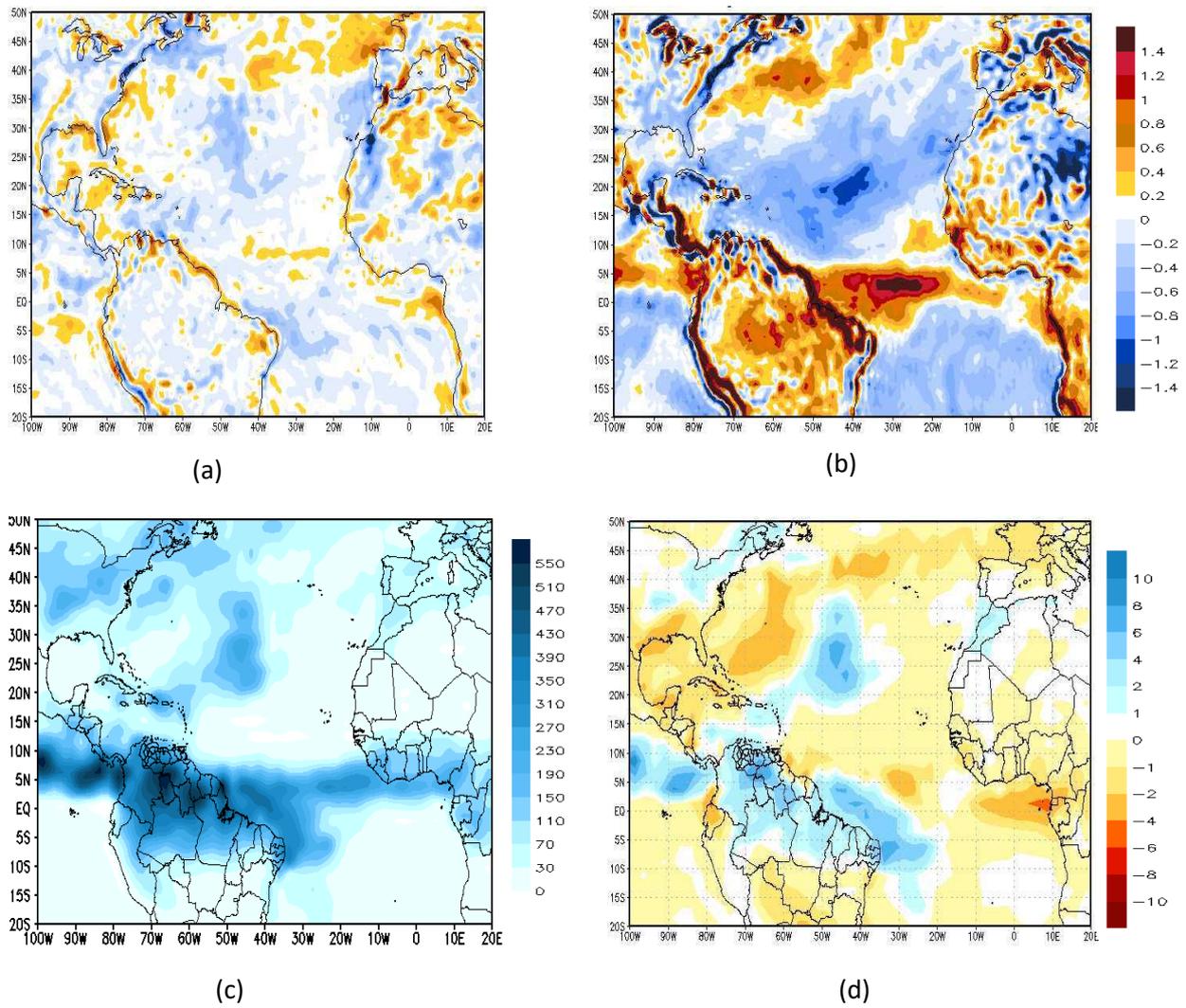


Figura 54. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à maio de 2011. Fonte: Pesquisa direta.

