

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Danielson Jorge Delgado Neves

**Padrões atmosféricos associados aos Distúrbios
Ondulatórios de Leste no Leste do Nordeste do Brasil**

Campina Grande, Maio de 2018

DANIELSON JORGE DELGADO NEVES

**PADRÕES ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS AOS DISTÚRBIOS
ONDULATÓRIOS DE LESTE NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

Tese de Doutorado submetido ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Subárea: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientadores: Prof.^a Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

**CAMPINA GRANDE - PB
MAIO DE 2018**

N518p

Neves, Danielson Jorge Delgado.

Padrões atmosféricos associados aos distúrbios ondulatórios de Leste do Nordeste do Brasil / Danielson Jorge Delgado Neves. – Campina Grande, 2018.

174 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.

"Orientação: Profa. Dra. Clénia Rodrigues Alcântara, Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".

Referências.

1. Distúrbios Ondulatórios de Leste. 2. Vento Meridional. 3. Vorticidade de Curvatura. 4. Anomalia de Umidade. 5. NEB - Nordeste do Brasil. I. Alcântara, Clénia Rodrigues. II. Souza, Enio Pereira de. III. Título.

CDU 551.51(043)


DANIELSON JORGE DELGADO NEVES

PADRÕES ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS AOS DISTÚRBIOS ONDULATÓRIOS
DE LESTE NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL

TESE APROVADA EM 18/06/2018


BANCA EXAMINADORA


Prof. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
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. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


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


Prof. Dr. WEBER ANDRADE GONÇALVES
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte


Dr. JOSÉ GUILHERME MARTINS DOS SANTOS
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

DEDICO

Às mulheres que influenciaram e contribuíram na minha formação pessoal e acadêmica....
Minha família: à minha mãe Natália Faria, minha avó Augusta Delgado, minha irmã Zuleica Sanches e minhas tias Maria de Lourdes, Maria Alcinda e Sandra Helena. A minha nova família: minha esposa Nizely Costa, minha sogra Norma Costa, minha cunhada Narrely Costa. À todas as minhas professoras, em especial a D. Edna Monteiro.

AGRADECIMENTOS

À Deus pela saúde, pela sabedoria, por me guiar, por me dar forças nos momentos de fraqueza e pela oportunidade de adquirir os conhecimentos que culminaram na conclusão desta tese.

Aos meus orientadores Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara e Prof. Dr. Ênio Pereira de Souza por terem aceitado me acompanhar nesta jornada, ter acreditado na viabilidade do projeto compartilhando ideias e ensinamentos, além de todo suporte técnico, científico e psicológico provido ao longo dos anos do Doutorado.

À valiosa colaboração do Dr. Guilherme Martins, Dr. Chris Thorncroft e Dr. Alan Brammer na compreensão e aplicação de parte da metodologia utilizada, que conduziu à obtenção de grande parte dos resultados apresentados.

À banca examinadora por ter aceitado avaliar este trabalho, cujas valiosas considerações contribuem sobremaneira para o aperfeiçoamento do documento final da tese.

Aos professores e funcionários do departamento de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, por todo o conhecimento transferido e serviços prestados.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento concedido a esta pesquisa por meio de bolsa de doutorado concedida em março de 2014 e pela bolsa de doutorado sanduíche concedida via edital PDSE 19-2016.

À Universidade Federal de Campina Grande e à Universidade do Estado de Nova York em Albany por toda a estrutura física, suporte computacional e científico disponibilizados que contribuíram para a realização desta pesquisa.

À minha esposa Nizely Costa por ser companheira de todas as horas compartilhando a aventura da vida e contribuindo para aliviar os momentos de estresse. Agradecimentos especiais pela torcida, paciência e por todo suporte prestado na edição de figuras.

À amizade e colaboração de Bruno Zanetti, além da amável acolhida de Christian Yarlequé e família, Ernesto Shakori, Lourdes Muenala e família durante hospedagem em Albany.

Às minhas amigas irmãs Narrely Costa, Milla Costa, Bami Moreira, Candida Gomes por toda atenção, preocupação com o meu bem-estar e torcida pela minha evolução profissional.

À todos meus amigos e colegas que de uma forma ou de outra contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, seja por meio de dicas de programação, sugestão de leituras, como de momentos de descontração e alegria, aliviando as preocupações da mente.

RESUMO

O presente estudo se propõe a avançar no conhecimento sobre Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) que atuam sobre o litoral do Nordeste do Brasil (NEB), usando um recorte temporal de 16 anos (2000 a 2015). Por meio da aplicação de técnicas de identificação do cavado associado ao sistema, procura-se investigar padrões atmosféricos associados à sua ocorrência, o acoplamento da umidade ao sistema e aprofundar o conhecimento das suas características dinâmicas e termodinâmicas, utilizando dados de reanálise, satélite e observacionais. Por meio dos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado na banda de 2 a 6 dias com o filtro de Lanczos, foi identificado o sinal de cavados e cristas associados a ondas no fluxo de leste nos níveis de 925 hPa, 850 hPa e 700 hPa, sendo mais evidente em 700 hPa, revelando ondas mais amplas nesse nível. Visando eliminar o ruído associado a outros sistemas de escalas coincidentes e filtrar os cavados menos intensos, foi utilizada a vortacidade de curvatura na função de corrente filtrada (2-6 dias) para a identificação dos cavados próximo ao NEB. Foram identificados cavados durante todos os meses do ano, tanto por meio da componente meridional do vento filtrado, como pela vortacidade de curvatura filtrada. As datas em que se identificaram os cavados na vortacidade de curvatura filtrada foram utilizadas para calcular os campos médios e os campos anômalos de uma série de variáveis. Resultados indicaram campos médios, na qual os cavados estavam inseridos, entre fevereiro e novembro coerente com a climatologia, com maior precipitação sobre o leste do NEB entre maio e julho. Os campos anômalos apresentaram uma atmosfera seca no eixo dos cavados, úmida na dianteira e na retaguarda dos cavados entre os baixos e médios níveis da troposfera, contrariando a literatura sobre os DOL no leste do NEB, porém, com características semelhantes ao padrão de umidade das ondas Mistras Rossby Gravidade. Foram analisados três casos de DOL, aplicando um método objetivo de identificação com sucesso, porém sem imposição de limiares de vortacidade de curvatura. Os casos permitiram confirmar os padrões anômalos observados nos compostos e verificou-se uma atuação conjunta do DOL com sistemas frontais, ciclones e ondas mistas Rossby Gravidade, cuja interação pode estar associada a dois momentos de precipitação sobre o litoral do NEB antecedendo e sucedendo a passagem do cavado do DOL.

Palavras-Chave: Distúrbios Ondulatórios de Leste, vento meridional, vortacidade de curvatura, anomalia de umidade, NEB.

ABSTRACT

The present study intends to advance the knowledge about Easterly Wave Disturbances (EWD) that act on the coast of Northeast Brazil (NEB), using a temporal cut of 16 years (2000 to 2015). Through the application of techniques to identify the trough associated to the system, it is sought to investigate the atmospheric patterns associated with its occurrence, the moisture coupling to the system and to deepen the knowledge of its dynamic and thermodynamic characteristics, using reanalysis, satellite and observational data. Through Hovmöller diagrams of filtered meridional wind component in the 2-6 days band, using the Lanczos filter, it was possible to identify the signal of troughs and ridges associated with waves in the easterly flow at levels of 925 hPa, 850 hPa and 700 hPa, being most evident at 700 hPa, revealing larger waves at that level. To eliminate the noise associated with other coincident scale systems and to filter the less intense troughs, the filtered curvature vorticity in the stream function (2-6 days) was used to identify the troughs near NEB. Troughs were identified during all months of the year, both through the filtered meridional wind component, and through the filtered curvature vorticity. The dates in which the troughs were identified in the filtered curvature vorticity were used to calculate the mean fields and the anomalous fields of a series of variables. Results indicated average fields, in which the troughs were inserted, between February and November consistent with the climatology, with greater precipitation on the east of the NEB between May and July. The anomalous fields presented dry atmosphere in the axis of the troughs, humid atmosphere in the front and the rear of the troughs from low to middle troposphere, contrary to what the literature presents for the EWD in the east of the NEB, however, with characteristics similar to the moisture pattern of the Mixed Rossby Gravity waves. Three cases of EWD were analyzed, applying an objective identification method successfully, but without imposition of curvature vorticity thresholds. The cases allowed to confirm the anomalous patterns observed in the composites and it was verified a joint action of the EWD with frontal systems, cyclones and mixed Rossby Gravity waves, whose interaction can be associated to two moments of precipitation on the coast of NEB preceding and succeeding the passage of the EWD troughs.

Key Words: Easterly Wave Disturbances, meridional wind, curvature vorticity, moisture anomaly, NEB.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 -** Distribuição espacial da precipitação mensal acumulada climatológica (1981-2010) em milímetros (mm). Fonte: INMET - Normais Climatológicas dos Brasil..... **Pág. 26**
- Figura 2 -** Distribuição espacial da precipitação climatológica (1960-1990) mensal acumulada em (A) fevereiro, março, abril, (B) maio, junho, julho (C) agosto, setembro, outubro, (D) novembro, dezembro, janeiro (Pereira e Cavalcanti, 2014)..... **Pág. 27**
- Figura 3 -** Modelo conceitual de um DOL no HN (região do Caribe). As linhas de corrente (vermelho) mostram o escoamento entre 3.000m e 4.600 m, as linhas tracejadas (pretas) mostram as isóbaras em superfície e as linhas cheias (brancas) indicam os eixos dos cavados em superfície e a 3-4 quilômetros acima desta, mostrando inclinação para leste com a altura. Fonte: adaptação de Riehl (1954) feita pelo The COMET Program (2007)..... **Pág. 33**
- Figura 4 -** Regiões onde se observa ou há indícios de propagação de ondas de leste segundo Berry *et al.* (1945)..... **Pág. 34**
- Figura 5 -** (a) Estrutura horizontal, em baixos níveis e (b) estrutura vertical de uma onda de leste no HS. Fonte: Coutinho e Fisch 2007 adaptado de Hall (1989, p.178)..... **Pág. 35**
- Figura 6 -** Área de gênese de DOL detectado com dados de ROLE entre 2006 e 2010. Fonte: Pontes da Silva (2011)..... **Pág. 38**
- Figura 7 -** Estatística dos DOL rastreados no nível de 850 hPa: a) Densidade de gênese por unidade de área (~ 103 km²). b) Densidade de trajetória por unidade de área (~ 103 km²). c) Densidade de dissipação por unidade de área (~ 103 km²). d) Taxa de crescimento e decaimento por unidade de dia. Fonte: Gomes (2012)..... **Pág. 39**
- Figura 8 -** Mapas de Tb anômalo (sombreado), função de corrente (contornos) e vento (vetores) associados com uma perturbação de -20 K na Tb da onda MRG no ponto base 7,5° N, 172,5° E, para (a) o dia 0 em 850 hPa, (b) dia +1 em 850 hPa, e (c) dia 0 em 200 hPa. O intervalo de contorno é de $4 \times 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, com contornos negativos em tracejado. O sombreado escuro (claro) é para perturbações negativas (positivas) de Tb de $\pm 10 \text{ K}$ e 3 K . Tb e os vetores de vento são localmente significativos no nível de 95%, com os maiores vetores em torno de $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Fonte: Kiladis *et al.* (2009)..... **Pág. 51**
- Figura 9 -** Seções de tempo vs. altitude de anomalias de (a) vento meridional, (b) temperatura, e (c) umidade específica em Majuro (7,1° N, 171,4° E), na escala de uma perturbação de -20 K para Ondas Mistas Rossby-Gravidade (MRG) na Temperatura de brilho (Tb) filtrada no ponto de grade mais próximo no dia 0. O intervalo de contorno é $0,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para vento, $0,1 \text{ K}$ para temperatura e $0,1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ para umidade específica, com contornos negativos tracejados. O sombreado escuro representa perturbações positivas. A anomalia de Tb associada é mostrada no topo em K. Fonte: Kiladis *et al.* (2009)..... **Pág. 52**
- Figura 10 -** Área de estudo, com destaque para caixa “A” com dimensões $10^\circ(\text{lat}) \times 10^\circ(\text{lon})$, localizada entre 35° W a 25° W e 12° S a 2° S , onde serão analisados os cavados que atingem o litoral do leste do NEB..... **Pág. 55**

- Figura 11** - Função de resposta para o filtro de Lanczos na banda de 2 a 6 dias com diferentes pesos: 11 (—), 21 (— —), 61 (-----), 121 (— - —), 181 (— - -), aplicado a dados diários..... **Pág. 59**
- Figura 12** - Explicação esquemática do cálculo da Vorticidade de Cisalhamento: a) Vetor referência "n" vermelho, b) Projeção do vetor "n" em relação aos demais, c) Vetor "verde" gerado a partir de "n" e d) Projeção das componentes dos vetores A-D. Extraído de Oliveira (2013) - Adaptado de Berry et al. (2007)..... **Pág. 63**
- Figura 13** - Diagrama esquemático representando a estrutura complexa da Onda de Leste. Contornos em cinza mostram a função de corrente; contornos em preto representam a advecção de vorticidade de curvatura na função de corrente pelo vento não divergente indicado por "A"; a linha grossa preta é o zero (Eq. 8); linha preta contínua é positivo e linha preta tracejada é negativo. Fonte: Adaptado de Berry *et al.* (2007)..... **Pág. 64**
- Figura 14** - Exemplo da identificação objetiva do JLA e dos eixos de cavados associados à OLA às 12 UTC do dia 12 de setembro de 2004. Fonte: Berry *et al.* (2007)..... **Pág. 65**
- Figura 15** - Diagrama esquemático de uma onda se propagando no plano horizontal de leste para oeste no hemisfério sul, de um instante t_1 para um instante t_2 , ($t_2 > t_1$), com representação das cristas e dos cavados se movendo sobre a longitude de 35° W, simbolizando o litoral do NEB..... **Pág. 67**
- Figura 16** - Diagramas de Hovmöller: (a) vento meridional ($m.s^{-1}$), (b) vento meridional ($m.s^{-1}$) filtrado (2 a 6 dias), média na faixa de 12° S a 2° S (c) ROLE ($W.m^{-2}$) filtrada (2 a 6 dias) centrado em 2° S, 6° S e 10° S, para maio de 2006. A linha tracejada indica a posição do litoral do NEB nas ditas faixas de latitude..... **Pág. 70**
- Figura 17** - Semelhante à Figura 16, porém para o mês de junho de 2006..... **Pág. 72**
- Figura 18** - Semelhante à Figura 16, porém para o mês de julho de 2006..... **Pág. 73**
- Figura 19** - Diagramas de Hovmöller da (a) Vorticidade de Curvatura (VC); (b) VC filtrado, média na área 12° S a 2° S (linha tracejada indica posição aproximada do leste do NEB); (c) séries temporais de VC (barra cinza), VC filtrada (linha preta) em 700 hPa e precipitação do GPCP (barra preta), média na área (12° S: 2° S; 35° W: 25° W); (d) precipitação (INMET) nas capitais do leste do NEB em maio de 2006..... **Pág. 78**
- Figura 20** - Semelhante à Figura 19, porém para junho de 2006..... **Pág. 79**
- Figura 21** - Semelhante à Figura 19, porém para julho de 2006..... **Pág. 80**
- Figura 22** - Total de casos de cavados identificados sobre área próxima ao NEB (12° S: 2° S; 35° W: 25° W), por meio dos mínimos de vorticidade de curvatura filtrado para (a) fevereiro, março, abril, (b) maio, junho, julho (c) agosto, setembro, outubro, novembro para cada ano no período entre 2000 e 2015..... **Pág. 85**
- Figura 23** - Total de casos de cavados identificados sobre área próxima ao NEB (12° S: 2° S; 35° W: 25° W), por meio dos mínimos de vorticidade de curvatura filtrado para (a) o período 2000 a 2015, dos meses entre fevereiro e novembro (b) para cada ano do período entre 2000 e 2015..... **Pág. 86**

Figura 24 - Variância da vorticidade de curvatura filtrada (2-6 dias) para cada mês entre fevereiro e novembro do período de 2000 a 2015.....	Pág. 87
Figura 25 - Compostos de (a) vorticidade de curvatura em 700 hPa; (b) umidade específica (sombreado), vento horizontal (linha de corrente), valores negativos ômega (contorno vermelho) e valores negativos de vorticidade potencial (contorno roxo) em 700 hPa; (c) ROLE e (d) precipitação (GPCP), para fevereiro (2000-2015), com um total de 61 cavados.....	Pág. 89
Figura 26 - Semelhante à Figura 23, porém, para março (2000-2015), com um total de 70 cavados.....	Pág. 90
Figura 27 - Semelhante à Figura 23, porém, para abril (2000-2015), com um total de 78 cavados.....	Pág. 91
Figura 28 - Semelhante à Figura 23, porém, para maio (2000-2015), com um total de 82 cavados.....	Pág. 92
Figura 29 - Semelhante à Figura 23, porém, para junho (2000-2015), com um total 76 cavados.....	Pág. 92
Figura 30 - Semelhante à Figura 23, porém, para julho (2000-2015), com um total 79 cavados.....	Pág. 93
Figura 31 - Semelhante à Figura 23, porém, para agosto (2000-2015), com um total 86 cavados.....	Pág. 94
Figura 32 - Semelhante à Figura 23, porém, para setembro (2000-2015), com um total 75 cavados.....	Pág. 94
Figura 33 - Semelhante à Figura 23, porém, para outubro (2000-2015), com um total 67 cavados.....	Pág. 95
Figura 34 - Semelhante à Figura 23, porém, para novembro (2000-2015), com um total 69 cavados.....	Pág. 96
Figura 35 - Compostos de anomalia de vorticidade potencial (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e anomalia de umidade específica (contorno vermelho=negativo; azul=positivo) no nível de 700 hPa, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (<i>lag</i> 0), para os meses de fevereiro a novembro, calculados no período de 2000 a 2015. A unidade de vorticidade potencial é PVU ($1\text{PVU}=10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), no entanto a anomalia de vorticidade potencial é múltiplo de 10^{-2} , ou seja, $1 \times 10^{-2} \text{ PVU}$ ($10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$).....	Pág. 98
Figura 36 - Compostos de anomalia de ROLE para os meses de fevereiro a novembro, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (<i>lag</i> 0), no período de 2000 a 2015.....	Pág. 100
Figura 37 - Compostos de anomalia de precipitação (GPCP) para os meses de fevereiro a novembro, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (<i>lag</i> 0), no período de 2000 a 2015.....	Pág. 102
Figura 38 - Compostos de vorticidade de curvatura, para o trimestre maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do <i>lag</i> -4 ao <i>lag</i> 3.....	Pág. 105
Figura 39 - Compostos de anomalia de água precipitável, para o trimestre maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do <i>lag</i> -4 ao <i>lag</i> 3.....	Pág. 107
Figura 40 - Compostos de anomalia de ROLE, para o trimestre maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do <i>lag</i> -4 ao <i>lag</i> 3.....	Pág. 108

- Figura 41** - Compostos de anomalia de precipitação, para o trimestre maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do *lag* -4 ao *lag* 3..... **Pág. 109**
- Figura 42** - Perfil vertical da anomalia da componente meridional do vento e anomalia de umidade específica, compostos para maio-junho-julho no período de 2000 a 2015, apresentados do *lag* -4 ao *lag* 3..... **Pág. 111**
- Figura 43** - Variação da (a) anomalia de ROLE (b) perfil vertical da anomalia de umidade específica (sombreado) e da anomalia do vento meridional (contorno) e (c) perfil vertical da anomalia de temperatura (sombreado) e da anomalia do vento zonal (contorno), do *lag* -4 ao *lag* 4..... **Pág. 113**
- Figura 44** - Etapas da plotagem dos cavados a partir do algoritmo de identificação objetiva: 1) vetores do vento em; 2) isolinhas de função de corrente sobrepostos aos vetores do vento; 3) vorticidade de curvatura, função de corrente e vento; 4) cavados sobrepostos a vorticidade de curvatura, função de corrente e vento em 700 hPa..... **Pág. 115**
- Figura 45** - Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em maio de 2006 (INMET)..... **Pág. 116**
- Figura 46** - Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) para o período de 18 a 25 de maio de 2006 as 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 118**
- Figura 47** - Vorticidade de Curvatura (sombreado), função de corrente (contorno), vento (vetores), cavados (linha preta) e cristas (linha vermelha) no fluxo de leste no HS e cavados de oeste (linha azul) com limiar de vorticidade de $-0.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ para o período de 18 a 25 de maio de 2006 as 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 119**
- Figura 48** - Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas), vento em m.s^{-1} (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa no HS, sem limiar de vorticidade, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 as 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 121**
- Figura 49** - Anomalia de água precipitável (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 as 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 123**
- Figura 50** - Temperatura de Brilho (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 as 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 124**
- Figura 51** - Sequência de imagens do satélite Meteosat 7 no canal do infravermelho termal (canal 2: 10.5-12.5 μm), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006. Fonte: EUMETSAT - Acesso por meio do Dundee Satellite Receiving Station da University of Dundee (<http://www.sat.dundee.ac.uk/geobrowse/geobrowse.php>)..... **Pág. 125**

- Figura 52** - Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 127**
- Figura 53** - Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006..... **Pág. 128**
- Figura 54** - Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Natal de 18 a 25 de maio de 2006 correspondendo respectivamente do *lag* -4 ao *lag* 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com as 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)..... **Pág. 130**
- Figura 55** - Diagramas de Hovmöller de (a) Vorticidade de Curvatura (sombreado) e eixos de cavados (linha preta); (b) NPWI (sombreado), valor zero da componente meridional do vento (linha cinza) e eixos de cavados (linha preta); (c) Temperatura de brilho - Tb (sombreado), Tb filtrado na frequência de MRG (linhas tracejadas) e eixo dos cavados (linha vermelha), entre 12° S e 2° S para maio de 2006..... **Pág. 131**
- Figura 56** - Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em junho de 2010 (INMET)..... **Pág. 132**
- Figura 57** - Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 133**
- Figura 58** - Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas), vento em m.s⁻¹ (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa no HS, sem limiar de vorticidade, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 135**
- Figura 59** - Anomalia de água precipitável (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 138**
- Figura 60** - Temperatura de Brilho (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 136**
- Figura 61** - Composição de imagens dos satélites GOES 12 (canais 10.2 – 11.2 um) e Meteosat 9 (canal 10.8 um), para o período de 12 a 19 de junho de 2010 (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010. Fonte: NOAA/EUMETSAT – Acesso por meio do banco de imagens do DSA/CPTEC/INPE (<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goesmet15.formulario.logic>)..... **Pág. 139**
- Figura 62** - Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 141**

- Figura 63** - Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010..... **Pág. 142**
- Figura 64** - Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Fernando de Noronha de 12 a 19 de junho de 2010 correspondendo respectivamente do *lag* -4 ao *lag* 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com as 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)..... **Pág. 143**
- Figura 65** - Semelhante à Figura 55, porém, para junho de 2010..... **Pág. 144**
- Figura 66** - Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em julho de 2011 (INMET)..... **Pág. 145**
- Figura 67** - Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 147**
- Figura 68** - Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas) vento em $m.s^{-1}$ (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa no HS, sem limiar de vorticidade, para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* 4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 148**
- Figura 69** - Anomalia de água precipitável (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 150**
- Figura 70** - Temperatura de Brilho (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 151**
- Figura 71** - Composição de imagens dos satélites GOES 12 (canais 10.2 – 11.2 μm) e Meteosat 9 (canal 10.8 μm), para o período de 11 a 18 de julho de 2011 (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011. Fonte: NOAA/EUMETSAT – Acesso por meio do banco de imagens do DSA/CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goesmet15.formulario.logic>)..... **Pág. 152**
- Figura 72** - Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 154**
- Figura 73** - Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 as 12 UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011..... **Pág. 155**

- Figura 74** - Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Natal de 11 a 18 de julho de 2011 correspondendo respectivamente do *lag* -4 ao *lag* 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com as 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)..... **Pág. 157**
- Figura 75** - Semelhante à Figura 55, para julho de 2011..... **Pág. 158**
- Figura 76** - Série temporal da Oscilação Quase Bianual (QBO) - linha vermelha e do Modo Meridional do Atlântico (AMM) – linha azul, entre 2000 e 2016. Fonte: Adaptado de PSD/ESRL/NOAA <<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>>..... **Pág. 163**

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** Data dos cavados observados próximos a longitude de 35° W, por meio dos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado na escala de 2 a 6 dias (Filtro de Lanczos), média para a área entre 12° S e 2° S variando de 50° W e 30° E, no nível de 700 hPa..... **Pág. 74**
- Tabela 2** Data dos cavados observados por meio da série temporal de vortacidade de curvatura média sobre uma caixa localizada próxima ao leste do NEB (12° S: 2° S; 35° W: 25° W). As datas correspondem aos dias em que se observaram valores de vortacidade de curvatura filtrada negativos superando 1 desvio padrão (sigma), sendo considerados como possíveis eventos de DOL. A série temporal compreende todos os meses de fevereiro a novembro entre 2000 e 2015..... **Pág. 82**

LISTA DE QUADROS

Quadro 1	Estudo de DOL sobre o leste do NEB entre os anos 2000 e 2015.....	Pág. 54
Quadro 2	Casos de DOL sobre o NEB, estudados na literatura, e possíveis cavados associados identificados pelas metodologias utilizadas, ocorridos em datas próximas. -- Sem cavados.....	Pág. 84

LISTA DE SIGLAS

CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CCM	<i>Complexo Convectivo de Mesoescala</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CLAUS	<i>Cloud Archive User Services</i>
COLA	<i>Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño/Oscilação Sul
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JLA	Jato de Leste Africano
MetUM	<i>Met Office Unified Model</i>
MMA	Modo Meridional do Atlântico
MRG	Mista Rossby Gravidade
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environment Prediction</i>
NCL	<i>NCAR Command Language</i>
NE	Nordeste
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OLA	Onda de Leste Africana

OMJ	Oscilação de Madden-Julian
PTV	Pseudo Tensão do Vento
POA	Perturbações Ondulatórias nos Alísios
QBO	<i>Quasi Biennial Oscillation</i> – Oscilação Quase Bianual
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
RegCM	<i>Regional Climate Model system</i>
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UCAR	<i>University Corporation of Atmospheric Research</i>
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WRF	<i>Weather Research and Forecast model</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCEN	Zona de Convergência do Este do NE
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE QUADROS	xvi
LISTA DE SIGLAS	xvii
SUMÁRIO	xix
1 INTRODUÇÃO	21
1.1 Objetivo geral.....	24
1.2 Objetivos específicos.....	24
2 REVISÃO DE LITERATURA	25
2.1 Distribuição de precipitação no NEB.....	25
2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste.....	31
2.3 Métodos de identificação e rastreamento.....	42
2.4 Identificação Objetiva	44
2.5 Modelagem Numérica de DOL.....	47
2.6 Associação de DOL com onda Mista Rossby Gravidade.....	50
2.7 Casos de DOL	54
3 MATERIAL E MÉTODOS	55
3.1 Área de estudo e dados utilizados	55
3.2 Filtragem espaço-temporal dos dados	58
3.3 Identificação Objetiva de DOL	61
3.4 Diagramas de Hovmöller	67
4 RESULTADOS	69
4.1 Identificação de cavados na componente meridional do vento	69
4.2 Identificação de cavados pela vorticidade de curvatura.....	76
4.3 Climatologia de 16 anos cavados no campo da vorticidade de curvatura	85
4.4 Padrões atmosféricos anômalos associados à ocorrência e propagação de cavados	97
4.5 Identificação objetiva de cavados e Estudos de caso	114
Caso 1 –.....	116
Caso 2 –.....	132
Caso 3 –.....	145
5 DISCUSSÕES	159
6 CONCLUSÕES	164

7 SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS	166
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	167

1 INTRODUÇÃO

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) são sistemas tropicais de escala sinótica, definidos como perturbações no campo da pressão e do vento, que se deslocam em forma de ondas, de leste para oeste, embebidos na corrente de leste do estado básico na baixa troposfera (Riehl, 1945). Este tipo de sistema recebe denominações variadas na literatura, como por exemplo, Ondas Tropicais, Distúrbios nos Ventos de Leste, Ondas nos Ventos de Leste, Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA), Ondas de Leste Africanas (OLA), dentre outras. Destas denominações, as principais usadas no presente estudo são:

- DOL referente às ondas que atuam no Atlântico Tropical Sul (ATS) e impactam o Nordeste do Brasil (NEB);
- OLA referente às ondas que se desenvolvem sobre a costa Ocidental Africana e propagam no Atlântico Tropical Norte (ATN).

Independente da denominação, estes distúrbios são difíceis de localizar em mapas sinóticos, especialmente no Pacífico Oeste e no Hemisfério Sul (Krishnamurti *et al.*, 2013). Esta dificuldade, segundo Asnani (1993), reside no fato destes distúrbios possuírem uma intensidade relativamente fraca, quando comparada à intensidade dos cavados de latitudes médias, e não apresentarem uma estrutura homogênea. Além da escassez de dados nos trópicos que limitou por muito tempo o estudo destes sistemas atmosféricos, pois grande parte da região tropical é coberta por oceanos, onde é difícil estabelecer observatórios meteorológicos, principalmente, comparado às latitudes médias do Hemisfério Norte.

Avanços no estudo de sistemas tropicais nas últimas décadas ocorreram graças ao desenvolvimento de modelos numéricos e satélites, que proveram dados de alta resolução espacial e temporal sobre a região tropical, principalmente, nas áreas oceânicas. O estado da arte no estudo deste sistema alcançado, principalmente, por pesquisadores dos Estados Unidos da América (EUA), Europa, Índia, China e Japão, que têm apresentado grandes avanços na pesquisa sobre sistemas tropicais. Este sistema em particular, faz grande parte do seu percurso no Hemisfério Norte, sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, e é caracterizado de grande importância, na medida em que alguns destes distúrbios são precursores de tempestades tropicais e de furacões que impactam sobremaneira a região da América Central, golfo do México, ilhas no mar do Caribe, EUA, mas também em alguns casos atingindo o norte da América do Sul.

Sobre o ATS, a observação e avaliação do DOL são recentes, relativamente ao período que se tem conhecimento das OLA no Hemisfério norte. Além do DOL, nesta área, têm-se a atuação de outros sistemas tropicais, tais como: Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM); Linhas de Instabilidade; aglomerados convectivos; dentre outros, muitas vezes inseridos na área de atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dificultando de certa forma a identificação do DOL e distinção da sua atuação em relação aos outros mencionados. Em conjunto estes sistemas modulam o regime pluviométrico na região que se estende desde o continente africano até a costa leste do continente Sul Americano, beneficiando também algumas ilhas nesta área, com grandes volumes de chuva (Hall, 1989).

Nesta área, uma região que se beneficia com a precipitação resultante da atuação dos DOL é o NEB, localizada no extremo leste da América do Sul, entre os paralelos 1° S e 18° S e meridianos 35° W a 49° W. O NEB é limitado a oeste pela Região Norte e Região Centro-Oeste do Brasil, a norte e a leste pelo oceano ATS e a sul pela região Sudeste do Brasil. Esta Região possui uma área aproximada de 1,5 milhões km² e é considerada por Nobre e Molion (1988) como sendo uma região climática anômala em continentes tropicais devido aos seus valores relativamente baixos de chuva e predominância do clima semiárido, contrastando assim, com outras regiões nesta faixa latitudinal.

De acordo com Hounson-Gbo *et al.* (2015), os quase 60 milhões de habitantes do NEB, são frequentemente afetados por longos períodos de seca ou por fortes episódios de chuva que, por vezes, caracterizam eventos extremos. Os períodos de seca impactam, especialmente, a grande área semiárida do interior do NEB (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996), onde a população rural é dependente, principalmente, da agricultura de subsistência (Alves *et al.*, 2009). Por outro lado, a ocorrência de episódios chuvosos favorece a recarga de reservatórios e lençóis freáticos, beneficiando a agricultura, pecuária e a economia regional.

Os DOL contribuem de forma significativa para o regime pluviométrico dos setores norte e leste do NEB (Kouadio *et al.*, 2012). Apresentam um deslocamento sobre o ATS durante todo o ano, afetando o litoral da Região 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 consequências danosas, principalmente nos centros urbanos, como alagamentos e deslizamentos de encostas, resultando em danos materiais e humanos (Santos *et al.* 2012; Machado *et al.* 2012; Alves *et al.* 2013).

Ultimamente, tem-se observado um aumento na quantidade de estudos focando a atuação dos DOL sobre o ATS, e seus efeitos no regime pluviométrico do litoral do NEB, em virtude da ocorrência mais frequente de eventos extremos associados (Kayano, 2003; Coutinho e Fisch, 2007; Diedhiou *et al.*, 2010; Torres e Ferreira, 2011; Gomes *et al.*, 2015).

A maioria dos estudos tem seguido a mesma tendência de análise, identificando o sistema por meio de imagens de satélite e da variação na componente meridional do vento. A análise tem consistido principalmente no impacto da precipitação associada ao sistema sobre o litoral do NEB, com alguns estudos testando a habilidade de diferentes modelos numéricos de previsão de tempo em captar o sinal do DOL e simular os totais precipitados. Apesar do crescente interesse da comunidade científica neste sistema, com mais estudos sendo feitos, nota-se ainda a necessidade de aprofundar o conhecimento, explorando aspectos relacionados à sua gênese, assim como identificar as condições atmosféricas associadas à intensificação ou dissipação do sistema, gerando padrões capazes de auxiliarem na identificação de casos de DOL com potencial de causar eventos extremos de precipitação.

Cada vez mais se torna necessário à aplicação do conhecimento gerado pela academia, nos modelos de previsão de tempo e rotinas operacionais, principalmente dos princípios físicos e dinâmicos associados à gênese, propagação, evolução/dissipação do DOL, sua interação com o relevo e outros sistemas tropicais na vizinhança do continente Sul Americano.

O desafio que a meteorologia operacional encontra na previsão de eventos de DOL contempla tanto a identificação de condições favoráveis à sua gênese, como a detecção e rastreamento em tempo real da propagação do sistema, principalmente, na ausência de nebulosidade associada, sobre áreas mais afastadas do litoral. Neste sentido, este trabalho é motivado pela necessidade de melhorar as condições de identificação e rastreio do sistema, procurando localizar as áreas mais propensas à ocorrência de precipitação. A noção correta da área de maior concentração de umidade no sistema pode aprimorar a previsão e o monitoramento da evolução do potencial convectivo do DOL, antecipando seus efeitos sobre as áreas de risco, principalmente, nos grandes centros urbanos, subsidiando medidas de mitigação e redução de consequências negativas, induzidas em casos de eventos extremos.

1.1 Objetivo geral

Avançar no entendimento do DOL, por meio da aplicação de novas técnicas de identificação do sistema sobre o ATS, visando o aprofundamento do conhecimento das características dinâmicas e termodinâmicas associadas à sua propagação, investigando padrões atmosféricos na sua ocorrência e o acoplamento da umidade ao sistema durante a sua atuação próximo ao NEB.

1.2 Objetivos específicos

- a) Identificar cavados associados aos DOL por meio da aplicação de técnicas distintas, com uso amplo para as OLA no Atlântico Norte, mas com pouco uso em ambiente operacional no Brasil, visando testar a sua adequação aos casos de DOL no ATS;
- b) Caracterizar a variabilidade espacial e temporal dos cavados associados ao DOL que se deslocam próximo ao litoral do NEB;
- c) Investigar as condições médias da atmosfera durante a formação dos DOL no Atlântico Sul, sua propagação e áreas de atuação;
- d) Analisar as condições anômalas horizontais e verticais da atmosfera, na presença dos DOL, com enfoque no posicionamento da umidade em relação aos cavados durante a propagação e atuação do sistema junto ao NEB;
- e) Estudar alguns casos de DOL associados a eventos extremos de precipitação, aplicando método objetivo de identificação dos cavados e investigando as condições atmosféricas horizontais e verticais associadas a estes eventos.

Tendo em vista o cumprimento dos objetivos listados acima, este trabalho foi estruturado da seguinte forma: o Capítulo 2 exibe a Revisão Bibliográfica com uma breve descrição dos regimes de precipitação no NEB e respectiva influência da TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico. O DOL é apresentado com uma revisão histórica desde as primeiras teorias, observações e estudos sobre ondas tropicais até os estudos mais recentes que abordam a atuação do sistema sobre o NEB, com diferentes métodos de identificação e modelagem numérica. O Capítulo 3 indica a área de estudo, a base de dados utilizada, e a metodologia empregada na geração dos resultados, que são apresentados e discutidos no Capítulo 4. O Capítulo 5 expõe as conclusões chegadas ao fim deste trabalho, com sugestões para trabalhos futuros indicados no Capítulo 6 e apresentação das referências de literatura no Capítulo 7.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Distribuição da precipitação no NEB

As chuvas no NEB são caracterizadas por uma grande variabilidade espacial e temporal. A região possui estação chuvosa caracterizada pelos menores índices pluviométricos do Brasil, principalmente no interior, o que faz com que o NEB apresente na maior parte do seu território um clima predominantemente semiárido, que impõe muitas restrições ao desenvolvimento de atividades agrícolas e, até mesmo, de abastecimento de água para o consumo humano e animal. Por conseguinte, o NEB há muito tempo, chama a atenção da comunidade científica e dos governantes devido à ocorrência frequente de eventos extremos, tanto de secas severas como de inundações.

O NEB é composto por diferentes regimes de chuva em áreas distintas, além de apresentar temperaturas elevadas e altas taxas de evaporação, observadas ao longo do ano. A combinação desses fatores caracteriza esta Região com uma variedade de climas, dos quais Kayano e Andreoli (2009) destacam ao menos três tipos. Estes variam entre litorâneo úmido (do litoral da Bahia ao litoral do Rio Grande do Norte), tropical (em áreas dos estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí) e semiárido (em todo sertão nordestino).

De acordo com Strang (1972), no norte do NEB a estação chuvosa principal ocorre entre março e abril, coincidente com o deslocamento latitudinal da ZCIT para sul da sua posição média. A atuação irregular da ZCIT pode estender o período chuvoso de fevereiro a maio. No sul da região, as chuvas ocorrem principalmente, durante o período de dezembro a fevereiro, período de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. No leste do NEB, a estação chuvosa é em média de maio a julho, quando se tem a atuação mais frequente dos DOL e dos remanescentes de sistemas frontais sobre o sul do Oceano Atlântico nesta área.

A Figura 1 apresenta a normal climatológica (1981-2010) de precipitação para cada mês para todo o Brasil. Observando com mais detalhe o NEB, pode-se verificar a variação espacial e temporal da precipitação descrita por Strang (1972), com destaque para os meses de maio, junho e julho que apresentam os maiores valores de precipitação para o leste do NEB.

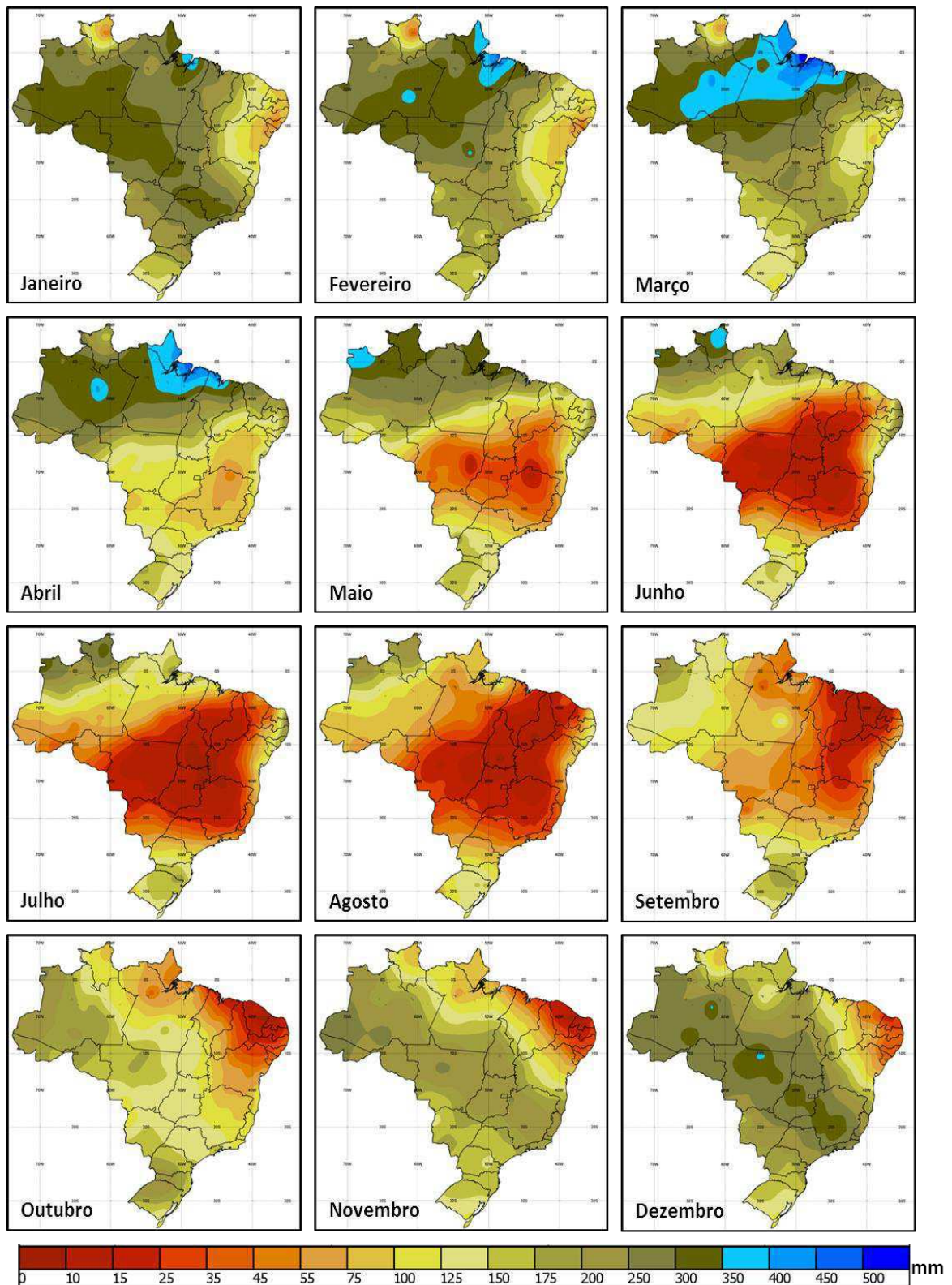


Figura 1 – Distribuição espacial da precipitação mensal acumulada climatológica (1981-2010) em milímetros (mm). Fonte: INMET - Normais Climatológicas dos Brasil.