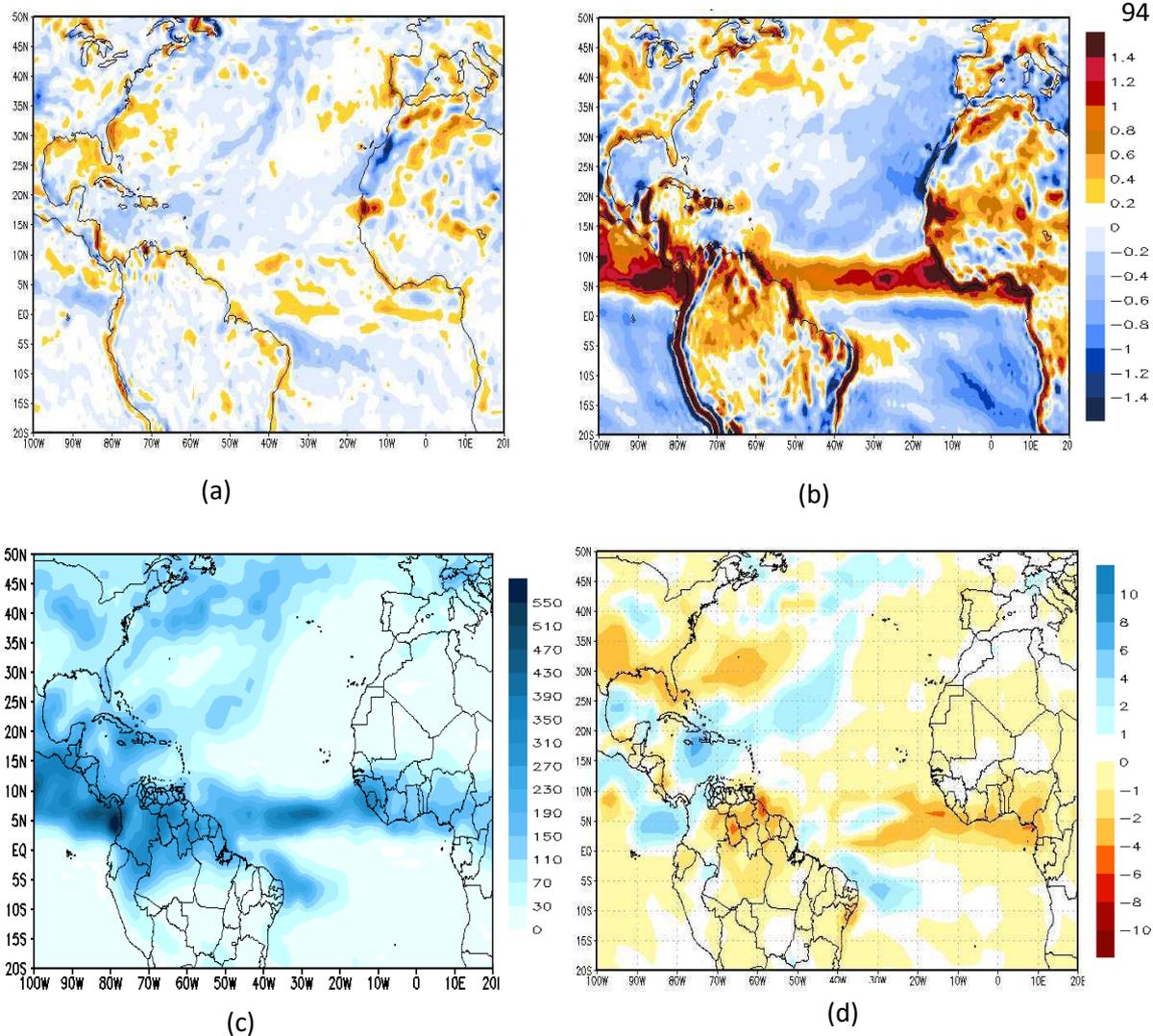


Figura 55. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à junho de 2011. Fonte: Pesquisa direta

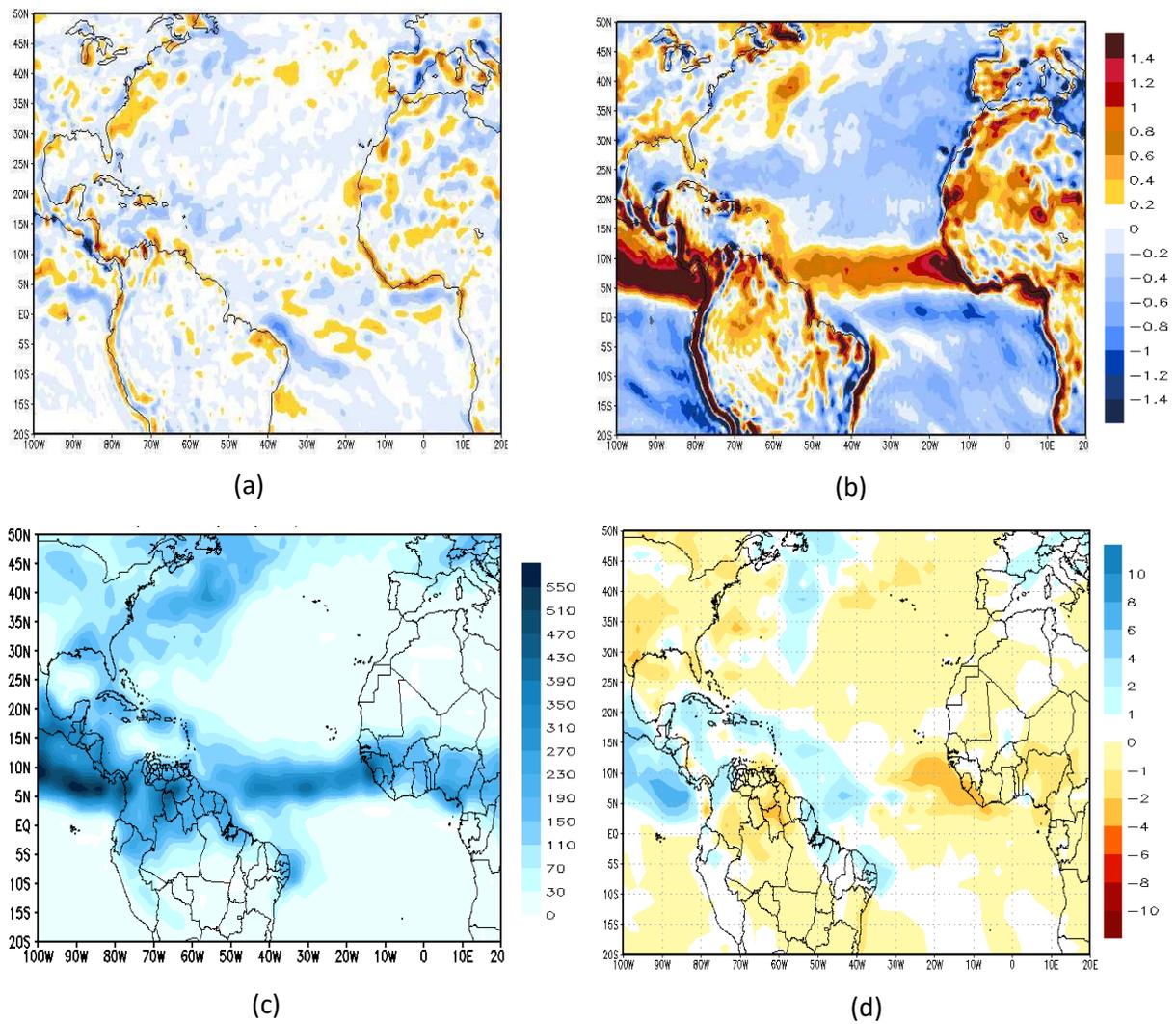


Figura 56. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à julho de 2011. Fonte: Pesquisa direta