Em termos sazonais pode-se observar pela Figura 2, extraído de Pereira e Cavalcanti (2014), a maior concentração de precipitação no leste do NEB abrangendo o litoral dos estados do Rio Grande do Norte à Bahia, também no trimestre maio, junho, julho que os autores relacionam fortemente a ocorrência de DOL. Pereira e Cavalcanti (2014) estudaram a variação espacial e temporal da precipitação sobre o NEB utilizando o método de análise de componentes principais (ACP) aplicada a uma série temporal de 1961 a 1990, visando confirmar padrões de precipitação e áreas homogêneas, assim como associar esses padrões com sistemas meteorológicos sobre o NEB. A aplicação da técnica de ACP permitiu gerar cinco grupos com características específicas de precipitação. Mais informações podem ser encontradas no estudo citado.

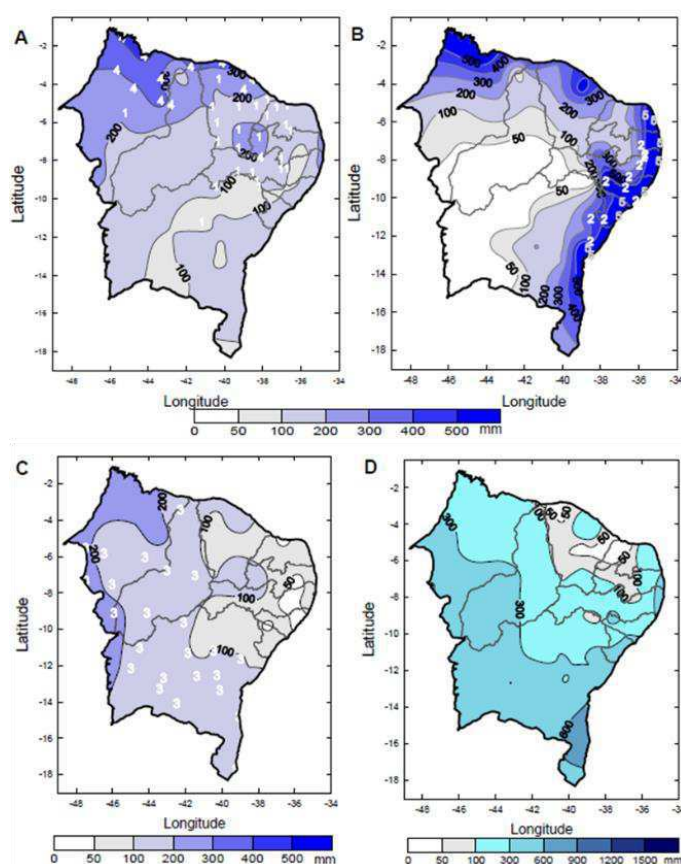


Figura 2 – Distribuição espacial da precipitação climatológica (1960-1990) mensal acumulada em (A) fevereiro, março, abril, (B) maio, junho, julho (C) agosto, setembro, outubro, (D) novembro, dezembro, janeiro (Pereira e Cavalcanti, 2014).

De acordo com Kayano e Andreoli (2009), a precipitação anual no NEB varia entre 300 mm e 2.000 mm, sendo os menores valores observados no interior da região, principalmente sobre o sertão. Este cenário não reflete os valores típicos de precipitação da região equatorial, como observado, por exemplo, na vizinha região Amazônica (1.500mm a 5.000 mm), mostrado por Marengo e Nobre (2009).

Nobre e Molion (1988) sugerem que a semiaridez do NEB é devido a sua adjacência à região amazônica, onde ocorrem movimentos convectivos amplos e intensos, sendo um dos ramos ascendentes da Circulação de Walker. O ar ascendente sobre a Amazônia adquire movimento anticiclônico nos níveis altos (Alta da Bolívia), diverge e, parte dele, desloca-se para leste, criando um ramo descendente e uma forte inversão psicotérmica. O centro de subsidência se posiciona sobre o Atlântico Sul, porém se estende para oeste, sobre o NEB. Esse centro está próximo da costa da África (33° S; 0°) no verão e se desloca para próximo da costa do Brasil (27° S; 15° W) no inverno, seguindo a direção SE-NW (Hastenrath, 1985).

Molion e Bernardo (2002) analisaram a dinâmica das chuvas no NEB e sugeriram a existência de uma zona de convergência de umidade no leste do NEB, que seria responsável por cerca de 30% a 40% dos totais pluviométricos no período mais úmido (abril, maio, junho e julho) em anos chuvosos. Segundo os autores, essa chuva seria devido à convecção causada pelo deslocamento da Zona de Convergência do Este do NE (ZCEN), alimentada pela convergência de umidade dos Alísios. POA e as brisas marítima e terrestre, associadas à topografia e à convergência de umidade, completariam o quadro de fenômenos de escala menor, responsáveis por 60% a 70 % do total pluvial da quadra chuvosa.

Segundo a teoria de Molion e Bernardo (2002), no inverno, as POA se propagariam sob a inversão psicotérmica descrita por Nobre e Molion (1988) e somente se intensificariam ao atingirem a ZCEN, onde a convergência de umidade é maior. As massas de ar da brisa terrestre têm características termodinâmicas distintas das massas de ar oceânicas associadas aos Alísios, ou seja, a temperatura da brisa está entre 21°C e 23°C e a umidade relativa entre 65% e 75%, enquanto a dos Alísios está entre 24°C e 26°C e 80% e 90%. Aderindo à superfície, a brisa terrestre forçaria os Alísios a subirem, provocando a formação de nuvens e precipitação sobre o oceano e a costa.

Além das chuvas na região serem caracterizadas por alta variabilidade espacial e temporal, Kayano e Andreoli (2009) chamam atenção também para uma acentuada variabilidade interanual, com alguns anos extremamente secos e outros extremamente chuvosos, que Nóbrega *et al.* (2006), associam em parte, aos eventos ENOS (El Niño/Oscilação Sul) sobre o Pacífico Equatorial e a ocorrência de anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical.

Lucena *et al.* (2011) mostraram que o impacto do Oceano Atlântico Tropical, no regime de chuvas sobre o NEB, mais precisamente no norte da Região, é significativamente

mais consistente do que o impacto diretamente relacionado ao ENOS. Segundo estes autores, a influência do Oceano Pacífico serve apenas como uma contribuição secundária para a variabilidade da precipitação, exceto para episódios de ENOS muito intensos. Atribuem o principal motivo para episódios de seca ou chuva no NEB durante o período estudado ao desenvolvimento de padrões negativos e positivos, respectivamente, do gradiente meridional de TSM entre o Atlântico Norte e o Atlântico Sul. Uma das conclusões desse estudo, é que geralmente, o Oceano Pacífico contribui para episódios de seca (chuva) quando o El Niño (La Niña) ocorre associado ao gradiente meridional positivo (negativo) de TSM no Atlântico. Quando as condições dos dois oceanos se opõem, El Niño (La Niña) associado ao gradiente meridional negativo (positivo) de TSM no Atlântico, os efeitos destes sobre o NEB se anula e condições quase normais para a estação chuvosa são induzidas.

Kouadio *et al.* (2012) estudaram o efeito da temperatura da superfície do Oceano Atlântico Tropical em episódios de chuvas intensas no leste do NEB, relacionando as condições de grande escala e do acoplamento oceano-atmosfera. Os autores concluíram que o acoplamento oceano-atmosfera é responsável por fortes episódios de precipitação sobre o leste do NEB, principalmente, na presença de anomalias positivas de TSM, na bacia do Atlântico Tropical Sul, que elevam a evaporação e aumentam o calor latente, contribuindo para a intensificação da atividade convectiva associada a sistemas tropicais atuantes nesta área, a exemplo do DOL.

Hounsou-Gbo *et al.* (2015) investigaram a contribuição do Atlântico Tropical, para a forte variabilidade da precipitação ao longo da costa no NEB, abrangendo o período de 1974 a 2008, utilizando observações de chuva das estações de Fortaleza e Recife, localizadas no norte e no leste do NEB, respectivamente. Séries históricas de dados atmosféricos e oceânicos, como TSM e Pseudo Tensão do Vento (PTV) do Atlântico Tropical, de diferentes períodos, foram analisados e correlacionados com as medições de chuva. Os resultados indicaram que interações oceano-atmosfera no Atlântico Tropical, influenciam a precipitação no norte e leste do NEB, exclusivamente em escalas de tempo sazonais e interanuais. O estabelecimento do Modo Meridional do Atlântico ($MMA = TSM_{\text{Atlântico Norte}} - TSM_{\text{Atlântico Sul}}$), de novembro a dezembro para março a abril, influencia o norte do NEB, enquanto o leste do NEB é influenciado, principalmente, pelo modo zonal das interações oceano-atmosfera no sul do Atlântico.

Anomalias de precipitação observadas no norte do NEB são correlacionadas ao

posicionamento da ZCIT, que por sua vez é influenciada pelo gradiente meridional de TSM entre as regiões norte e sul do Atlântico. Nesta configuração, o resfriamento (aquecimento) da região norte do Atlântico Tropical, em conjunto com um aquecimento (resfriamento) da região sul do Atlântico, que caracteriza a fase negativa (positiva) do MMA, induz a um deslocamento para sul (norte) da ZCIT, favorecendo a ocorrência de anomalias positivas (negativas) de chuvas no norte do NEB. Sobre o leste, observa-se também que anomalias positivas de chuva são correlacionadas positivamente (negativamente) com a TSM no Atlântico Tropical Sul (Norte). A propagação para noroeste de anomalias de TSM, a partir do sudeste do Atlântico Tropical, com destino a piscina quente do Atlântico Sul (próximo ao NEB), também influencia fortemente a ocorrência de chuvas na região.

Essa propagação das anomalias de TSM é favorecida pela forte convergência no campo do vento zonal à superfície, e permite o transporte de calor e umidade oceânicos do sudeste do Atlântico para o litoral do NEB e para o Hemisfério Norte, principalmente nos meses de junho e julho. Durante os anos chuvosos, o vento zonal no sudoeste do Atlântico Tropical se intensifica de fevereiro-maio (anomalias positivas) a junho-julho (anomalias negativas), com o efeito oposto sendo observado em anos secos. Os autores concluíram que, o monitoramento das anomalias de TSM e do vento na região litorânea do NEB de fevereiro a março, deve ser importante para a previsão de eventos de chuvas intensas ou secas em junho-julho no leste do NEB.

2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste

Diversos tipos de ondas deslocam-se para oeste junto aos ventos troposféricos equatoriais e tropicais de leste. As diferenças entre elas provavelmente resultam de variações regionais e sazonais na estrutura da atmosfera tropical (Barry e Chorley, 2013). O estudo sobre ondas de leste se mostra mais avançado para os eventos que ocorrem no Atlântico Norte, pois estes são precursores de tempestades tropicais e furacões que afetam, principalmente, áreas da América Central, do Caribe e da América do Norte. A comunidade científica procurou entender o funcionamento deste sistema para minimizar os seus impactos.

Asnani (1993) apresenta uma versão teórica e outra observacional para a descoberta das ondas de leste. A descoberta teórica conta com os trabalhos de Lamb (1932) que derivou ondas de gravidade para uma lâmina de água circular rotacionada ao redor do próprio eixo e encontrou ondas de gravidade que se moviam para leste, ondas de gravidade que se moviam para oeste e um outro tipo de onda de gravidade rotacional, se movendo para oeste. Posteriormente, Rossby (1939) deu uma simples formulação para o tipo rotacional da onda de gravidade encontrada anteriormente por Lamb (1932) e, adicionalmente, identificou essas ondas na escala sinótica e planetária por meio de cartas sinóticas diárias. Estas são hoje as chamadas ondas de Rossby, cuja principal característica é mover-se de leste para oeste com relação à corrente zonal e considerando o movimento de rotação da terra (efeito- β). Quando a corrente zonal é de leste, ou é fraca e de oeste, as ondas de Rossby sempre se movem de leste para oeste, não apenas com relação à corrente zonal, mas também com relação a um observador sobre a superfície da Terra. Então, teoricamente, ondas se movendo de leste para oeste podem ser esperadas em vários pontos da superfície terrestre, especialmente na troposfera tropical, onde a corrente média zonal é geralmente de leste.

Asnani (1993) afirma que a descoberta observacional das ondas de leste foi feita inicialmente pelo serviço de meteorologia da Índia, no Oceano Índico, a partir da elaboração regular de cartas sinóticas para a região tropical em 1875 e antes do final do século XIX, já estava bem estabelecido que durante a monção de verão no Hemisfério Norte (junho a setembro) sistemas de baixa pressão se moviam sobre a Baía de Bengali, ajudando na formação de depressões monçônicas no norte desta baía.

De acordo com Barry e Chorley (2013), na década de 1940, por meio de trabalhos regulares de observação meteorológica, plotagem e análise de cartas sinóticas, começaram a ser propostas explicações detalhadas para os tipos de fenômenos tropicais observados, além

do ciclone tropical, que já era reconhecido há algum tempo pela comunidade meteorológica.

Neste contexto, Dunn (1940) observou por meio da análise de cartas sinóticas, uma sequência regular de aumento e decréscimo de pressão, associado a ondas se movendo de leste para oeste, sobre as ilhas do Caribe. A estas ondas deu o nome de ondas isalobáricas e sugeriu a importância delas como precursoras da formação de furacões.

Riehl (1945) foi considerado pioneiro no detalhamento da estrutura tridimensional das ondas nos ventos de leste na região do Caribe. Isto foi feito a partir de observações de oscilações nos campos de pressão e vento se deslocando para oeste, dentro da corrente de leste do estado básico na baixa troposfera com as seguintes características: comprimento de onda de ~ 2000 km; período de ~ 4 dias; velocidade de $\sim 6 \text{ ms}^{-1}$; inclinação horizontal NNE-SSW; inclinação vertical para leste com a altura, na baixa e média troposfera; nuvens e chuva máximos tendem a ocorrer a leste do cavado e nas suas proximidades.

Com o advento dos satélites meteorológicos operacionais na década de 1960, a visão sobre os sistemas meteorológicos tropicais sofreu uma revisão radical. Começou-se a desenhar programas especiais de mensurações meteorológicas na superfície e em níveis superiores, junto com observações realizadas em aviões e navios sobre os oceanos Pacífico, Índico, Atlântico oriental tropical e no mar do Caribe, para melhorar o conhecimento sobre os sistemas tropicais (Barry e Chorley, 2013).

Fazendo uso de satélites meteorológicos, Merrit (1964) contestou o modelo de Riehl (1945), como sendo representativo das perturbações tropicais no Atlântico. Apresentou por meio da observação de imagens de satélite, cinco distribuições de nebulosidade diferentes relacionadas às perturbações tropicais. Os padrões apresentados por Merrit (1964) eram tanto lineares (similares ao modelo de Riehl (1945)) como na forma de vórtices, sendo este último mais comum e, frequentemente, associado a uma circulação ciclônica fechada na média troposfera. Segundo Merrit (1964), o modelo de Riehl (1945) apesar de ser útil para previsão do tempo nos trópicos, não descreveu adequadamente, a alta variabilidade de nuvens, chuva e vento que estão associados às perturbações nos ventos tropicais de leste.

Gradualmente, estas ondas foram reconhecidas por toda região tropical. Asnani (1993) classifica as ondas detalhadas por Riehl (1945), na região do Caribe, como as Ondas de Leste clássicas, não obstante as contestações de Merrit (1964). Posteriormente ao seu trabalho publicado em 1945, Riehl (1954) propôs um modelo conceitual para o sistema se movendo sobre o Caribe, Golfo do México e América Central, ilustrado na Figura 3.

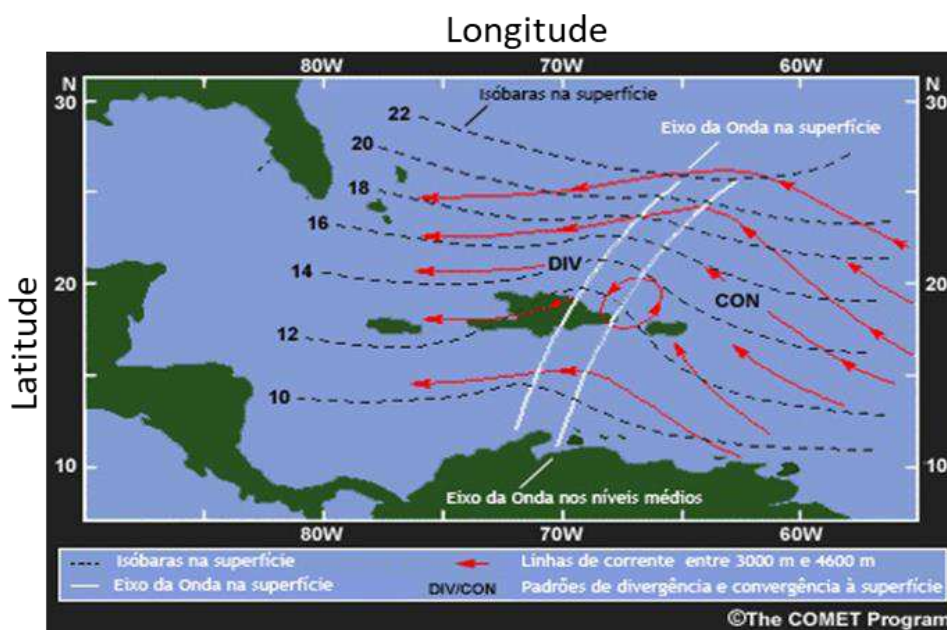


Figura 3 - Modelo conceitual de um DOL no Hemisfério Norte (região do Caribe). As linhas de corrente (vermelho) mostram o escoamento entre 3.000m e 4.600 m, as linhas tracejadas (pretas) mostram as isóbaras em superfície e as linhas cheias (brancas) indicam os eixos dos cavados em superfície e a 3-4 quilômetros acima desta, mostrando inclinação para leste com a altura. Fonte: adaptação de Riehl (1954) feita pelo The COMET Program (2007).

De acordo com Coutinho e Fisch (2007), as mudanças que Riehl (1954) observou na direção do vento, acompanhavam a formação e deslocamento de centros isalobáricos e essas mudanças sugeriram que esses centros eram manifestações da propagação de ondas atmosféricas se deslocando de leste para oeste, embebidas no fluxo profundo de leste, no lado equatorial das áreas de alta pressão subtropical.

Após o modelo conceitual idealizado por Riehl (1954), ainda se fazia necessária a distinção entre os diversos sistemas tropicais, identificados operacionalmente, principalmente, por meio de imagens de satélite. Os sistemas tropicais mais comuns que eram identificados consistiam na ZCIT, ondas nos ventos de leste, tempestades nos Alísios, baixas frias ou ciclones subtropicais.

Segundo Simpson *et al.* (1968), na época não havia consenso entre os meteorologistas, sobre a definição e validade de alguns modelos conceituais de análise destes sistemas. Comumente, se observava o uso inadequado do modelo de análise de distúrbios ondulatórios, aplicado ao estudo de sistemas como cavados fracos associados a baixas frias de altos níveis e ondas equatoriais, principalmente, porque a variável principal de análise era a nebulosidade identificada nas imagens de satélite.

Neste âmbito, Frank (1969) verificou que as ondas de leste no Atlântico Tropical,

estavam associadas a um padrão característico de nebulosidade, com o formato de V invertido, com as bandas de nuvens alinhadas e, aproximadamente, paralelas aos ventos na baixa troposfera. Também observou que a mudança na orientação da nebulosidade ocorre ao longo do eixo da onda.

O estudo das propriedades dos DOL, tais como, o ciclo de vida (gênese, intensificação, maturação, enfraquecimento e dissipação), a estrutura dinâmica, termodinâmica e energética do sistema se concentrou sobre as áreas tropicais dos oceanos Atlântico Norte, mar do Caribe e Pacífico Leste (Simpson *et al.*, 1968; Carlson, 1969a, b; Burpee, 1972; Rennick, 1976), além do Pacífico Oeste e Central (Yanai *et al.*, 1968; Chang *et al.*, 1970). Essas regiões concentram a maior ocorrência deste sistema.

Berry *et al.* (1945) apresentaram algumas regiões onde havia indícios de propagação de ondas de leste na região tropical do globo (Figura 4), confirmando então, a indicação dos estudos descritos anteriormente. Apontaram também, indícios da ocorrência de DOL sobre o Atlântico Sul, próximo à costa leste do NEB e no Pacífico Central Sul. Os estudos de Yamazaki (1975), Neiva (1975) e Yamazaki e Rao (1977) comprovaram a existência deste fenômeno nas adjacências da costa do NEB, por meio da identificação em imagens de satélite de aglomerados de nuvens se deslocando de leste para oeste e análise espectral em dados de vento nos níveis de 700 hPa.

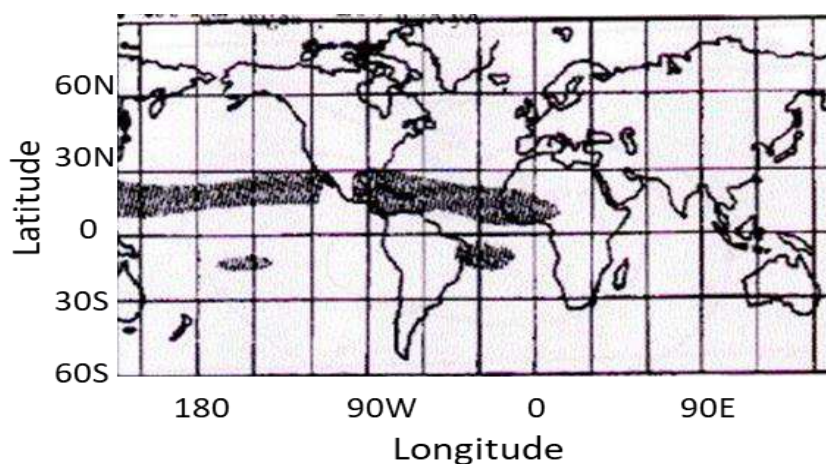


Figura 4 – Regiões onde se observa ou há indícios de propagação de ondas de leste segundo Berry *et al.* (1945).

Todavia, antes destes estudos, segundo Neiva (1975), já havia algumas evidências de distúrbios atravessando a costa ocidental africana para o Atlântico, entre o equador e 5° S (Mbele-Mbong, 1974), e da costa leste da América do Sul para dentro do continente, em aproximadamente 10°S (Ramos, 1974).

De acordo com Coutinho e Fisch (2007), a estrutura horizontal de uma onda de leste do Hemisfério Sul (Figura 5(a)) apresentada por Hall (1989) indica que antes do eixo da onda, a componente meridional do vento (V) é positiva (sul-norte) e que, após a passagem do eixo da onda, a componente meridional do vento se torna negativa (norte-sul). O eixo da onda apresenta inclinação na mesma direção de propagação do distúrbio e a maior atividade convectiva encontra-se, exatamente, sobre o eixo da onda (Figura 5(b)). A escala horizontal na Figura 5(b) mostra o tempo aproximado que a onda utilizou para atravessar a Ilha de Ascensão no Oceano Atlântico Sul.

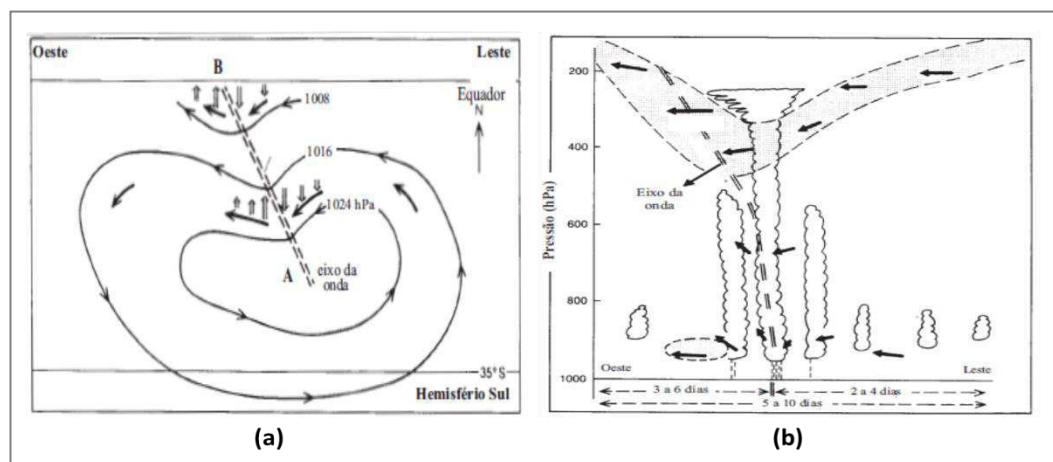


Figura 5 – (a) Estrutura horizontal, em baixos níveis e (b) estrutura vertical de uma onda de leste no HS. Fonte: Coutinho e Fisch 2007 adaptado de Hall (1989, p.178).

O estudo dos DOL, ao longo do tempo, foi se caracterizando com dificuldades que Asnani (1993), listou da seguinte forma:

a) intensidade relativamente fraca, isto é, os DOL são pouco amplos se comparados aos cavados e cristas semi-estacionários das latitudes tropicais, não podendo ser identificados em cartas sinóticas comuns;

b) falta de uma estrutura homogênea: os DOL estão na corrente zonal, e essa corrente exibe características diferentes em cada região do planeta, que por sua vez mostram diferentes estruturas a cada estação. Se o escoamento de leste é pouco profundo (apenas baixos níveis), são esperados DOL rasos, mas numa corrente de leste mais profunda (até altos níveis), são esperadas ondas mais profundas;

c) poucos dados nos trópicos: grande parte da região tropical é coberta por oceanos, onde é difícil estabelecer observatórios meteorológicos. Mesmo nos continentes, a densidade de estações meteorológicas é limitada. Nesse ínterim, os satélites têm fornecido dados para áreas remotas, como desertos e oceanos.

Como principais métodos usados para o estudo deste sistema visando a sua melhor compreensão, o mesmo autor lista: estudo de casos individuais; análise de gráficos de compostos das variáveis associadas ao sistema; análise espectral; e simulação numérica.

Kayano (2003) fez uma análise para os modos dominantes de alta frequência da componente meridional do vento em 925 hPa e da água precipitável e as relacionou com as anomalias de precipitação sobre a América do Sul equatorial para as estações de verão e inverno. Concluiu que as ondas de leste são insuficientes para justificar as chuvas de verão dado que estas ocorrem como um efeito combinado ou interação com outros sistemas, tais como, Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), ZCIT e remanescentes de Sistemas Frontais. Esta situação contrasta com o inverno austral, em que a variabilidade de alta frequência do ATN e de parte da área norte do ATS é, principalmente, devido aos distúrbios ondulatórios de leste, que têm um papel importante na modulação do acumulado diário de precipitação sobre o setor norte da América do Sul, o que inclui a parte do norte do NEB.

Coutinho e Fisch (2007) afirmam que os DOL possuem 4 regiões distintas, a saber:

- Uma região de crista com tempo bom e visibilidade alta, escoamento divergente na superfície com subsidência e nebulosidade baixa formada por nuvens Cumulus (rasos) de tempo estável;

- Uma região próxima ao eixo do cavado, com nuvens do tipo Cumulus em desenvolvimento, Cirrus e Altocumulus e visibilidade contínua, porém já com a formação de precipitação esparsa;

- Uma região no eixo do cavado: presença de nuvens Cumulus Congestus, Cirrus, Altocumulus e chuvas frequentes;

- Uma região a leste do cavado, de tempo instável, com escoamento convergente e forte movimento ascendente do ar com a ocorrência de Cumulonimbus e precipitação de moderada a forte.

Diedhiou *et al.* (2010) investigaram as características cinemáticas médias dos distúrbios tropicais sobre o Atlântico, em cada trimestre do ano, abrangendo o período compreendido entre 1968 e 1998, fazendo uso de dados de reanálise do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) - *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Aplicaram análise espectral por meio da transformada rápida de Fourier e análise de ondeletas na componente meridional do vento, no nível de 700 hPa, para investigar o ciclo anual dos distúrbios e regiões de maior atuação. Foram computados e espacializados para cada trimestre

as trajetórias preferenciais dos distúrbios na escala de 3 a 10 dias, assim como, o comprimento de onda, velocidade e período médio associado, que variou de 3 a 5 dias e 6 a 9 dias, conforme a trajetória e o trimestre. Destacaram duas trajetórias principais sobre o Atlântico, bem correlacionadas com áreas de gradiente meridional negativo da vorticidade potencial. Durante os trimestres de outubro, novembro e dezembro (OND) e janeiro, fevereiro, março (JFM) as duas trajetórias estão separadas e localizadas em cada hemisfério em aproximadamente 15° S e $12,5^{\circ}$ N e de abril, maio e junho (AMJ) a julho, agosto e setembro (JAS) estas migram para norte e fundem-se numa única trajetória, em torno de $17,5^{\circ}$ N durante o trimestre JAS. Os campos de comprimento de onda associado exibiram um gradiente meridional, com grandes comprimentos de onda (> 4000 km) próximo ao equador, entre 5° N e 5° S, e comprimentos de onda menores (2500-3500 km) fora dessa faixa latitudinal. A velocidade de fase também exibiu diminuição nos seus valores de 12 a 6 m.s^{-1} com o afastamento do equador. Sobre o Atlântico Norte, distúrbios de 6 a 9 dias foram identificados de janeiro a maio e de outubro a dezembro, e de junho a setembro os distúrbios de 3 a 5 dias dominaram a atividade sinótica. No Atlântico Sul, a atividade sinótica aparenta ser mais fraca, no entanto, entre maio e agosto a variabilidade sinótica foi explicada, principalmente, pelos distúrbios de 3 a 5 dias. De janeiro a abril e de setembro a dezembro, ambos os distúrbios de 3 a 5 dias e de 6 a 9 dias podem ocorrer.

Silva (2011) investigou os DOL que atingiram a costa leste do NEB, durante os meses de maio a agosto dos anos 2005 a 2008. Em seu estudo contabilizou os casos de DOL que ocorreram durante o período investigado e escolheu cinco eventos, citados na literatura, de precipitação intensa (>80 mm/dia), associada à atuação de DOL na região, para realizar estudos de caso. Utilizando diagramas de Hovmöller de variáveis como componente meridional do vento, vorticidade relativa, divergência horizontal para o nível de 700 hPa e índice de instabilidade K, extraídos de dados de reanálise do NCEP/NCAR, conseguiu identificar em todo o período de estudo, 31 eventos de DOL que atingiram a costa leste do NEB na latitude de 5° S, 30 DOL em $7,5^{\circ}$ S, 25 DOL em 10° S e 5 DOL em 15° S, mostrando assim que os eventos de DOL decaem com a latitude no Hemisfério Sul. Concluiu, por meio da análise de imagens de satélite, que a banda de nuvens associada ao DOL se intensifica à medida que chega a costa leste do NEB, associado a interações do escoamento sinótico com circulações locais, e que o Índice K consegue indicar na presença de DOL, uma atmosfera instável, com valores do índice K em torno de 30, correspondendo a uma probabilidade de 60% a 80% de ocorrência de chuva. Os DOL que atingiram a costa leste do NEB

apresentaram os seguintes parâmetros médios: período entorno de 3 dias, velocidade de propagação de aproximadamente 10 m.s^{-1} e comprimento de onda de 3277 km.

Pontes da Silva (2011) e Gomes (2012) apresentaram em seus estudos áreas em que observaram gênese de DOL, o primeiro com base em dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), (Figura 6), e o segundo com base em dados de vorticidade relativa (Figura 7), coerentes com a área indicada por Berry *et al.* (1945) por meio da Figura 4.

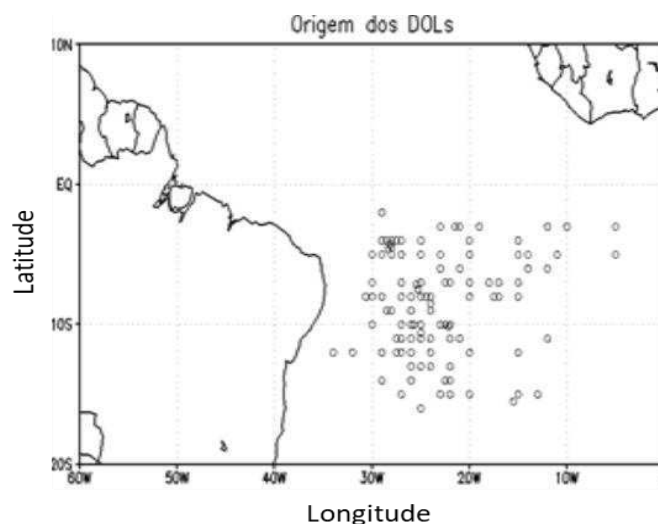


Figura 6 – Área de gênese de DOL detectado com dados de ROLE entre 2006 e 2010. Fonte: Pontes da Silva (2011)

Santos *et al.* (2012) estudaram um caso de chuva intensa (95 mm) ocorrido no dia 12 de junho de 2006 em Salvador, Bahia, causada por convecção profunda organizada, favorecida por um DOL que atingiu a costa leste do NEB. Caracterizaram as condições atmosféricas utilizando dados observacionais de superfície e de altitude, dados em ponto de grade e imagens de satélite, além dos impactos causados na cidade por meio de informações de desastres obtidos da Defesa Civil de Salvador. Observaram que no dia anterior ao evento, toda a troposfera estava caracterizada por ventos fracos (fraco cisalhamento vertical) e que a estrutura termodinâmica se apresentava condicionalmente instável com energia potencial convectiva disponível máxima (CAPE) de 3233 J kg^{-1} , condição muito favorável ao desenvolvimento de convecção. A propagação desse sistema, com velocidade de fase estimada em 10 m.s^{-1} , foi detectada no campo da componente meridional do vento no nível de 700 hPa e em imagens de satélite meteorológico. Deslizamentos de encosta e suas consequências foram os principais danos causados por esse evento extremo de chuva.

Estudos mais recentes se dedicaram a compreensão do DOL e a análise de padrões sinóticos, dinâmicos e termodinâmicos associados à sua ocorrência no Atlântico Sul, nas

proximidades do leste do NEB. Destaca-se o trabalho de Torres e Ferreira (2011) que analisaram alguns casos de ocorrência de DOL, utilizando o modelo numérico Eta, com o objetivo de atestar a previsibilidade deste sistema, obtendo resultados satisfatórios, comparáveis às reanálises do NCEP. Pontes da Silva (2011) fez uso do modelo numérico climático regional RegCM3 para avaliar previsões sazonais de chuva sobre o NEB e verificar habilidade do mesmo em simular casos de DOL. Também testou a aplicabilidade de um método objetivo (*TrackH*) de identificação e rastreamento destes sistemas, tendo conseguido rastrear 64% dos DOL identificados subjetivamente.

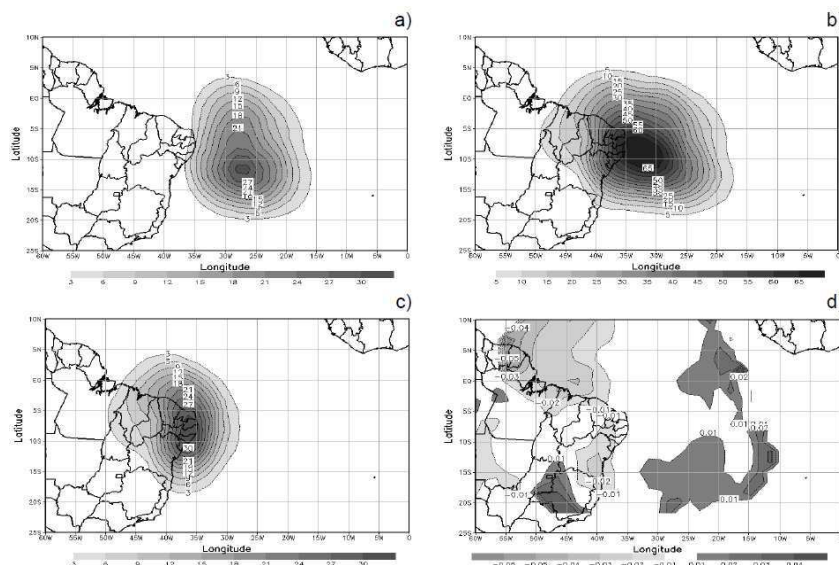


Figure 7 – Estatística dos DOL rastreados no nível de 850 hPa: a) Densidade de gênese por unidade de área ($\sim 103 \text{ km}^2$). b) Densidade de trajetória por unidade de área ($\sim 103 \text{ km}^2$). c) Densidade de dissipação por unidade de área ($\sim 103 \text{ km}^2$). d) Taxa de crescimento e decaimento por unidade de dia. Fonte: Gomes (2012).

O mesmo método objetivo (*TrackH*) foi usado por Gomes (2012) que investigou as principais características do sistema e sua atuação sobre o NEB realizando uma climatologia de 21 anos de ocorrência de DOL. Usando o modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecast model*) simulou os padrões sinóticos, a precipitação e as características associadas de forma coerente com o observado em dados de reanálise.

Oliveira (2013) estudou a interação da Oscilação de Madden Julian (OMJ) com a OLA e sua relação com a mudança nos padrões de vento que atingem o norte da América do Sul. O objetivo era identificar uma relação entre a OMJ e a frequência e amplitude de cavados associados as OLA identificados sobre a área tropical do Atlântico Norte. Um resultado importante obtido desse estudo foi a constatação de que os cavados associados às OLA se apresentam mais (menos) intensos e mais (menos) frequentes durante a fase em que a OMJ aumenta (diminui) a atividade convectiva sobre o Atlântico Norte.

Gomes *et al.* (2015) fizeram uma análise observacional dos DOL sobre o NEB, visando identificar a circulação associada ao sistema na sua propagação em direção à costa leste do NEB e o seu impacto nas chuvas durante a estação chuvosa (abril a julho) nos anos 2006 e 2007. Os autores fizeram a identificação e análise dos DOL por meio de uma técnica automática de rastreamento (*TracKH*) e os padrões de circulação e principais características associadas, foram obtidos usando a técnica de compostos nos dados de reanálise Era-Interim. Os resultados deste estudo indicaram que as características médias observadas dos DOL compreendem um período de 5,5 dias, velocidade de propagação de $\sim 9,5 \text{ ms}^{-1}$ e comprimento de onda de 4500 km. A análise sinótica realizada pelos autores mostra que dois dias antecedendo a chegada do sistema, os ventos de baixos níveis apresentam anomalias de vorticidade relativa ciclônica e convergência, sendo o sinal do DOL mais forte nos baixos níveis. Os autores concluíram que a propagação do sistema é associada a anomalias positivas de umidade relativa e precipitação, além de anomalias negativas de ROLE e $\hat{\Omega}$; que as trajetórias observadas mostraram que o DOL atua em todo o leste do NEB e sua dissipação ocorre entre o litoral e o interior da região.

Brammer e Thorncroft (2015) exploraram as características dos cavados associados às OLA sobre a costa ocidental Africana, procurando identificar se estes favorecerem ou não à ciclogênese tropical sobre o Atlântico leste. Utilizando um método objetivo identificaram os cavados associados a OLA, que foram classificados entre os que se desenvolvem e os que não se desenvolvem, e calculados os compostos de cada tipo. Os resultados mostraram que a variabilidade na umidade de baixos níveis a noroeste do eixo dos cavados associados à OLA é importante para a gênese de ciclones tropicais sobre o Atlântico leste.

Brammer e Thorncroft (2017) estudaram a variabilidade espacial e temporal do escoamento tridimensional em torno das OLA e identificaram mudanças no escoamento ao longo do deslocamento dos eixos dos cavados. Sobre a África Ocidental, o escoamento monçônico domina com fluxo de sudoeste e leste para nordeste influenciando o cavado. A medida que o cavado avança para oeste, deixando a África Ocidental, o fluxo de noroeste se torna mais importante e os ventos Alísios frios e secos que sopram de norte sobre a bacia das ilhas Canárias e Cabo Verde podem ter influência crucial nas OLA, ao deixarem a África Ocidental.