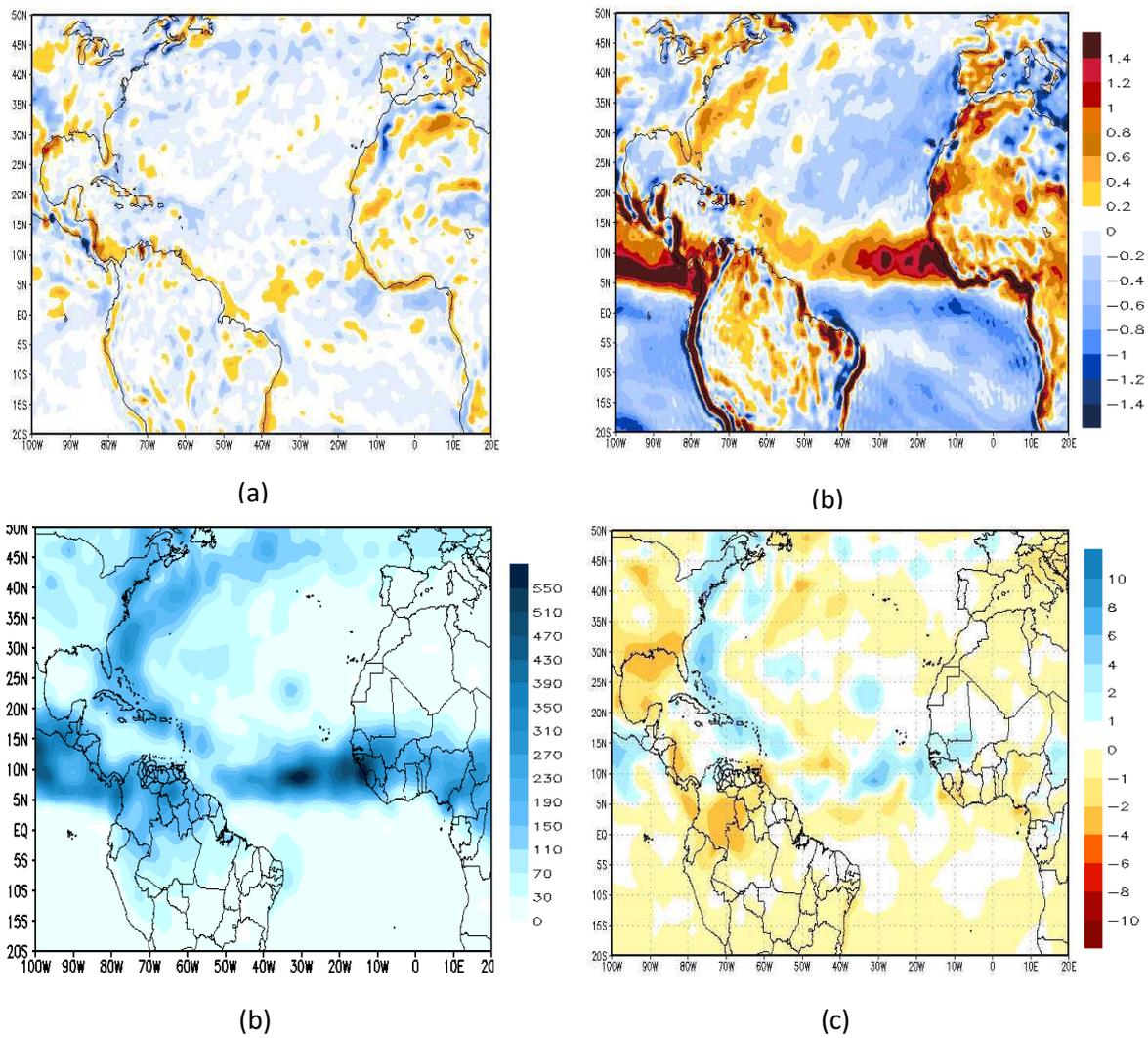


Figura 57.a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à agosto de 2011. Fonte: Pesquisa direta