Belanger *et al.* (2017) visando entender a relação entre OLA, ciclones tropicais e o ambiente de grande escala, construíram uma climatologia de Ondas de Leste para o

hemisfério ocidental, baseada numa metodologia que identifica e rastreia os distúrbios que se propagam para oeste sobre o Pacífico Tropical leste, sobre o Atlântico e sobre a África. A climatologia foi construída para o período de 1979 a 2001, usando dados de reanálise de quatro fontes diferentes: ERA-Interim, ERA-40, CFS-R e NCEP-NCAR. Em todas as reanálises se identifica uma frequência reduzida na média anual da densidade de Ondas de Leste rastreadas próximo ao NEB em comparação com outras regiões, tais como a costa oeste Africana, o Atlântico Norte e o Pacífico Leste.

Semunegus *et al.* (2017) caracterizaram os sistemas convectivos associados à OLA por meio de análise de compostos de 24 anos de dados de nuvens. Observaram sistemas convectivos fracos e desorganizados no fluxo de sul associado à OLA fraca sobre o leste Africano e à medida que a OLA avançava para oeste observaram uma organização de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) a oeste do cavado, atingindo a maturidade sobre a África Ocidental. Para os autores essa evolução sugere que a organização da convecção dos sistemas convectivos fracos e desorganizados para SCM pode ter um papel importante no desenvolvimento da OLA, contrapondo a visão tradicional que trata a convecção de modo uniforme.

Araújo Palharini e Villa (2017) analisaram o comportamento climatológico das nuvens precipitantes sobre o NEB. Por meio da precipitação estimada pelo radar a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* classificaram os tipos de nuvens que produzem precipitação sobre o NEB, com uma série de 15 anos de dados. Estimaram a frequência relativa média de cada tipo de nuvem presente nos sistemas atmosféricos que influenciam o NEB e identificaram uma frequência maior de nuvens estratiformes e nuvens de convecção rasa sobre a Região, com precipitação associada inferior à causada por nuvens de convecção profunda, sendo estas em menor frequência. Afirmaram que nuvens de convecção rasa modulam a precipitação nas áreas costeiras do NEB e oceano adjacente, influenciadas em grande medida pela atuação de DOL, e associadas ao deslocamento para norte da Alta Subtropical do Atlântico Sul que favorece o transporte de umidade do oceano para o continente.

Apesar dos avanços nos estudos sobre esse sistema tropical, nota-se que no Atlântico Sul, ainda se faz necessário aprofundar o entendimento sobre o DOL, pois fazer uma previsão acurada da sua ocorrência, ciclo de vida, intensidade e precipitação associada, principalmente, sobre o litoral do leste do NEB, se apresenta como uma tarefa desafiadora.

2.3 Métodos de identificação e rastreamento

De acordo com material educativo, produzido pelo programa COMET da *University Corporation of Atmospheric Research* (UCAR) sobre Ondas de Leste Africanas, estes sistemas não se movem a uma velocidade regular. No seu trajeto sofrem acelerações, desacelerações, paradas e recuos, em resposta ao aquecimento diabático da convecção de escala sub-sinótica ou da interação com cavados de latitudes médias ou cavados troposféricos tropicais de altos níveis sobre o Atlântico. Também se movem com velocidades distintas sobre continentes e oceanos, geralmente mais lentas sobre o Atlântico Central. Existem vários métodos para identificar e rastrear estes sistemas, alguns deles bastante utilizados pela comunidade científica e operacional:

- Imagens de satélites geoestacionários: DOL são identificados nas imagens de satélites devido à convecção associada que gera nebulosidade. No entanto, este método nem sempre garante um ponto de referência consistente, pois é possível que outros fenômenos sejam confundidos com ele. Este método foi usado por Yamazaki (1975) e vem sendo continuamente aplicado na identificação da nebulosidade do DOL.
- Vento meridional: método comum para identificar o DOL nos níveis de 850 hPa e 700 hPa, definindo o cavado do DOL na região onde o vento é igual a zero, ou seja, onde o sinal do vento muda de sul para norte (no hemisfério sul). O contrário ocorre para o hemisfério norte. Este método foi usado por Coutinho e Fisch (2007).
- Vorticidade relativa: O DOL possui centro de vorticidade relativa nos níveis de 850 hPa e 700 hPa. Por isso a mínima vorticidade relativa (no hemisfério sul) nesses níveis tem sido usado para encontrar o eixo da onda. No entanto, esta variável tem contribuição de múltiplas escalas dentro da onda, como de sistemas convectivos de mesoescala, que se movem mais rapidamente e por vezes até se sobrepõem ao DOL. Por isso rastrear a vorticidade relativa do DOL constitui uma tarefa desafiadora. Este método foi usado por Gomes (2012).
- Vorticidade potencial: esta variável é bastante usada para identificar a OLA no domínio do Jato de Leste Africano (JLA), pois a vorticidade potencial do vórtice de baixos níveis ao norte do JLA foi identificada como parte da estrutura de escala sinótica da OLA. É possível rastrear a onda de leste por meio do vórtice localizado a

norte do sistema, usando a vorticidade potencial máxima na superfície de temperatura potencial igual a 315K. No entanto, este método de rastreamento possui as mesmas limitações que a vorticidade relativa e mais de um centro de vorticidade potencial pode estar associado a um cavado. Este método foi usado por Berry e Thorncroft (2005).

- Análise Tempo versus Altura: Secções verticais de variáveis como umidade relativa, vento zonal e meridional, temperatura potencial equivalente, anomalia de temperatura, entre outras, de estações de ar superior sobre o continente Africano, algumas ilhas no Atlântico e o continente Americano, podem servir para o monitoramento do deslocamento do DOL. Este método foi usado por Zipser *et al.* (2009).

- Função de corrente: A função de corrente no nível do Jato de Leste Africano (700 hPa) é outro método para se encontrar cavados e cristas associados ao OLA. A função é análoga à altura geopotencial, que é usada para localizar cavados e cristas nas latitudes médias. Nos cavados, o mínimo da função de corrente, tem a forma de um “V” (invertido) no Hemisfério Sul (Norte). Este método foi usado por Berry *et al.* (2007).

- Advecção da vorticidade de curvatura na função de corrente: define o cavado e a crista associados ao sistema, na área onde a advecção de vorticidade da função de corrente pelo vento da função de corrente é igual à zero. No HN (HS), observa-se advecção de vorticidade positiva (negativa) à frente do cavado e advecção de vorticidade negativa (positiva) atrás. A posição do cavado é distinguida da crista ao se encontrar o contorno de zero da advecção em regiões onde a vorticidade de curvatura da função de corrente é $> 0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no HN ($< - 0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no HS) e o fluxo é de leste. Este método foi usado por Berry *et al.* (2007).

- Produtos no canal de micro-ondas dos satélites polares e de órbita baixa ao redor da terra: DOL pode ser identificado sobre o oceano usando o campo de Água Precipitável Total, derivado de sensores micro-ondas em satélites;

- Ventos filtrados com filtro passa-banda na escala sinótica: Permite identificar o DOL. No entanto, este método requer uma série temporal longa e aproximações do estado futuro. Então, não é confiável para análises operacionais em tempo real. Este método foi usado por Kayano (2003).

2.4 Identificação Objetiva

O uso de métodos objetivos de identificação de sistemas atmosféricos como o DOL, reduz a quantidade de interpretação manual de dados, reduz a probabilidade de sistemas diferentes serem confundidos com DOL, facilitando o trabalho do meteorologista (Berry *et al.*, 2007). Apesar de alguns estudos apresentarem a aplicação de métodos objetivos na identificação de sistemas atmosféricos como ciclones e DOL nas imediações da América do Sul, estes métodos não se encontram operacionais no Brasil e o acompanhamento em particular da atividade do DOL ainda é feita de forma subjetiva nos centros de meteorologia. Neste contexto, é necessário aplicar os conhecimentos teóricos consolidados na literatura sobre o DOL, em metodologias objetivas de identificação e rastreamento, visando um monitoramento do sistema e possíveis extremos de precipitação.

Trabalhos como os de Hodges (1994) seguiram nesse sentido, propondo um método de identificação e rastreamento de sistemas atmosféricos na escala sinótica (*TracKH*), por meio do monitoramento da circulação ciclônica no campo da vorticidade relativa ou nos campos de pressão atmosférica usando dados de modelos numéricos, assim como por meio de nuvens identificadas pela sua temperatura de brilho ou por ROLE, com dados de sensoriamento remoto. O método passou por atualizações (Hodges, 1995) e adaptações visando maior flexibilidade e resultados mais confiáveis no rastreamento dos sistemas (Hodges, 1999).

A aplicação mais comum do algoritmo (*TracKH*) é apresentada para a variável vorticidade relativa, com a identificação de um sistema (ciclone, DOL), a partir de um limiar mínimo de vorticidade relativa associado ($0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), para o Hemisfério Norte, guardando a posição do sistema em cada passo de tempo. Satisfeitos alguns parâmetros relativos ao tempo de vida (2 dias), deslocamento mínimo ($\sim 1000 \text{ km}$) e direção, o algoritmo identifica a posição do sistema e rastreia sua trajetória à medida que este se move, usando um método que minimiza a função custo para a coerência do movimento, sujeito a restrições sobre o movimento. A função custo é definida em termos de mudanças locais na direção e velocidade (Thorncroft e Hodges, 2001).

Este algoritmo (*TracKH*) foi aplicado no estudo da variabilidade das OLA e sua relação com a atividade ciclônica tropical do Atlântico, desenvolvido por Thorncroft e Hodges (2001), no qual construíram uma climatologia de 20 anos de atividade de OLA. Os autores usaram dados de reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather*

Forecasts), com resolução espectral T42 ($\sim 2,812^\circ$ lat x $2,812^\circ$ lon), que afirmam ser adequado para resolver a escala sinótica da OLA e ressaltaram também que nenhuma vantagem foi encontrada no uso de dados de alta resolução, pois os resultados apresentavam mais ruídos inerentes a vorticidade relativa.

O *TracKH* também foi aplicado no estudo de Gomes (2012) para a construção de uma climatologia de ocorrência de DOL sobre o NEB e Atlântico Sul adjacente, com os mesmos critérios utilizados por Thorncroft e Hodges (2001) de limiar de vorticidade relativa, tempo de vida e distância de deslocamento mínimo, alterando apenas a resolução espectral para T63 ($\sim 1,875^\circ$ lat x $1,875^\circ$ lon). Gomes (2012) justifica esta alteração afirmando que a amplitude dos DOL é menor no Hemisfério Sul quando comparada as do Hemisfério Norte. O algoritmo foi capaz de rastrear 66% dos DOL identificados de forma subjetiva, localizando o cavado associado ao sistema de forma mais clara, no nível de 850 hPa, devido aos núcleos mais fortes de vorticidade relativa. O algoritmo também rastreou vários eventos que não correspondiam a DOL. Isso advém do fato de outros núcleos de vorticidade associados a outros tipos de sistemas terem sido capturados dentro da área de estudo.

Pontes da Silva (2011) utilizou um algoritmo elaborado por Sugahara (2000), que identifica o mínimo de vorticidade relativa próximo à superfície, associado à presença de ciclones tropicais. Esta mesma metodologia foi também aplicada por Reboita *et al.* (2010), na construção de uma climatologia de ciclogênese sobre o Oceano Atlântico Sul. Pontes da Silva (2011) adaptou e aplicou este algoritmo para a identificação e rastreamento de DOL no nível de 700 hPa, utilizando a variável vorticidade relativa, ajustando o algoritmo para esse nível vertical. Também usou o algoritmo com dados de ROLE, procurando encontrar um melhor resultado, visto que a variável vorticidade relativa não produziu bons resultados no rastreamento, subestimando excessivamente o número de DOL, em comparação com os rastreados subjetivamente. Com o ROLE, o algoritmo apresentou uma melhora, porém, insuficiente para uma aplicação confiável da técnica.

Berry *et al.* (2007) desenvolveram uma metodologia que faz a identificação da OLA em análises de modelos numéricos, baseada no campo da função de corrente em 700 hPa. O cavado associado à OLA é identificado na região de máxima curvatura ciclônica, por meio da variável vorticidade de curvatura na função de corrente. A função de corrente tem a vantagem de eliminar o fluxo divergente e diminuir o ruído associado a sistemas convectivos de

mesoescala, além de oferecer um campo mais suavizado que apresenta menos dificuldades técnicas para computar objetivamente o eixo do cavado associado à OLA. A partir das componentes zonal e meridional do vento não divergente é calculada a vorticidade relativa na função de corrente e a posição do cavado ou crista associado ao sistema, é definido no ponto onde a advecção de vorticidade relativa na função de corrente pelo vento não divergente é igual a zero. A vorticidade de cisalhamento associada ao JLA confunde a identificação da OLA, logo, para resolver esse problema, computaram apenas a componente de curvatura da vorticidade relativa na função de corrente. Depois de aplicados alguns filtros para a exclusão de cristas, sistemas mais fracos e cavados embebidos no fluxo de oeste, o rastreamento do sistema é feito utilizando o diagrama de Hovmöller.

Oliveira (2013) utilizou a metodologia desenvolvida por Berry *et al.* (2007) para identificar a OLA, sobre o Atlântico Norte próximo a América do Sul, com a finalidade de estudar a influência das fases úmida e seca da Oscilação de Madden-Julian na frequência e amplitude da OLA. Como resultado, conseguiu identificar 216 cavados dos quais 76% (24%) do total se concentraram na fase úmida (seca) da OMJ, quando a atividade convectiva é intensificada (enfraquecida), e os cavados apresentam maior (menor) amplitude.

Bain *et al.* (2014) incorporou alguns aspectos da técnica de análise de Berry *et al.* (2007) e empregou ideias apresentadas por Hewson (1998) e técnicas de Fink e Reiner (2003), para desenvolver um algoritmo que fosse o mais simples possível e demandasse menos poder computacional. A técnica usa os dados de vento para calcular a vorticidade de curvatura, com a finalidade de eliminar a contribuição do JLA no campo de vorticidade. Em seguida, o dado de vorticidade de curvatura é plotado em diagramas de Hovmöller e o rastreamento é feito a partir da diferenciação deste diagrama temporalmente e longitudinalmente, para encontrar os máximos locais de vorticidade. O contorno de zero no diagrama de Hovmöller é usado para identificar os cavados e as cristas. A aplicação de filtros elimina cristas, sistemas transientes e ruídos associados, obtendo como resultado apenas os cavados associados à OLA.

Brammer e Thorncroft (2015), Belanger *et al.* (2017) e Brammer e Thorncroft (2017) se basearam no trabalho de Berry *et al.* (2007), para criar seus próprios métodos objetivos de identificação e rastreamento de ondas de leste, considerando a vorticidade de curvatura como uma ferramenta útil de diagnóstico em tempo real, para distinguir cavados associados a ondas de leste, da vorticidade de cisalhamento do plano de fundo.

2.5 Modelagem Numérica de DOL

O estudo do DOL utilizando modelos numéricos de previsão de tempo tem sido mais frequente nos últimos anos e mantendo-se esta tendência, os benefícios para a previsão de tempo associada à atuação deste sistema serão consideráveis, na medida em que a previsão correta sobre a localização, intensidade e precipitação associada ao DOL, com uma janela temporal maior, auxilia gestão dos recursos hídricos, beneficia atividades agropecuárias, entre outros. Por outro lado, permite também a elaboração e divulgação de alertas meteorológicos em casos de eventos extremos de precipitação, possibilitando uma resposta mais eficiente por parte dos órgãos competentes na mitigação de desastres naturais evitando, perdas humanas e materiais. Nesse sentido, serão apresentados alguns estudos que avaliaram a capacidade dos modelos numéricos para prever a ocorrência do DOL, especialmente, no Atlântico Sul.

Torres e Ferreira (2011) analisaram dois eventos de DOL que atingiram o litoral do NEB em 15 de maio de 2005 e 20 de junho de 2006, visando avaliar o desempenho do modelo regional Eta, utilizando quatro conjuntos de experimentos, com diferentes resoluções horizontais (10 e 40 km) e esquemas de parametrizações convectivas [Betts-Miller-Janjic (BMJ) e Kain-Fritsch (KF)]. Com estes experimentos, os autores procuravam encontrar a configuração mais realística para a previsão deste tipo de sistema atmosférico. Os resultados foram analisados para o nível de 700 hPa e observou-se que todos os experimentos simularam de forma adequada a presença de um cavado no campo do vento, se propagando de leste para oeste a partir de 20°W, até a costa do NEB. Em ambos os eventos analisados, os resultados dos experimentos mostraram que o modelo Eta simula bem este tipo de distúrbio com um intervalo de previsão de 5 dias. No entanto, nenhuma das parametrizações empregadas neste estudo, pode ser escolhida como a mais adequada para a previsão de chuva associada ao DOL na área costeira do NEB, pois, todos os experimentos apresentaram resultados similares e subestimaram a chuva na maior parte do domínio. Além disso, não se registrou nenhum ganho com o uso de modelo regional de alta resolução, na previsão da chuva associada ao DOL, ao comparar as previsões de chuva produzidas pelo Eta e pelo modelo global do GFS (*Global Forecast System*). Os autores chamam a atenção para a necessidade de se pesquisar um número maior de casos e desenvolver uma parametrização que se ajuste melhor à convecção tropical e que possa ser utilizada.

Pontes da Silva (2011) realizou simulações numéricas com o modelo climático

regional RegCM3, para avaliar as previsões sazonais de chuva no leste do NEB e verificar o desempenho do modelo nas simulações dos cavados associados ao DOL. O período do estudo compreendeu a quadra chuvosa de abril a julho dos anos 2006 a 2010. As previsões climáticas para o período do estudo com o RegCM3 aninhado as previsões do modelo global do CPTEC/COLA (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/*Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies*), com parametrizações de convecção de Grell e Emanuel, mostraram padrão espacial similar às análises das quadras chuvosas feitas a partir de dados precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission*. No entanto, a parametrização Emanuel apresentou grande superestimativa da chuva sazonal no leste do NEB, tanto na área quanto na quantidade. Enquanto a parametrização de Grell previu chuvas mais próximas da precipitação observada. Nas simulações de casos de DOL ocorridos entre 21 e 25 de maio de 2006, o modelo previu a propagação para oeste, do cavado entre 850 hPa e 700 hPa, bem como a chuva associada, porém a parametrização de Grell ainda mostrou melhores semelhanças com as observações do que a parametrização de Emanuel, que subestimou muito os valores de precipitação.

Gomes (2012) avaliou a eficiência do modelo numérico de mesoescala WRF em simular casos de DOL, realizando simulações para dois eventos ocorridos nos dias 11 e 17 de junho de 2006. Primeiramente, foi feita uma análise comparativa entre as variáveis de precipitação e temperatura do modelo em relação aos dados observados do CPTEC/INPE, onde mostrou uma pequena destreza. De maneira geral, o modelo apresentou uma tendência de subestimar (superestimar) os valores de precipitação no primeiro (segundo) evento. Além disso, durante o primeiro evento, o modelo conseguiu simular os máximos de precipitação, associado ao DOL, sobre algumas áreas litorâneas, porém, subestimou os valores de precipitação e temperatura para áreas do interior do continente. A partir da análise dos estudos de caso, o autor concluiu que o modelo WRF é capaz de simular adequadamente os padrões sinóticos, tanto na horizontal quanto na vertical, como também a precipitação associada aos DOL de forma coerente, quando comparado aos resultados obtidos pelo CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*), porém com maior intensidade.

Pereira (2013) utilizou o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* versão 4.2 para estudar os índices de instabilidade na ocorrência de DOL sobre o NEB, com o objetivo de usar os índices como preditores de chuva forte associado a esse sistema. Dos 126 eventos de DOL identificados subjetivamente, dez casos foram

estudados mais detalhadamente com o modelo, utilizando-se as reanálises do NCEP como condições iniciais e de contorno, para uma previsão de 72 horas. Os índices previstos pelo modelo foram comparados com valores calculados a partir de dados observados (radiossondagens). Os resultados encontrados indicaram que alguns índices têm valores característicos, que são bons indicativos da atuação desse sistema e isto poderá permitir uma contribuição significativa na qualidade das previsões de tempo para a faixa leste do NEB. O modelo permitiu o acompanhamento desses casos, com melhor desempenho na previsão de alguns índices termodinâmicos (Cross Totals, Vertical Total e Total Totals). No entanto, subestimou o valor de alguns dos índices (Lift, SWEAT, K,) e superestimou o valor de outro (Showalter). Segundo o autor, o modelo provou ser uma boa ferramenta para a previsão desse tipo de fenômeno que é responsável por mais de 40% das chuvas anuais na costa leste do NEB.

Bain *et al.* (2014) desenvolveram uma nova técnica para rastreamento das OLA e realizaram testes com os dados de reanálise do ERA-Interim e previsões do Modelo Unificado do *Met Office* (MetUM) para simulações de tempo e clima. Apesar de o modelo reproduzir satisfatoriamente as OLA, os autores encontraram menos ondas e com menor intensidade da vortacidade média comparada a climatologia derivada das reanálises. As reanálises apresentaram um pico na intensidade da vortacidade em agosto e setembro e esta característica sazonal não foi detectada na mesma extensão pelo modelo climático do MetUM, que também subestimou o acoplamento entre as OLA e a convecção. No modo de previsão de tempo, o MetUM, também demonstrou uma perda na intensidade da vortacidade com o tempo de previsão, coincidente com uma redução no acoplamento do sistema com a precipitação. Os autores realizaram experimentos com diferentes configurações no modelo que mostraram melhor as OLA quando houve aumento na resolução horizontal ou aumento no entranhamento na parametrização convectiva.

2.6 – Associação de DOL com onda Mista Rossby Gravidade

As ondas Mistas Rossby Gravidade (MRG) são um tipo de onda equatorial que compõe as soluções do sistema de equações de água rasa, derivada pela primeira vez por Matsuno (1966). As soluções encontradas por Matsuno (1966) formam a teoria de Água Rasa, que aponta a existência de ondas na estratosfera, equatorialmente confinadas, nomeadamente Ondas de Kelvin, Ondas Equatoriais de Rossby, Ondas Inerciais de Gravidade de leste e de oeste, além da onda Mista de Rossby-Gravidade. Após a teoria de Matsuno (1966), estas ondas foram identificadas observacionalmente por vários estudos, inclusive na troposfera e nos oceanos, confirmando a teoria da Água Rasa.

Kiladis *et al.* (2009) discutem sobre ondas equatoriais acopladas à convecção e comentam que as ondas MRG identificadas na estratosfera são mais rápidas e caracterizadas por ausência de umidade, enquanto na troposfera elas são mais lentas e existem acopladas a convecção, com propagação para oeste conforme prevê a teoria de Matsuno (1966). Os autores afirmam que apesar destas ondas serem distintas das ondas de leste, aparentemente, elas coexistem num contínuo, juntamente com as ondas Equatoriais de Rossby, com alguns distúrbios fazendo a transição de um tipo de onda para outro e desenvolvendo estruturas híbridas, particularmente sobre o Pacífico Oeste.

Na Figura 8 é apresentada a estrutura de uma onda MRG extraída de Kiladis *et al.* (2009), em que a temperatura de brilho T_b filtrada é usada como um preditor da onda no ponto base $7,5^\circ\text{N}$, $172,5^\circ\text{E}$. Esta figura reproduz bem a estrutura teórica da onda MRG em 850 hPa, com convecção acentuada no escoamento no sentido equador-polo e inibição de convecção no sentido polo-equador, consistente com as regiões de divergência indicados no modelo teórico (Figura 3c de Kiladis *et al.* (2009)).

Kiladis *et al.* (2009) também apresentam a estrutura vertical da atmosfera (Figura 9) na presença de uma onda MRG usando dados de temperatura de brilho e de radiossondagens de Majuro, um atol pertencente as ilhas Marshall no Pacífico central.

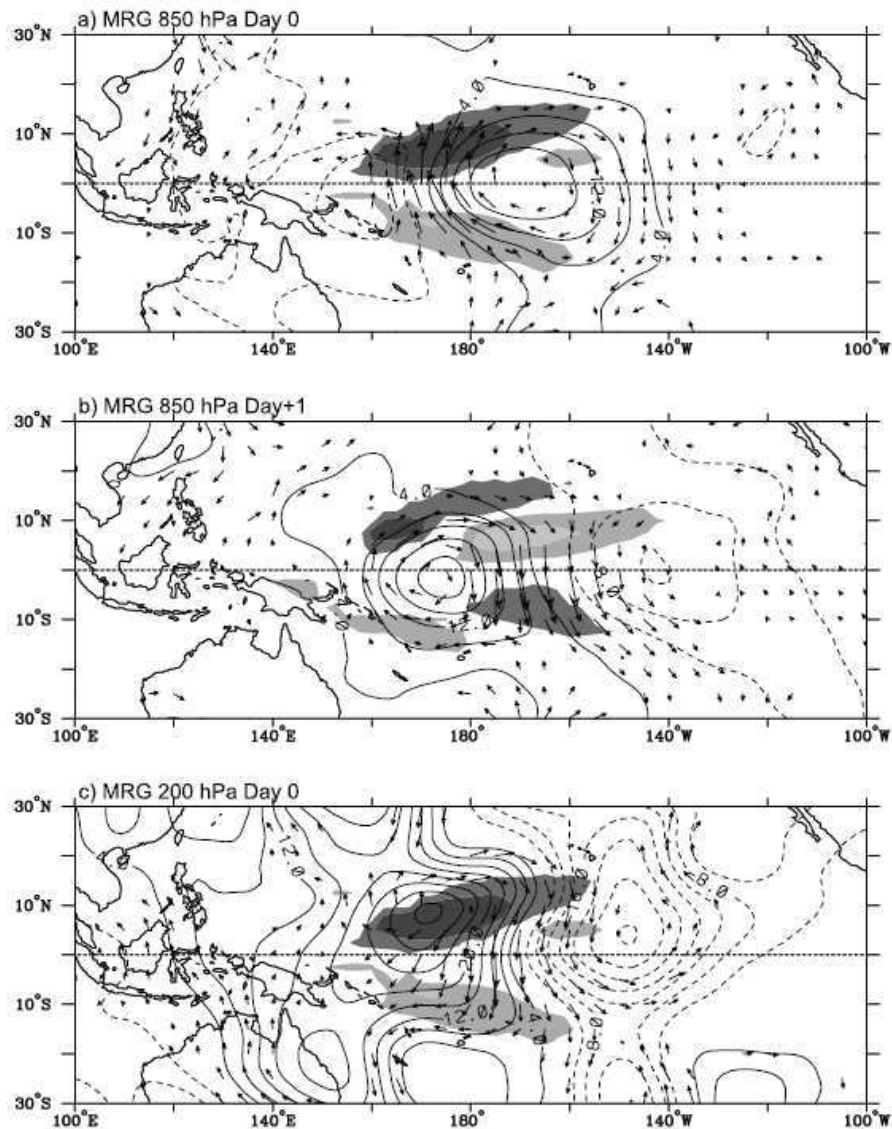


Figura 8. Mapas de T_b anômalo (sombreado), função de corrente (contornos) e vento (vetores) associados com uma perturbação de -20 K na T_b da onda MRG no ponto base $7,5^\circ$ N, $172,5^\circ$ E, para (a) o dia 0 em 850 hPa, (b) dia +1 em 850 hPa, e (c) dia 0 em 200 hPa. O intervalo de contorno é de 4×10^5 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, com contornos negativos em tracejado. O sombreado escuro (claro) é para perturbações negativas (positivas) de T_b de ± 10 K e 3 K. T_b e os vetores de vento são localmente significativos no nível de 95%, com os maiores vetores em torno de $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Fonte: Kiladis *et al.* (2009)

Observa-se no *lag* 0 anomalias negativas de temperatura de brilho indicando presença de convecção, anomalias positivas de vento meridional em baixos níveis (Figura 9 (a)), indicando vento predominante de sul para norte, anomalia negativa de temperatura (Figura 9 (b)) e anomalia positiva de umidade (Figura 9 (c)) entre os baixos e altos níveis. A alternância das anomalias do vento meridional entre o *lag* -6 e *lag* 6, com sinal mais evidente na alta troposfera, em torno de 150 hPa, indicam a propagação das ondas MRG, com reflexos também na baixa e média troposfera.

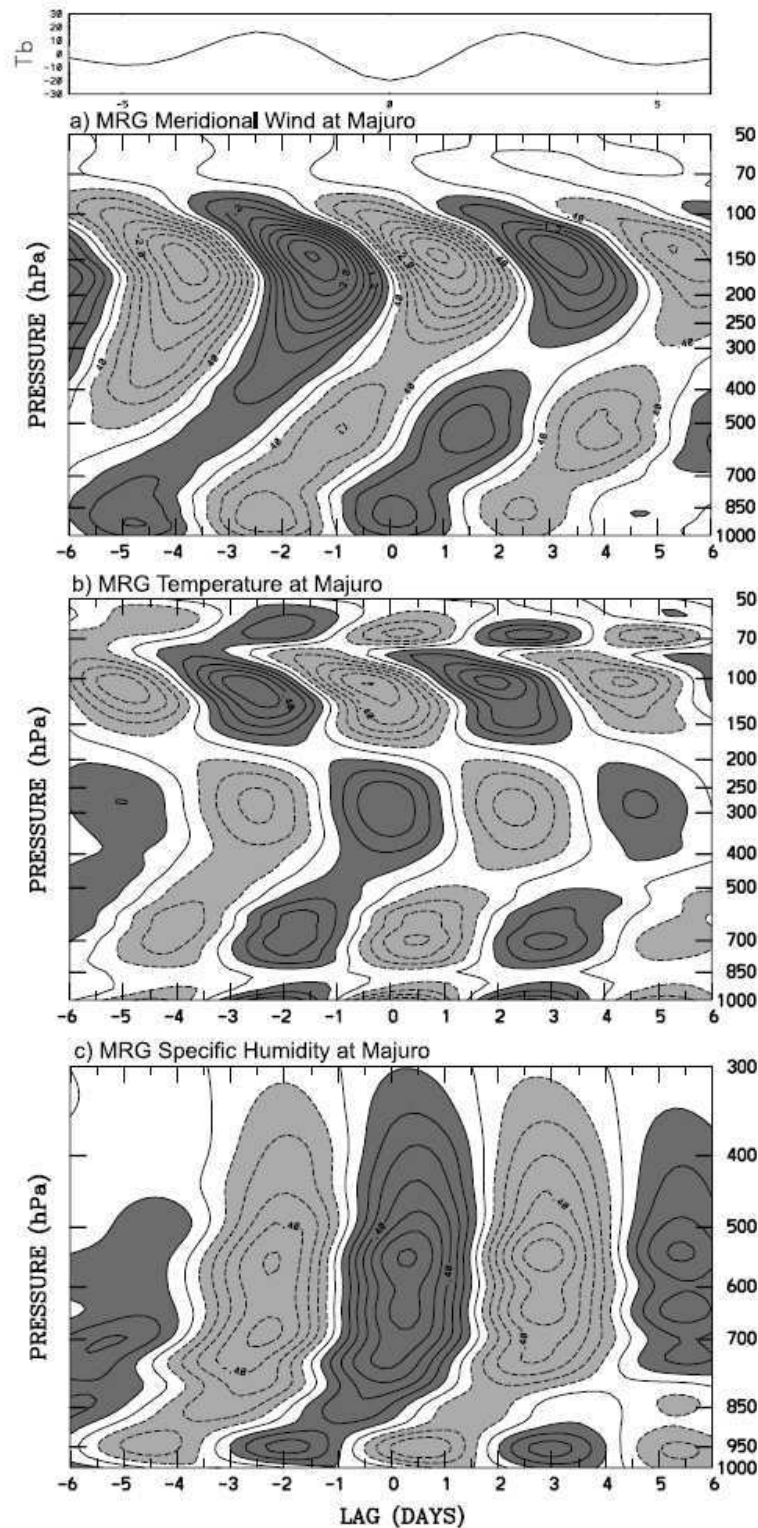


Figura 9. Seções de tempo vs. altitude de anomalias de (a) vento meridional, (b) temperatura, e (c) umidade específica em Majuro ($7,1^\circ$ N, $171,4^\circ$ E), na escala de uma perturbação de -20 K para Ondas Mistas Rossby-Gravidade (MRG) na temperatura de brilho (T_b) filtrada no ponto de grade mais próximo no dia 0. O intervalo de contorno é $0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para vento, $0,1^\circ\text{K}$ para temperatura e $0,1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ para umidade específica, com contornos negativos tracejados. O sombreamento escuro representa perturbações positivas. A anomalia de T_b associada é mostrada no topo em K.

Fonte: Kiladis *et al.* (2009)

O trabalho de Kiladis *et al.* (2009) menciona a importância da Oscilação Quase Bianual (QBO) estratosférica, na qualidade das temporadas de furações no Atlântico e Pacífico, na medida em que esta oscilação apresenta uma alteração periódica do fluxo de oeste para fluxo de leste, propagando para níveis inferiores da estratosfera com um período de ~22 meses. Esta oscilação interfere no cisalhamento vertical da atmosfera tropical e pode contribuir para aumentar ou diminuir a atividade convectiva, associada aos sistemas como ondas de leste, tempestades tropicais e furacões. Na fase da oscilação em que o escoamento em altos níveis é dominado por ondas de Kelvin, que têm um deslocamento de oeste para leste, os sistemas tendem a ter pouco desenvolvimento vertical devido ao forte cisalhamento vertical, pois em baixos níveis o fluxo é predominantemente de leste. Na fase da oscilação em que o escoamento em altos níveis é dominado pelas ondas MRG, que apresentam um deslocamento de leste para oeste, no mesmo sentido do escoamento em baixos níveis, os sistemas tendem a ganhar uma aceleração para oeste e condições favoráveis para o crescimento vertical.

Hall (1989) em seu estudo verificou por meio de dados de radiossondagens um padrão de aumento da velocidade dos ventos em altos níveis no sentido de leste para oeste com valores superiores a 25 nós, propagando dos altos para os médios níveis, antecedendo a passagem do eixo do cavado associado à onda de leste, com respectiva precipitação intensa sobre a ilha de Ascensão representado pelo diagrama esquemático da Figura 5 (b), convergindo com as informações de Kiladis (2009).

2.7 Casos de DOL

A partir da consulta à literatura foi possível a identificação dos principais eventos de DOL ocorridos no período de estudo e que foram analisados em detalhe. O Quadro 1 apresenta alguns destes estudos, identificando os autores e data de publicação, as datas em que estes eventos ocorreram, sua localização de atuação principal e consequências. A finalidade desta tabela é simplesmente de consulta e verificação da ocorrência destes eventos extremos de precipitação, no decorrer do trabalho, com a aplicação dos métodos e geração de resultados. Além disso, alguns destes eventos serão selecionados para estudos de caso, nomeadamente o evento ocorrido em maio de 2006 estudado por Pontes da Silva (2011), o evento ocorrido em junho de 2010 estudado por Alves *et al.* (2013) e o evento ocorrido em julho de 2011 estudado por Ribeiro *et al.* (2013). A escolha destes casos se deve ao fato de estarem associados a eventos extremos de precipitação sobre o leste do NEB, gerando em algumas cidades situações de desastres naturais.

A referência completa destes estudos pode ser consultada no capítulo Referências Bibliográficas.

Quadro 1 – Estudos de DOL sobre o leste do NEB entre os anos 2000 e 2015.

Autores	Data de ocorrência	Localização	Consequências
Torres e Ferreira (2011)	15/05/2005	PB-RN	80 mm
Pontes da Silva (2011)	21-25/05/2006	LNEB	100 mm
Torres e Ferreira (2011)	20/06/2006	PE	80 mm
Gomes (2012)	11 -21/06/2006	PE-RN	----
Santos <i>et al.</i> (2012)	12/06/2006	Salvador- BA	95 mm
Silva (2011)	17/06/2007	Natal - RN	118,4 mm
Silva (2011)	17/05/2008	AL	93,5 mm
Pereira (2013)	11/05/2009	Natal - RN	100 mm
Pereira (2013)	23/05/2009	Natal - RN	48 mm
Alves <i>et al.</i> (2013)	16-18/06/2010	AL-PE	Inundações e mortes
Ribeiro <i>et al.</i> (2013)	15-17/07/2011	PB	100 mm
Neves <i>et al.</i> (2016)	13/06/2014	RN	Inundações

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo e dados utilizados

A área de estudo (Figura 10) está compreendida entre as latitudes de 30° N e 30° S e longitude variando de 30° E a 60° O, englobando parte do continente Africano, Oceano Atlântico tropical e parte do continente Sul Americano, visando captar tanto a atuação de DOL como de outros sistemas atmosféricos. Porém, o foco neste estudo são os DOL que atingem o leste do NEB, na área indicada pela caixa “A” (12° S: 2° S; 35° O: 25° O).

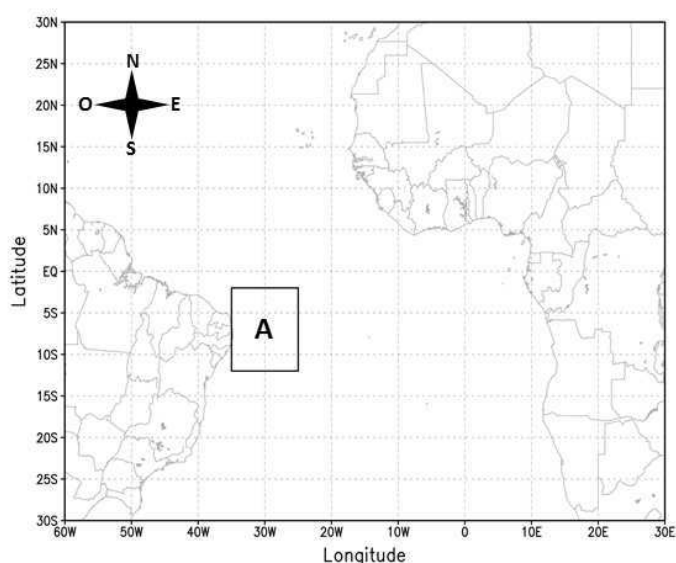


Figura 10 – Área de estudo, com destaque para caixa “A” com dimensões 10°(lat) x10°(lon), localizada entre 35° W a 25° W e 12° S a 2° S, onde serão analisados os cavados que atingem o litoral do leste do NEB.

A base de dados utilizada é composta pelas reanálises CFSR do NCEP, dos Estados Unidos da América, descritos por Saha *et al.* (2010a) e disponíveis para download por meio do endereço eletrônico do *Research Data Archive* <<http://rda.ucar.edu>>, mantido pelo *Computational and Information Systems Laboratory* no NCAR. O banco de dados com número ds093.0 cobre o período de 1979 a 2010 (Saha *et al.*, 2010b) com dados CFSR e o banco de dados com o número ds094.0 cobre o período de 2011 até os dias atuais com atualização em tempo real de dados CFSv2 (Saha *et al.*, 2011). Esta reanálise é utilizada em virtude da sua boa representatividade da atmosfera, com alta resolução espacial e temporal.

Os dados do CFSR são disponibilizados para uma vasta gama de variáveis meteorológicas com resoluções temporais, espaciais e níveis verticais variados. No entanto, para esta pesquisa, trabalhou-se com dados com uma resolução temporal de 6h e resolução

espacial de $0,5^\circ$, para os níveis de 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa e 300 hPa, compreendendo o período entre os anos 2000 e 2015. Foram utilizadas as seguintes variáveis: vento zonal e meridional (m s^{-1}), velocidade vertical (Pa s^{-1}), umidade específica (kg kg^{-1}), água precipitável (kg m^{-2}), temperatura do ar (K), vorticidade potencial ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) e pressão ao nível médio do mar (hPa).

A base de dados desta pesquisa também conta com dados diários de precipitação (mm/dia), do *Global Precipitation Climatology Project* na versão 2.2 (GPCP) com resolução espacial (latitude vs. longitude) de $2,5^\circ$ e dados de ROLE (W m^{-2}) com $1,0^\circ$ e resolução temporal diária. Estes dados foram obtidos por meio do banco de dados da *Physical Sciences Division/Earth Science Research Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration* (PSD/ESRL/NOAA), de acordo com a série temporal disponível para cada variável, no endereço eletrônico < <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>>.

A série temporal do GPCP (Adler *et al.*, 2003), que é produto da combinação de dados de satélites com dados de pluviômetros, varia de outubro de 1996 a novembro de 2015, enquanto que a série de ROLE (Lee, 2014) varia de 1979 a 2012. Tendo em vista as janelas temporais distintas de cada banco de dados, estas variáveis foram utilizadas principalmente para análise no período comum a todos os dados (2000 a 2012), período que se aproxima do recorte temporal (2000-2015) selecionado para este estudo e cuja disponibilidade destas variáveis é útil em estudos de casos.

Dados de precipitação diária observada sobre o NEB foram obtidos por meio do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). O boletim de monitoramento e análise climática, Climanálise do CPTEC, foi consultado para verificação de alguns casos de DOL encontrados nos resultados.

Foram consultadas imagens de satélite das séries GOES e METEOSAT que cobrem o período de estudo, para identificar a nebulosidade associada aos DOL nos canais do visível, infravermelho, vapor de água e compostos RGB visando auxiliar na identificação e acompanhamento do deslocamento da nebulosidade associada ao sistema. As imagens foram consultadas no banco de dados de imagens da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>), no banco de dados da *University of Dundee* (<http://www.sat.dundee.ac.uk/geobrowse/geobrowse.php>) e na página da internet da EUMETSAT (<http://pics.eumetsat.int/viewer/index.html>).

Perfis termodinâmicos *SkewT-LogP* gerados pela *University of Wyoming* (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) por meio de dados de radiossondagens em Natal-RN e Fernando de Noronha-PE, foram utilizados para avaliar o comportamento vertical da atmosfera, em estudos de casos de DOL que atuaram próximo ao litoral do NEB.