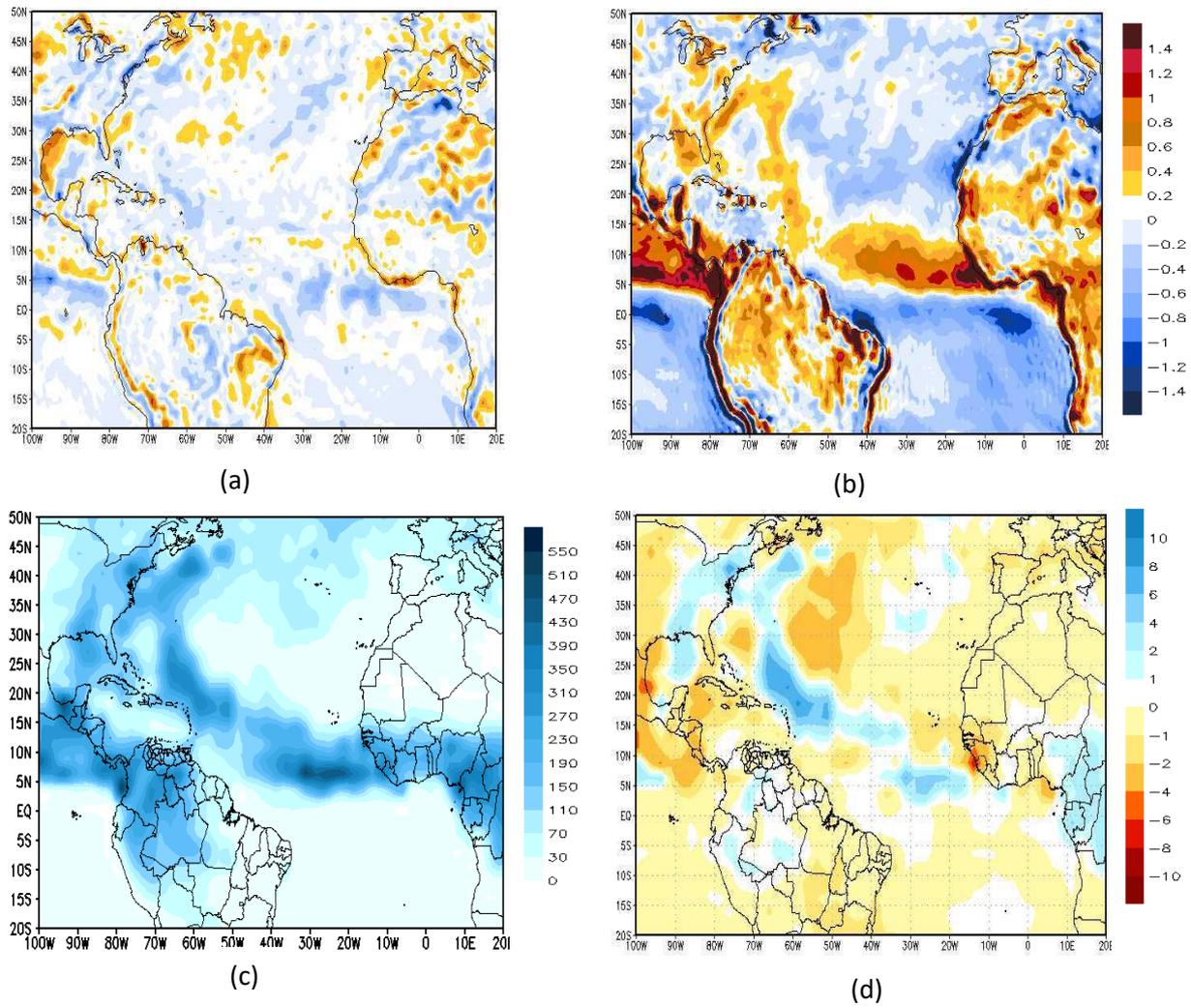


Figura 58. (a) Divergência do vento em baixos 850 hPa (esquerdo); (b) divergência em altos 250 (hPa); (b) Precipitação anual (mm); (c) Anomalia de precipitação, referente à setembro de 2011. Fonte: Pesquisa direta.

CONCLUSÕES

O ano de 1985 foi marcado por anomalias positivas de chuvas sobre e o atlântico adjacentes desde a pré-estação, em janeiro, até o final da estação chuvosa em maio. As anomalias positivas em maio ultrapassaram 2mm\dia. Durante todo este período, o atlântico norte tropical foi marcado por um forte resfriamento na parte central e a oeste da bacia, e teve com principal causa:

- ✓ A perda de calor latente do oceano para atmosfera, tendo a intensificação dos ventos alísios.
- ✓ Já na parte oeste da bacia, os principais mecanismos de resfriamento foram oceânicos, com candidatos naturais, sendo a intensificação das correntes das canárias e a advecção dessas águas mais frias, ambas tendo maior intensidade devido a intensificação dos alísios.
- ✓ Outro forçamento importante para as chuvas foi um enfraquecimento da alta subtropical do atlântico Sul, principalmente na parte oeste da bacia.
- ✓ Com anomalias de menor convergência principalmente no lado leste do atlântico tropical sul, provocou enfraquecimento dos alísios, o que produziu anomalias quentes no atlântico sul, devido a diminuição do fluxo de calor latente para cima. Este efeito provavelmente serviu como mecanismo de retroalimentação positiva, intensificando a convergência vento e as chuvas.
- ✓ No mês de maio houve o surgimento de uma baixa anômala, provavelmente devido ao excesso de chuvas, o que contribuiu para estender o período úmido, muito embora a convergência anômala dos ventos continue sendo principalmente a da componente zonal.

O Atlântico Norte tropical inicia o ano de 2011 aquecido, porém a intensificação dos ventos alísios entre janeiro, fevereiro e março faz com que a bacia arrefeça por dois efeitos, isso ocorreu devido:

- ✓ O aumento do fluxo de calor latente para cima foi o principal mecanismo na parte oeste e central, e um importante mecanismo na parte leste também, onde, no entanto predominam a intensificação da Ressurgência da Corrente das Canárias e a advecção dessas águas mais frias.