Foram utilizados dados de temperatura de brilho global em ponto de grade do *Cloud Archive User Services* (CLAUS), para identificar áreas com indícios de formação de nebulosidade e investigar a sua associação ao DOL, assim como sua posição em relação ao cavado. Compreendem o período de 2000 a 2013 e foram obtidos a partir do banco de dados do departamento de Ciências Atmosféricas e Ambientais da Universidade do Estado de Nova York em Albany – EUA. Estes dados foram gerados por Robinson (2013), do Centro de Dados Atmosféricos Britânico, possuem uma resolução temporal de 3h, resolução espacial de $0,5^\circ$ lat x $0,5^\circ$ lon e estão disponíveis para download no link <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c2112bdd5f0ad698e70be6ab54c9a2ac>.

Adicionalmente, para localizar áreas com disponibilidade de umidade, foi calculado o Índice Normalizado de Água Precipitável – NPWI (do acrônimo em inglês *Normalized Precipitable Water Index*), a partir da normalização dos dados de água precipitável do conjunto de reanálises do CFSR, como indicado pela Equação 1. O NPWI foi sugerido por Zeng e Lu (2004) como uma técnica objetiva para determinar o início e fim da estação chuvosa em regiões monçônicas e é descrito como segue abaixo:

$$NPWI = \frac{PW - PW_{min}}{PW_{max} - PW_{min}} \quad (1)$$

em que PW (do inglês - *Precipitable Water*) é água precipitável diária, PW_{max} e PW_{min} são os valores máximos e mínimos de água precipitável, calculados a partir da média dos máximos e dos mínimos anuais, no intervalo de anos considerados, em cada ponto de grade. O valor do índice é adimensional e varia de 0 a 1.

Zeng e Lu (2004) desenvolveram o Índice (NPWI) para identificar o início da estação chuvosa em regiões monçônicas, utilizando como critério valores do NPWI superior ao limiar de 0,618 por mais de 3 dias consecutivos. Porém, neste estudo será utilizado apenas o critério do NPWI superior ao limiar de 0,618 para cada dia de ocorrência do sistema, como indicativo de umidade suficiente, que combinado com algum mecanismo dinâmico de convecção, favoreça a precipitação pluvial.

3.2 Filtragem espaço-temporal dos dados

A identificação preliminar de cavados próximo ao litoral do NEB foi realizada por meio de dados da componente meridional do vento e de ROLE, ambos filtrados temporalmente, na escala de 2 a 6 dias, por meio do filtro de Lanczos (Lanczos, 1956; Duchon, 1979).

Estudos de Thorncroft e Hodges (2001), Mekonnen *et al.* (2006), Berry *et al.* 2007 e Mekonnen *et al.* (2011) indicam o uso de filtros passa-banda, como o filtro de Lanczos, para isolar escalas temporais de interesse, afim de identificar melhor o sinal de sistemas atmosféricos na sua escala de atuação. De acordo com Duchon (1979), o filtro de Lanczos se caracteriza como um método de Fourier para filtragem de dados digitais unidimensionais e bidimensionais, cujo diferencial é o uso de fatores sigma que reduzem significativamente a amplitude da oscilação de Gibbs. Segundo este autor, o propósito de se filtrar séries temporais é alterar de forma pré-determinada as amplitudes de Fourier que descrevem as séries, modificando determinada sequência de dados, com um conjunto de pesos, denominado funções peso do filtro, para produzir uma nova sequência de dados.

O filtro recebe uma sequência de dados X_t , em que t é o tempo, e os transforma numa outra sequência de dados Y_t , usando a relação linear:

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{\infty} w_k x_{t-k} \quad (2)$$

em que w_k representa a função pela qual os pesos são adequadamente escolhidos.

Duchon (1979) afirma que o efeito da filtragem dos dados é melhor observado no domínio da frequência e que a relação entre as funções densidade de amplitude de Fourier de entrada $X(f)$ e de saída $Y(f)$, onde f é a frequência, é obtida por meio da transformada de Fourier da Equação 2. O resultado é

$$Y(f) = R(f) \cdot X(f) \quad (3)$$

Em que $R(f)$ é a função resposta da frequência.

A função peso w_k e a função resposta $R(f)$ formam um par de transformadas de Fourier:

$$R(f) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} W_k \exp(i2\pi fk\Delta) \quad (4)$$

$$w_k = \frac{1}{2f_N} \int_{-f_N}^{f_N} R(f) \exp(-i2\pi fk\Delta) df \quad k = \dots, -1, 0, 1, \dots, \quad (5)$$

Após algumas manipulações matemáticas a função peso suavizada é expressa da seguinte forma para filtragem do tipo passa banda:

$$\bar{w}_k = \left(\frac{\sin 2\pi f_{c2}k}{\pi k} - \frac{\sin 2\pi f_{c1}k}{\pi k} \right) \sigma \quad k=-n,\dots,0,\dots,n. \quad (6)$$

em que f_{c1} e f_{c2} são as frequências de corte da banda temporal que se deseja filtrar, e σ (sigma) é igual a 1.

O uso do filtro na modalidade passa-banda requer a especificação da escala de tempo do sinal a ser filtrado e uma função peso que determine a qualidade da resposta do filtro. Mekonnen *et al.* (2006) afirmam que a escala de 2 a 6 dias é útil para a identificação de sistemas sinóticos como OLA e sugerem a aplicação de uma função de 61 pesos para filtragem da série de dados diários, visando reter o sinal deste sistema sinótico tropical. O uso dessa função peso acarreta na eliminação de 30 tempos em cada extremidade da série temporal diária, porém gera uma resposta mais refinada do filtro e produz uma série ideal para identificação de sistemas com a frequência característica das ondas de leste (Mekonnen e Rossow, 2011). A Figura 11 apresenta várias respostas do filtro de Lanczos na banda de 2 a 6 dias associadas pesos variados: 11, 21, 61, 121 e 181, indicadas respectivamente pelas curvas sólida a tracejadas.

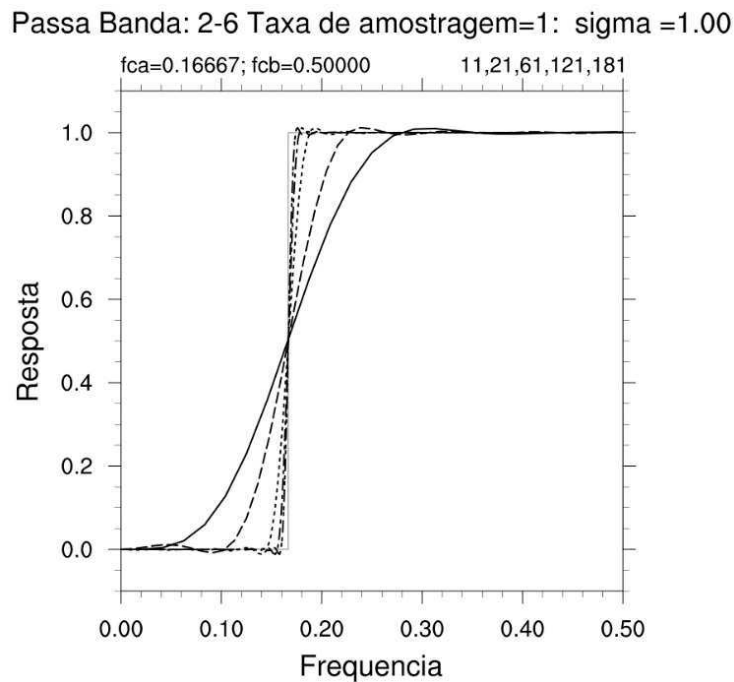


Figura 11. Função de resposta para o filtro de Lanczos na banda de 2 a 6 dias com diferentes pesos: 11 (—), 21 (— —), 61 (-----), 121 (— - —), 181 (— - -), aplicado a dados diários.

Pode-se notar pela Figura 11, que quanto maior os pesos, melhor é a resposta do filtro de Lanczos, se aproximando da curva ideal da função resposta, representada pela linha cinza. Porém, pesos elevados resultam numa perda elevada de dados nas extremidades da série, pelo que entre as curvas acima, a de 61 pesos se apresenta como uma boa opção e corrobora a indicação de Mekonnen *et al.* (2006), sem uma perda significativa de dados.

A aplicação do filtro aos dados e a geração da função de resposta para os diferentes pesos foi feita por meio de scripts em linguagem NCL (*NCAR Command Language*) disponíveis no link: <https://www.ncl.ucar.edu/Applications/filter.shtml>.

Portanto, neste estudo fez-se o uso do filtro de Lanczos para reter variações da componente meridional do vento, ROLE e da vorticidade de curvatura na escala temporal de 2 a 6 dias, com uma função de 61 pesos, como sugerido por Mekonnen, *et al.* (2006). Essa escala temporal é coerente com a maior frequência de DOL atuantes próximos ao NEB, de 3 a 6 dias, conforme observado por Coutinho e Fisch (2007), numa climatologia de ocorrência de DOL sobre Alcântara com 10 anos de dados. Coutinho e Fisch (2007) também observaram casos menos frequentes em que a duração dos DOL chegou a 10 dias, e que corroboram os trabalhos de Espinosa (1996) e Mota (1997) que também determinaram o intervalo de 3 a 10 dias como sendo o período típico dos DOL no NEB.

O período de estudo foi dividido em anos para fins de simplicidade, e os meses de janeiro e dezembro de cada ano, foram descartados em virtude da aplicação do filtro de Lanczos aos dados, todavia, sem prejuízo a análise dos eventos de DOL, que foi centrada nos meses em que este sistema é mais ativo e associado à precipitação pluvial no leste do NEB, de acordo com a literatura: maio, junho e julho.

Os dados de temperatura de brilho CLAUS foram filtrados espaço-temporalmente no modo passa-banda, em cada ponto de grade entre os paralelos 30° N e 30° S, compreendendo toda a faixa tropical do globo, para comprimentos de ondas zonais e frequências características das ondas equatoriais acopladas à convecção, do tipo onda Mista Rossby-Gravidade, como descrito em Wheeler e Kiladis (1999). A filtragem dos dados foi realizada no sistema computacional do Departamento de Ciências Atmosféricas e Ambientais da Universidade do Estado de Nova York em Albany, por meio de scripts em linguagem NCL, fazendo uso da função *kf_filter* disponibilizada no link < https://www.ncl.ucar.edu/Document/Functions/User_contributed/kf_filter.shtml >.

3.3 Identificação Objetiva de DOL

Segundo Berry *et al.* (2007), discussões e interpretações sobre o desenvolvimento de Ondas de Leste Africanas requerem um ponto de referência ideal para que as ondas sejam identificadas. Encontrar esse ponto de referência tem sido um desafio para comunidade científica, pois as múltiplas escalas envolvidas tornam difícil a distinção das ondas de leste de outros sistemas. Muitos estudos utilizaram a mudança do sinal no vento meridional no nível de 700 hPa ($v=0 \text{ m.s}^{-1}$), como ponto de referência (e, implicitamente, como definição) para as ondas de leste. No entanto, a distinção entre ondas de leste e outros fenômenos de escalas coincidentes, tais como, grandes CCM não é sempre evidente e pode resultar em um fenômeno distinto sendo identificado como ondas de leste. Como solução Berry *et al.* (2007) sugeriram que o eixo do cavado da onda de leste fosse definido com base no campo de função de corrente (ψ), visto que este campo tem como vantagem a eliminação do fluxo divergente o que reduz o ruído associado com CCM isolados e oferece um campo suavizado com menos dificuldades técnicas para a computação objetiva de eixos de cavados associados às ondas de leste. Os autores trabalham com o nível de 700 hPa para definirem os eixos dos cavados associados às ondas de leste no campo da função de corrente (ψ).

A função de corrente nos trópicos é apresentada por Berry *et al.* (2007) como sendo análogo à altura geopotencial, variável utilizada na meteorologia sinótica para identificar cavados e cristas nas latitudes médias. E de forma análoga pode-se associar as componentes zonal (u_ψ) e meridional (v_ψ) do vento não divergente (\vec{V}_ψ) nos trópicos ao vento geostrófico.

As componentes do vento não divergente (\vec{V}_ψ) são dadas por:

$$u_\psi = -\frac{\partial\psi}{\partial y} \quad (7)$$

$$v_\psi = \frac{\partial\psi}{\partial x} \quad (8)$$

Usando as componentes do vento não divergente é então computada a vorticidade em funções de corrente ($\vec{\xi}_\psi$) definida como

$$\vec{\xi}_\psi = \nabla_h \times \vec{V}_\psi \quad (9)$$

em que ∇_h representa o gradiente horizontal padronizado e a vorticidade em função de corrente computada é implicitamente uma componente vertical. A partir do campo de vorticidade em função de corrente a posição do cavado ou crista é definido onde:

$$-\vec{V}_\psi \cdot \nabla_h \vec{\xi}_\psi = 0 \quad (10)$$

Ou seja, a área onde a advecção de vorticidade em função de corrente pelo vento não divergente é igual à zero. Sinoticamente, esta formulação indica advecção de vorticidade positiva à frente e negativa atrás do cavado para o Hemisfério Norte, sendo o contrário para o Hemisfério Sul. No entanto, esta definição de cristas e cavados está, matematicamente, correta apenas para ondas idealizadas bidimensionais, onde \vec{V}_ψ é apenas função de uma direção horizontal (Berry *et al.*, 2007).

Os autores analisaram um caso ocorrido sobre o norte da África Tropical, em que uma grande contribuição para a vorticidade total na função de corrente, advém do cisalhamento horizontal ao longo do Jato de Leste Africano. A advecção de vorticidade na função de corrente devido à propagação para oeste da onda de leste é mascarada pela advecção de vorticidade na função de corrente associada às flutuações relativamente pequenas na posição e natureza do Jato de Leste Africano. Propuseram então uma solução simples, particionar a vorticidade na função de corrente em duas componentes: uma devido ao cisalhamento do vento não divergente classificado como “vorticidade de cisalhamento na função de corrente” e outra devido à curvatura do vento não divergente classificada como “vorticidade de curvatura na função de corrente” da seguinte forma:

$$\xi_\psi = \xi_\psi^{cisalhamento} + \xi_\psi^{curvatura} \quad (11)$$

Visto que a vorticidade na função de corrente pode ser calculada seguindo a Equação (9), manipulando a Equação (11), se obtém a vorticidade de curvatura em função da vorticidade total e da vorticidade de cisalhamento na função de corrente:

$$\xi_\psi^{curvatura} = \xi_\psi - \xi_\psi^{cisalhamento} \quad (12)$$

De acordo com Berry *et al.* (2007) apud Oliveira (2013), o cálculo da vorticidade de cisalhamento pode ser esquematicamente representado pela Figura 12. Dado um campo de

vento espacialmente dividido em uma grade regular (com espaçamento Δx e Δy), é adotado um vetor referência $n(u,v)$ e seus vetores adjacentes A, B, C e D são utilizados para o cálculo da vorticidade de cisalhamento (Figura 12a). Por meio do vetor referência, pode-se calcular o cisalhamento horizontal existente em relação aos demais vetores adjacentes (A, B, C e D). Este cisalhamento é representado pelas linhas vermelhas pontilhadas (Figura 12b) e pelos vetores em cor verde (Figura 12c) que representam a projeção da direção do vetor "n" nos demais vetores. Como resultado, se obtém novos vetores A, B, C e D paralelos ao vetor "n" (Figura 12d) cujos componentes zonais e meridionais são utilizados no cálculo da vorticidade de cisalhamento.

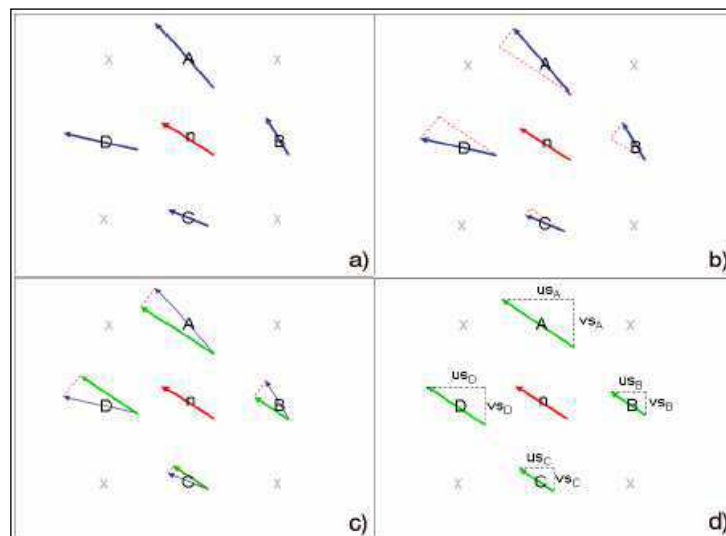


Figura 12 - Explicação esquemática do cálculo da Vorticidade de Cisalhamento: a) Vetor referência "n" vermelho, b) Projeção do vetor "n" em relação aos demais, c) Vetor "verde" gerado a partir de "n" e d) Projeção das componentes dos vetores A-D. Extraído de Oliveira (2013) - Adaptado de Berry *et al.* (2007).

As componentes zonal ("us") e meridional ("vs") dos vetores (Figura 12d) representam o cisalhamento existente e permitem calcular a vorticidade de cisalhamento por meio da Equação (13):

$$VortCis = \left(\frac{vs_B - vs_D}{2\Delta x} \right) - \left(\frac{us_A - us_C}{2\Delta y} \right) \cong \left(\frac{\partial vs}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial us}{\partial y} \right) \quad (13)$$

A subtração entre a vorticidade relativa total e a vorticidade de cisalhamento (Eq. 12) é a vorticidade de curvatura. Os eixos dos cavados das ondas de leste são redefinidos para se localizarem onde a advecção da vorticidade de curvatura pelo vento não divergente for igual à zero:

$$-\vec{V}_\psi \cdot \nabla_h \xi^{curvatura} = 0 \quad (14)$$

Berry *et al.* (2007) indicam que a área do cavado associado à onda de leste no Hemisfério Norte deve apresentar advecção de vorticidade na função de corrente pelo vento não divergente igual a zero e apresentar advecção de vorticidade positiva à frente do cavado e advecção de vorticidade negativa atrás. Para diferenciar entre cavados e cristas recomendam a aplicação de uma máscara, considerando apenas valores de $\xi_{\psi}^{curvatura}$ superiores a $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$, eliminando assim os eixos das cristas e de sistemas mais fracos. Em casos em que a curvatura do vento não divergente atinge um mínimo local, porém ainda positivo ou um máximo local, porém negativo e torna-se necessário aplicar outro filtro para remover as linhas espúrias não removidos pela máscara da vorticidade de curvatura na linha de corrente:

$$\vec{V}_{\psi} \cdot \nabla_h (-\vec{V}_{\psi} \cdot \nabla_h \xi_{\psi}^{curvatura}) > K \quad (15)$$

em que K é maior ou igual a zero para cavados. Para cristas, o sinal da desigualdade se reverte e K passa a ser menor ou igual a zero, conforme ilustrado pela Figura 13, adaptada de Berry *et al.* (2007). Desta forma, se remove os eixos das pseudo-cristas no fluxo não divergente de curvatura ciclônica.

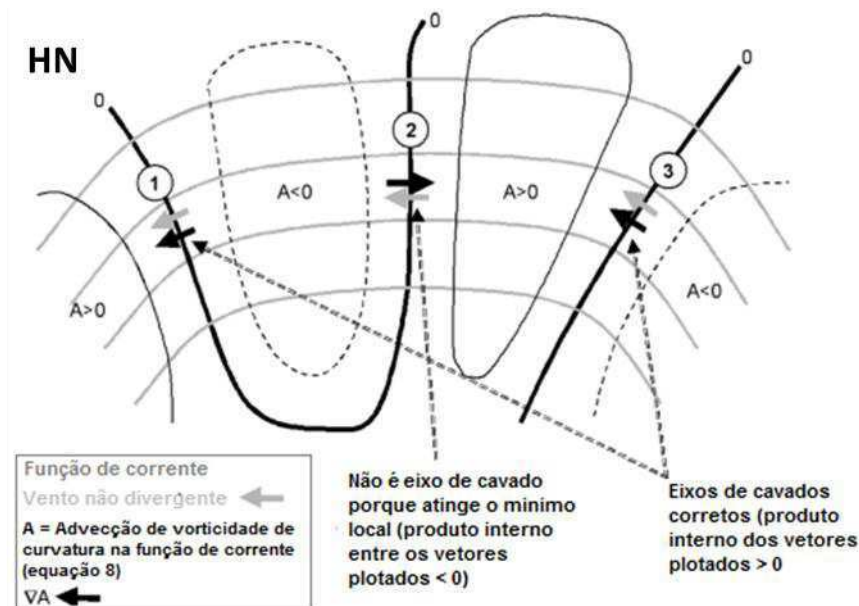


Figura 13 – Diagrama esquemático representando a estrutura complexa da Onda de Leste no Hemisfério Norte. Contornos em cinza mostram a função de corrente; contornos em preto representam a advecção de vorticidade de curvatura na função de corrente pelo vento não divergente indicado por “A”; a linha grossa preta é o zero (Eq. 8); linha preta contínua é positivo e linha preta tracejada é negativo. Fonte: Adaptado de Berry *et al.* (2007).