- ✓ O Atlântico Sul Equatorial sofre um ligeiro aquecimento ao longo dos mesmos meses, provavelmente devido a uma pequena diminuição no fluxo de calor latente cedido à atmosfera, associada a uma pequena diminuição da intensidade dos alísios.
- ✓ Os alísios sobre o Atlântico Leste são menos sensíveis a alterações na componente meridional da força de gradiente de pressão. No Atlântico Oeste Equatorial, a convergência destas anomalias de vento está associada a anomalias positivas de chuva, sugerindo que as alterações na intensidade da ASAS sejam uma importante causa para o excesso de precipitação.
- ✓ No mês de maio apresentou o desenvolvimento de uma baixa anômala sobre o oeste do Atlântico, pelo menos em parte devido ao excesso de chuvas. A evidência do papel das chuvas para a formação deste padrão pode ser vista na anomalia da circulação vertical zonal, que mostra uma célula anômala com ramo ascendente no Oeste e descendente no leste.

O Atlântico Norte tropical iniciou o ano de 2009 com o resfriamento, isso ocorreu devido:

- ✓ A intensificação dos alísios provocou anomalias de maior fluxo de calor latente para cima, o que leva à expansão e intensificação das anomalias frias durante fevereiro e março.
- ✓ Em abril e maio, as anomalias que se estabeleceram sobre toda a bacia do Atlântico equatorial sul, e sobre essa anomalia houve convergência e isso causou a intensificação das anomalias positivas de chuva.
- ✓ No Atlântico Sul Equatorial houve anomalias de maior fluxo para cima na parte leste da bacia, cujo formato e posição indicou serem causadas pela supressão da ressurgência equatorial, nos meses de fevereiro, março e maio.
- ✓ Na parte oeste da bacia, de fevereiro a maio, houve redução do fluxo de calor para cima, associada com a redução na magnitude dos alísios, na parte oeste da bacia, que provocou o surgimento das anomalias quentes.
- ✓ No mês de abril houve formação de uma célula anômala de circulação vertical, com ramo descendente sobre o oeste do Atlântico e sobre o Nordeste, algo que sem dúvida contribuiu para atenuar as anomalias positivas de chuva. Isto mostrou que o desenvolvimento de anomalias positivas de chuva no leste do Atlântico

pode, em alguns casos, ser prejudicial à estação chuvosa no Nordeste brasileiro, por introduzir anomalias de movimento descendente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J.M.B.; REPELLI, C.A. **A variabilidade pluviométrica no setor norte do nordeste e os eventos El Niño/Oscilação Sul (ENOS)**. RBMet., 7(2): 583-592, 1992.

ARAÚJO, J. C. **Recursos hídricos em regiões semiáridas**. In: GHEYI, H. R. et al. (Ed.). Recursos hídricos em regiões semiáridas. Campina Grande: Insa; Cruz das Almas: UFRB, 2012. p. 29-43.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1975.

ALVES, K.M.A.S. ;CAVALCANTI, L.;NÓBREGA, R.S. **Eventos extremos e risco de inundação: uma análise do comportamento evolutivo dos distúrbios ondulatórios de leste em junho de 2010 sobre a bacia do Rio Una Pernambuco**. Geotextos (Online), v. 9, p. 173-189, 2013.

BRITO, J.I.B.; NOBRE, C.A.; ZARANZA, A.R. **A precipitação da pré-estação e a previsibilidade da estação chuvosa do norte do Nordeste**. Climanálise, 6(6): 39-41, 1991.

CHAVES, R.R. **Conexões entre a temperatura da superfície do oceano Atlântico e a convecção de verão sobre a América do Sul e as áreas adjacentes**. Tese de Doutorado em meteorologia. INPE, São José dos campos, 2004.

CHAN, S. C. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano atlântico equatorial Sul**. 1990. 89 f. Dissertação (Mestrado) – INPE São José dos Campos, 1990.

CHARNEY, J.; STONE, P.; QUIRK, W. J.; **Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism**. Science, v. 187, p. 434-435, 1975.

CHU, P.S.; **Diagnostic studies of rainfall anomalies in Northeast Brazil**. Monthly Weather Review V. 111, P. 1655-1664. 1983

DIAZ, A., STUDZINSKI C. D. S., MECHOSO, C. 1998: **Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature the Pacific and Atlantic Oceans.** Aceito para publicação no Journal of Climate.

FOLTZ, G. R., and M. J. McPhaden R. Lumpkin, 2012: **A strong Atlantic meridional mode event in 2009: The role of mixed layer dynamics.** J. Climate, 25, 363–380, doi:10.1175/JCLI-D-11-00150.1.

FERREIRA, N. S., **Zona de Convergência Intertropical. Climanálise Especial.** Edição Comemorativa de 10 anos, FUNCEME, pp. 136–139, 1996.

RUGG, A., G. R. FOLTZ, and R. C. Perez, 2016: **Role of mixed layer dynamics in tropical North Atlantic interannual sea surface temperature variability.** J. Climate, 29, 8083-8101, doi:10.1175/JCLI-D-1500867.1.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixa frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, S.J. Campos, Brasil. (INPE - 2685 - TDL/126), 1983.

GRIMM, A.M.; AMBRIZZI, T. **Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales.** In: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene. v. 14, p 159-191. 2009.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Some aspects of circulation and climate over Equatorial atlantic.** Monthly weather. Review, v.105, n 8, p. 1019-1023, 1977.

HASTENRATH, S.; HELLER, L.; **Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. Quart.** Journal Royal, V. 103, P. 77-92, 1977..

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. **Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies.** Journal of Climate, v.6, p.743-758, 1993b.

HASTERNRATH S.; **Interannual variability and Annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector.** American Meteorological Society V. 112 p. 1097-1107. 1984.

KOUSKY, V. E **Frontal influences on Northeast Brazil.** Monthly Weather Review, 107, p.1140-1053, 1979.

KAYANO, M. T.; ANFREOLI, R. V. **Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies.** J. Geophys. Res., v. 109, n. C11011, DOI:10.1029/2014JC002429,2004.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. **Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections.** Reviews of Geophysics, v. 45, 2007.

MELO, A.B.C et al. **Zona de Convergência Intertropical.** TEMPO E CLIMA NO BRASIL, São Paulo: cáp 2, 2009.

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

MELO, A.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. **Zona de convergência intertropical do atlântico.** Tempo e Clima no Brasil, São Paulo: Oficina de texto, Cáp.2, 2009.

MACHADO, C.C.C., NÓBREGA, R.S, OLIVEIRA, T.H., ALVES, K.M.A.S. **Distúrbio Ondulatório de Leste como Condicionante a Eventos Extremos de Precipitação em Pernambuco.** Revista Brasileira de Climatologia, 8, v. 11, 2012.

MOLION, L. C. B; BERNARDO, S, O; **Uma revisão dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

MCPHADEN, M. J. **El Niño and La Niña: Causes and global consequences.** Encyclopedia of Global Environmental Change, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, p. 353-370, 2002.

MOLION, L. C. B; BERNARDO, S. O; **Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro.** In: XI congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. Anais do XI CBMET. Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 2000.

MOURA, A. D.; HASTENRATH, S. **Climate prediction for Brazil's Nordeste: performance of empirical and numerical modeling methods.** Journal of Climate, v. 17, p. 2667-2672, 2004.

MENEZES, H. E. A.; SILVA, R. M.; ALVES, L. M.; CAMARGO JÚNIOR, H. **Análise subjetiva da simulação de precipitação do modelo Eta climático para o Nordeste do**

Brasil no período entre janeiro e março de 2003. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, XIII, 2003, Santa Maria-RS. Anais: Santa Maria-RS: SBA, 2003a, p. 811-12.

MACHADO, C.C.C., NÓBREGA, R.S, OLIVEIRA, T.H., ALVES, K.M.A.S. **Distúrbio Ondulatório de Leste como Condicionante a Eventos Extremos de Precipitação em Pernambuco.** Revista Brasileira de Climatologia, 8, v. 11, 2012

MOLION, L. C. B. **Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação.** Revista Brasileira de Meteorologia, 2, p.107-117, 1987.

NATORI, A.A. **Relações entre precipitação no Sudeste da América do Sul e TSM nos oceanos pacífico e Atlântico.** Dissertação de mestrado em meteorologia. IAG/USP São Paulo, 2003.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. **Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America.** Journal of Climate, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

NAMIAS, J.; **Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil,** Tellus, N. 24, P. 336-42, 1972.

NOBRE, P.; MELO, A. B. C. **Variabilidade climática intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000.** Revista Climanálise, 2001.

NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. **Dynamical Downscaling of Seasonal Climate Prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI.** Bulletin of the American Meteorological Society, p. 2787-796, 2001.

NOBRE, C.A.; MOLION, L.C.B. **The Climatology of drought and drought prediction. The Impact of Variations on Agriculture,** v.2, p.305 - 323, 1988.

PHILANDER S.G. H. **Ocean- Atmosphere interactions in the tropics: A Review of Recent theories and models.** 1991. Princeton University, Princeton, New Jersey.

PEZZI, L., e SOUZA, L.B. **Variabilidade de mesoescala e interação oceano atmosfera no Atlântico Sudoeste,** TEMPO E CLIMA NO BRASIL, São Paulo: Oficina de Texto, cáp 24, 2009.

PIKE, A.C. **Intertropical convergence zone studied with in interacting atmosphere and ocean model.** Monthly weather Review, v.99, n 6, p. 469-477, 1971.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. San Diego: Academic Press, 1990.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. **The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic Sea Surface Temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study**. *Climate Dynamics*, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. **Climate of Brazil's Nordeste and Tropical Atlantic Sector: Preferred Time scales of variability**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 2, p. 153-160, 2014.

ROPELEWSKI, C.F e HALPERT, M. S. **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El nino/Southern Oscillation**. Climate Analysis Center Nacioanal Meteorological Center, NW Sinoa, Washington , DC, 1983.

STUDART, T. M.C. **Aspecto climático do Nordeste Brasileiro**. *Hidrologia*. Cáp.4, 2002.

SANTOS, A.H.M., ARAGÃO, M.R.S., CORREIA, M.F., ARAUJO, H. A., SILVA, A.B. **Distúrbio Ondulatório de Leste e seus impactos na cidade de Salvador**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo , v. 27, n. 3, p. 355-364, 2012 .

SARAVANAN, R.; CHANG, P.; **Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño Southern Oscillation**. *Journal climate*. v. 13, p. 2177-2194, 2000.

STRANG, D. M. G. D. **Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste brasileiro**. São José dos Campos: CTA/IAE, 1972.

SARAVANAN, R.; CHANG, P.; **Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño Southern Oscillation**. *Journal climate*. v. 13, p. 2177-2194, 2000.

SANTOS, A.H.M., ARAGÃO, M.R.S., CORREIA, M.F., ARAUJO, H. A., SILVA, A.B. **Distúrbio Ondulatório de Leste e seus impactos na cidade de Salvador**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo , v. 27, n. 3, p. 355-364, 2012.

SKIELKA, U.T. **Estudo numérico da evolução da camada de mistura oceânica do Atlântico equatorial utilizando o modelo GOTM**. Departamento de Ciências Atmosféricas Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Universidade de São Paulo, 2008.

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. **The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation.** National Center for Atmospheric Research, *Boulder, Colorado. *Journal of Climate*. Vol 13, 2000.

TRENBERTH, K. E. **The definition of el nino.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

TOURRE Y. M.; RAJAGOPALAN B.; KUSHNIR Y.; **Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean Region During the Last 136 Years.** *Journal of Climate*. 1998.

UVO, C. R. B. e Nobre, C. A., 1989: **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil.** Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. *Climanalise*, Vol. 4, número 07, 34 – 40.

UVO, C. R. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S., KUSHNIR, Y. 1998: **The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation.** *Journal of Climate*, 11: 551-562.

VIRJI, H. **A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds.** *Monthly Weather Review*, 109, 599–610. 1981.

VENEGAS S. A., MYSAK L. A., STRAUB D. N. **Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic.** *Journal Climate*. American Meteorological Society. Vol. 10. 1997

Xie, S-P., and J. A. Carton, 2004: **Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts.** *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr.*, Vol. 147, Amer. Geophys. Union, 121–142.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; SILVA-DIAS, M. A. F.; SILVA-DIAS, P. L. **Interrelações entre Eventos ENOS (ENSO), a ZCIT (ITCZ) no Atlântico e a Chuva nas Bacias Hidrográficas do Ceará.** *Revista Brasileira Recursos Hídricos*, v. 8, n. 2, p. 111-126. 2003.

WARD, M. N., FOLLAND, C. K **Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea surface temperature.** *Int. Journal Climatology*. V. 11, p. 711-743, 1991.

ZIN, W. Z. W., JAMALUDIN, S., DENI, S. M., JEMAIN, A. A. **Recent changes in extreme rainfall events in Peninsular Malaysia: 1971 – 2005.** Theoretical and Applied Climatology, v. 99, p. 303-314, 2010.