Para remover os cavados associados a sistemas sinóticos se deslocando de oeste, como sistemas frontais, considera-se apenas o vento zonal menor que zero, ou seja, vento de leste.

Esta metodologia foi desenvolvida para o Hemisfério Norte, aplicada sobre a área de influência do Jato de Leste Africano, até a região do Caribe e América Central para identificação das Ondas de Leste Africanas. Para a sua aplicação no ATS, entre o oeste da África Central e o leste da América do Sul, visando à identificação objetiva dos DOL, algumas considerações e ajustes devem ser feitos, pois sem esses ajustes o algoritmo capta os sinais de cristas no lugar de cavados associados ao DOL. A primeira alteração consiste na aplicação da máscara que considera apenas valores negativos de $\xi_{\psi}^{Curvatura}$, visto que no HS a convenção estabelece valores negativos de vorticidade para áreas de circulação ciclônica. No entanto, o limiar da vorticidade de curvatura deve ser estabelecido com base nos valores médios da vorticidade associada aos cavados próximos ao NEB. No caso da máscara representada pela Eq. (15), utiliza-se o mesmo procedimento das cristas do HN, revertendo o sinal da igualdade, com K assumindo valores menores ou iguais à zero.

O algoritmo que contém a metodologia desenvolvida por Berry *et al.* (2007), está escrito em linguagem Fortran 90, com sub-rotinas em linguagem NCL. Além de fornecer os eixos dos cavados associados aos DOL, também identifica o Jato de Leste Africano e fornece as componentes de curvatura e cisalhamento da vorticidade relativa na função de corrente, dos quais foram utilizados apenas a vorticidade de curvatura e os eixos dos cavados. O acompanhamento do deslocamento do DOL é feito utilizando diagramas de Hovmöller, ou espacializados em pontos de grade sobreposto a outras variáveis.

A Figura 14 abaixo mostra um exemplo da identificação do JLA (tracejado) e de cavados associados à OLA (W26, W27, W28), sobrepostos numa imagem de satélite.

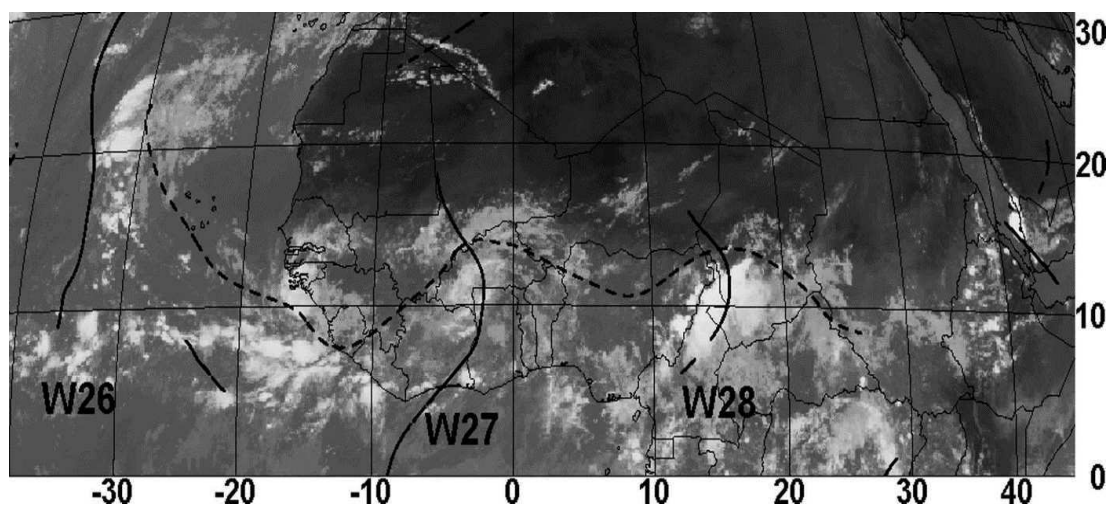


Figura 14 – Exemplo da identificação objetiva do JLA e dos eixos de cavados de OLA às 12 UTC do dia 12 de setembro de 2004. Fonte: Berry *et al.* (2007)

Para este estudo foi utilizado uma versão atualizada do algoritmo de Berry *et al.* (2007), no qual foi feita a filtragem espacial dos dados de vorticidade de curvatura, visando obter um campo mais suavizado, por meio da média radial desta variável num raio de 500 km, com procedimento similar ao feito por Brammer e Thorncroft (2015). O código deste algoritmo e as sub-rotinas associadas necessárias para executar esta metodologia se encontram no sistema computacional interno do departamento de Ciências Atmosféricas e Ambientais da Universidade do Estado de Nova York em Albany – EUA, cujo acesso foi gentilmente cedido para este estudo por meio da colaboração de Chris Thorncroft e Alan Brammer.

No entanto, há também a possibilidade de utilizar o código desenvolvido por Belanger *et al.* (2017) em Matlab para a identificação e rastreamento de ondas de leste, também baseado no cálculo da vorticidade de curvatura na função de corrente e disponibilizado pelos autores por meio de um link (ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/aewc-v1/src/src_readme.docx).

3.4 Diagramas de Hovmöller

Os DOL são identificados tradicionalmente por meio da mudança do sinal da componente meridional do vento, e podem ter o seu deslocamento rastreado fazendo uso de diagramas tempo vs. longitude (diagramas de Hovmöller). Na presença de um cavado no fluxo de leste, no Hemisfério Sul, observa-se vento meridional positivo, ou seja, de sul para norte na dianteira do cavado, enquanto, no eixo do cavado o vento é nulo e na retaguarda do mesmo o vento meridional é negativo, isto é, sopra de norte para sul. Este padrão é descrito em Hall (1989) e Coutinho e Fisch (2007), para a identificação de DOL sobre a atmosfera do Atlântico Sul.

A Figura 15 mostra uma representação esquemática da estrutura horizontal de uma onda no Hemisfério Sul se propagando de leste para oeste, com a finalidade de ilustrar a variação do sinal da componente meridional do vento, descrita acima, antes e depois da passagem do eixo do cavado (linha tracejada azul) próximo a uma longitude de interesse (35°W), de um instante t_1 ao instante t_2 , em que $t_2=t_1+\Delta t$. Essa informação é importante para a correta identificação dos cavados nos diagramas de Hovmöller.

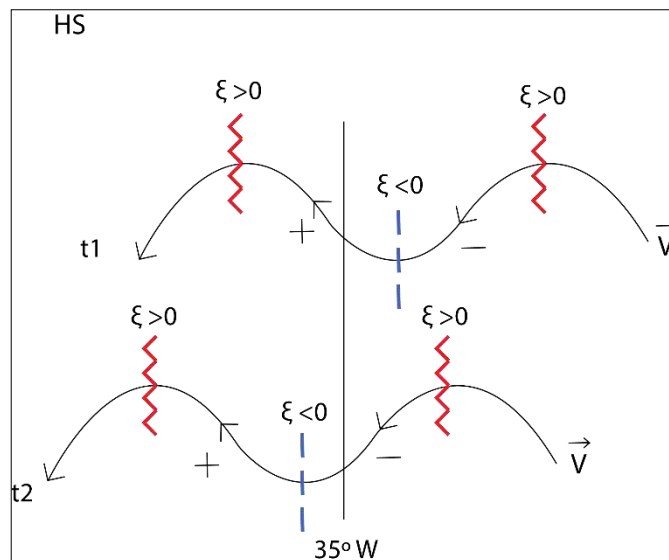


Figura 15. Diagrama esquemático de uma onda se propagando no plano horizontal de leste para oeste no hemisfério sul, de um instante t_1 para um instante t_2 , ($t_2 > t_1$), com representação das cristas (linha vermelha) e dos cavados (linha azul) se movendo sobre a longitude de 35°W (litoral do leste do NEB).

Quando ocorre a mudança na componente meridional do vento próximo a 35°W , do vento de sul (norte) no instante t_1 , para vento de norte (sul) no instante t_2 , ou seja, positivo para negativo (negativo para positivo) com a onda se movendo no fluxo zonal de leste, tem-se o indicativo da presença de um cavado (crista).

Foi selecionada uma área compreendida entre os meridianos 50°W e 30° E, na qual se calculou a média das variáveis filtradas de vento meridional e de ROLE, entre as latitudes 12° S e 2° S, para a construção dos diagramas de Hovmöller. A faixa de latitude foi selecionada visando abranger grande parte do litoral do NEB, onde se observa áreas de atuação dos DOL como no caso das Figuras 6 e Figura 7 que apresentam áreas de gênese, trajetória e dissipação de DOL sobre a faixa leste do NEB, compreendendo a área “A”, indicada na Figura 10.

Foi calculada a média do vento meridional entre as latitudes 12° S e 2° S nos níveis de 925 hPa, 850 hPa e 700 hPa, visando identificar o nível vertical em que os cavados são mais evidentes e fáceis de localizar. A ROLE foi disposta temporalmente centrada em 2° S, 6° S e 10° S, nas quais se calculou a média de área variando a latitude em $\pm 2^\circ$ da latitude central, ou seja, foi calculado a média de área da ROLE nas faixas entre 12° S a 8° S, 8° S a 4° S, 4° S a 0°. Os diagramas de ROLE foram construídos visando à verificação de convecção associada a cavados, principalmente, no leste do NEB na faixa entre 8° S e 4° S. Valores negativos de anomalia de ROLE são indicativos de nebulosidade convectiva e valores positivos sugerem ausência de convecção.

A identificação dos cavados foi feita tanto nos dados de vento meridional filtrado, como nos dados de vorticidade de curvatura (Berry *et al.*, 2007), visando avaliar a correspondência entre as duas metodologias na identificação dos cavados associados a DOL.

No processo de identificação dos cavados por meio da vorticidade de curvatura, foram efetuados alguns cálculos de parâmetros estatísticos básicos, tais como, média, desvio padrão e variância desta variável, em que os cavados com vorticidade de curvatura superior a 1 desvio padrão negativo, tiveram suas datas registradas. Após a identificação dos cavados mais intensos por meio da vorticidade de curvatura, as datas em que estes se aproximaram do leste do NEB, foram registradas com a finalidade de construir compostos de variáveis atmosféricas influenciadas pela presença do sistema e assim obter a configuração climatológica do escoamento associado. Calcularam-se as anomalias dos compostos subtraindo a média climatológica diária, procurando assim além das características climatológicas, identificar padrões atmosféricos associados à propagação do DOL evidenciados após a filtragem do sinal da climatologia.

A manipulação dos dados e plotagem das figuras e diagramas foi feita por meio dos softwares CDO (Climate Data Operators) e GrADS (Grid Analysis Display System), respectivamente.

4 RESULTADOS

4.1 – Identificação de cavados na componente meridional do vento.

Nesta seção são identificados os cavados na componente meridional do vento filtrado na escala de 2-6 dias, utilizando o filtro de Lanczos (Duchon, 1979). Os dados utilizados e resultados gerados abrangem todo o período de estudo (2000-2015), porém, para fins de praticidade são apresentadas apenas análises para os meses de maio, junho e julho de 2006, a título de exemplo, por meio dos diagramas de Hovmöller, nas Figuras 16 a 18.

Observa-se no Quadro 1, que houveram alguns eventos de DOL ocorridos em maio e junho de 2006, com valores significativos de precipitação, estudados na literatura (Pontes da Silva, 2011; Torres e Ferreira, 2011; Gomes, 2012; Santos *et al.*, 2012). A aplicabilidade das metodologias descritas anteriormente é observada neste período, em que os DOL são mais ativos e associados à precipitação sobre o NEB (Neiva, 1975; Chan, 1990; Espinosa, 1996; Mota, 1997; Kayano, 2003; Coutinho e Fisch, 2007; Gomes, 2012).

Para identificar cavados nos diagramas, tomando como exemplo o mês de maio de 2006 (Figura 16), observam-se as isolinhas de 0 em que ocorre a transição de cima para baixo (de t1 a t2 da Figura 15), dos valores positivos (vento de sul) para os valores negativos (vento de norte), da componente meridional do vento indicados pelas cores laranja e roxo, respectivamente (Figura 16(a) e Figura 16 (b)). A convecção deve ocorrer próximo ao eixo do cavado de acordo com Hall (1989), o que está coerente com os valores negativos de ROLE filtrado (Figura 16(c)) próximo às datas com cavados.

As datas nos diagramas se encontram dispostas de forma crescente de cima para baixo, no eixo das ordenadas, portanto, ao se observar o dia 07 de maio de 2006, é possível identificar um cavado, destacado pela isolinha de zero, próximo à longitude de 35° W (marcada pela linha pontilhada azul) que corresponde a posição aproximada do litoral do NEB. Na dianteira do cavado, têm-se valores positivos do vento meridional (cor laranja), correspondendo ao vento de sul, observados na Figura 16(b) e negativos de ROLE (cor azul) observados na Figura 16(c), correspondendo à área onde se espera encontrar convergência de umidade e convecção, enquanto na retaguarda do cavado temos valores negativos de vento (cor roxo), correspondendo ao vento de norte, observados na Figura 16(b) e valores positivos de ROLE (cor vermelha) observados na Figura 16(c), correspondendo a área de divergência e movimento subsidente.

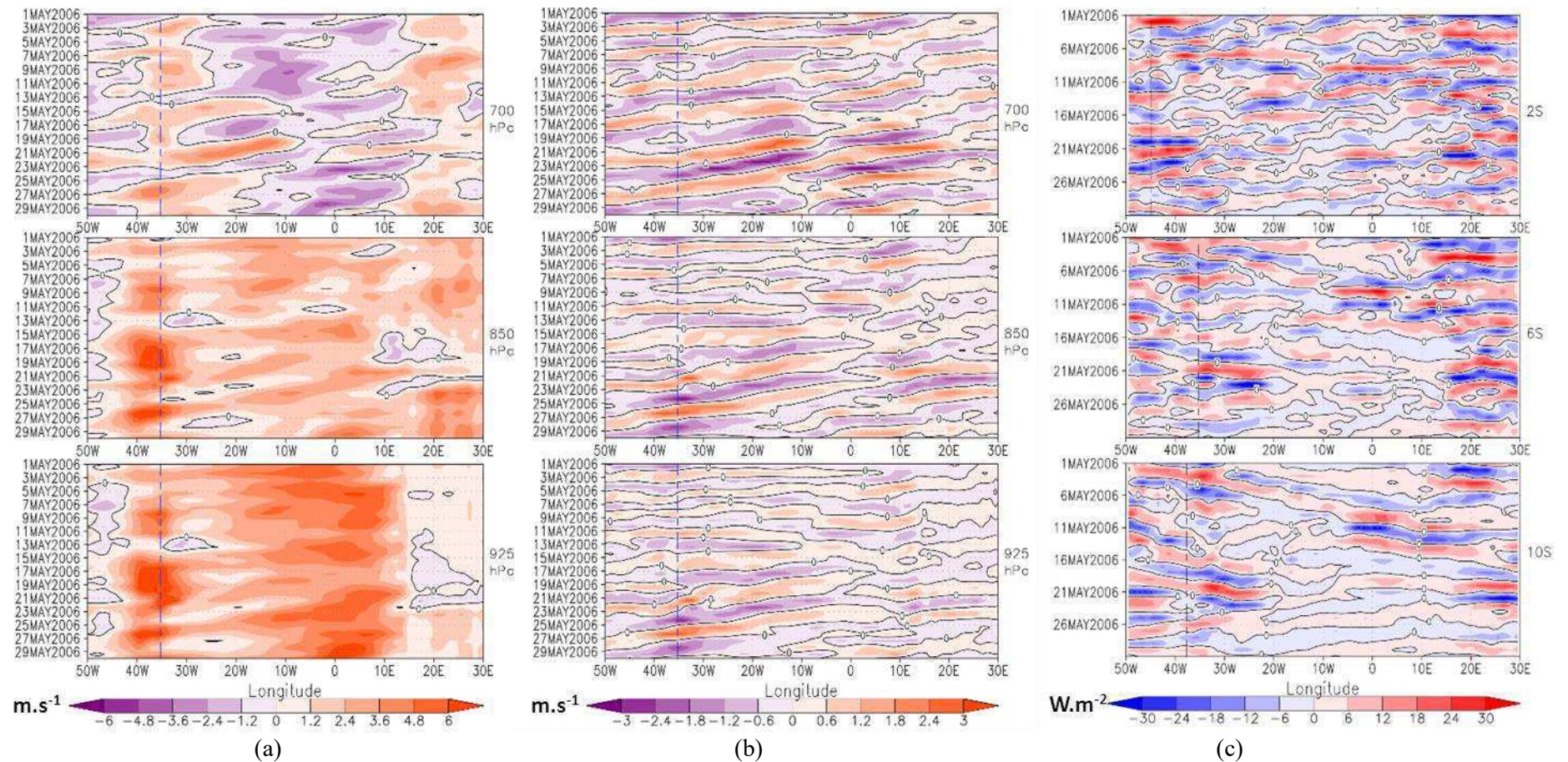


Figura 16. Diagramas de Hovmöller: (a) vento meridional (m.s^{-1}), (b) vento meridional (m.s^{-1}) filtrado (2 a 6 dias), média na faixa de 12°S a 2°S (c) ROLE (W.m^{-2}) filtrada (2 a 6 dias) centrado em 2°S, 6°S e 10°S, para maio de 2006. A linha tracejada indica a posição do litoral do NEB nas ditas faixas de latitude.

Segundo o procedimento descrito acima foi possível identificar cavados durante o mês de maio, nas datas: 4, 7, 12, 17, 23 e 27, com o sinal da variação do vento mais evidente no nível de 700 hPa, principalmente no dado não filtrado (Figura 16(a)).

Nos níveis abaixo (850 hPa e 925 hPa) esse sinal aparece mais fraco, evidenciado pelo menor gradiente nas cores, porém, comparativamente o cavado é mais visível no dado filtrado (Figura 16 (b)) comprovando a utilidade do filtro de Lanczos na identificação do DOL. Em alguns casos se observou um pequeno atraso no sinal do cavado entre o nível de 700 hPa e os níveis abaixo, com o cavado atingindo o litoral do NEB primeiro em 700 hPa e só depois em 850 hPa e 925 hPa, sugerindo uma inclinação para oeste com a altitude, característica também observada por Hall (1989) e que segundo este autor é um indício de baroclinia.

Por meio dos diagramas das Figuras 17 e 18 podem ser identificados os cavados que ocorreram em junho e julho de 2006, respectivamente. No mês de junho ocorreram cavados nos dias 5, 10, 15, 20, 24 e 26, enquanto que no mês de julho ocorreram nos dias: 5, 10, 14, 19, 23 e 29. Alguns eventos de DOL ocorridos nos meses de maio e junho de 2006, foram analisados na literatura elencada no Quadro 1, e apresentam datas de ocorrência próximas às datas de alguns cavados identificados nos diagramas para esses meses.

Pontes da Silva (2011) aponta a ocorrência de dois eventos DOL entre 21 e 25 de maio de 2006 no leste do NEB, no entanto, se observa pelos diagramas da Figura 16 (a-b), um cavado no dia 23 de maio de 2006 próximo a 35° W. A reversão do sinal da componente meridional do vento (positivo para negativo) é notável tanto no dado real (Figura 16(a)), como no dado filtrado (Figura 16(b)), sendo a sua propagação desde a costa Africana (10°E) mais evidente no dado filtrado e no nível de 700 hPa. O sinal do ROLE também indica a presença de convecção em áreas próximas ao litoral do NEB, representada pelas linhas tracejadas, entre os dias 21 e 25 de maio de 2006, com valores negativos dessa variável, intercaladas por um núcleo positivo, mais evidente nas faixas de latitude centradas em 6° S e 10° S (Figura 16 (c)).

Torres e Ferreira (2011) estudaram um DOL ocorrido em 20 de junho de 2006 sobre Pernambuco, enquanto Santos *et al.* (2012) avaliaram um evento DOL ocorrido em 12 de junho de 2006 sobre Salvador, e Gomes (2012) indicou a ocorrência de DOL entre 11 e 21 de junho de 2006 entre Paraíba e Rio Grande do Norte. Estes sistemas podem estar relacionados aos cavados observados nos dias 10 e 20 de junho de 2006, por meio dos diagramas da Figura 17. Entre 10 e 12 de junho de 2006, a ROLE filtrada apresenta um padrão de valores negativos intercalado de valores positivos o que sugere a ocorrência de convecção e precipitação, intermediada com um curto período de pausa. No dia 20 de junho, o sinal da ROLE apresenta o mesmo padrão, porém menos intenso.

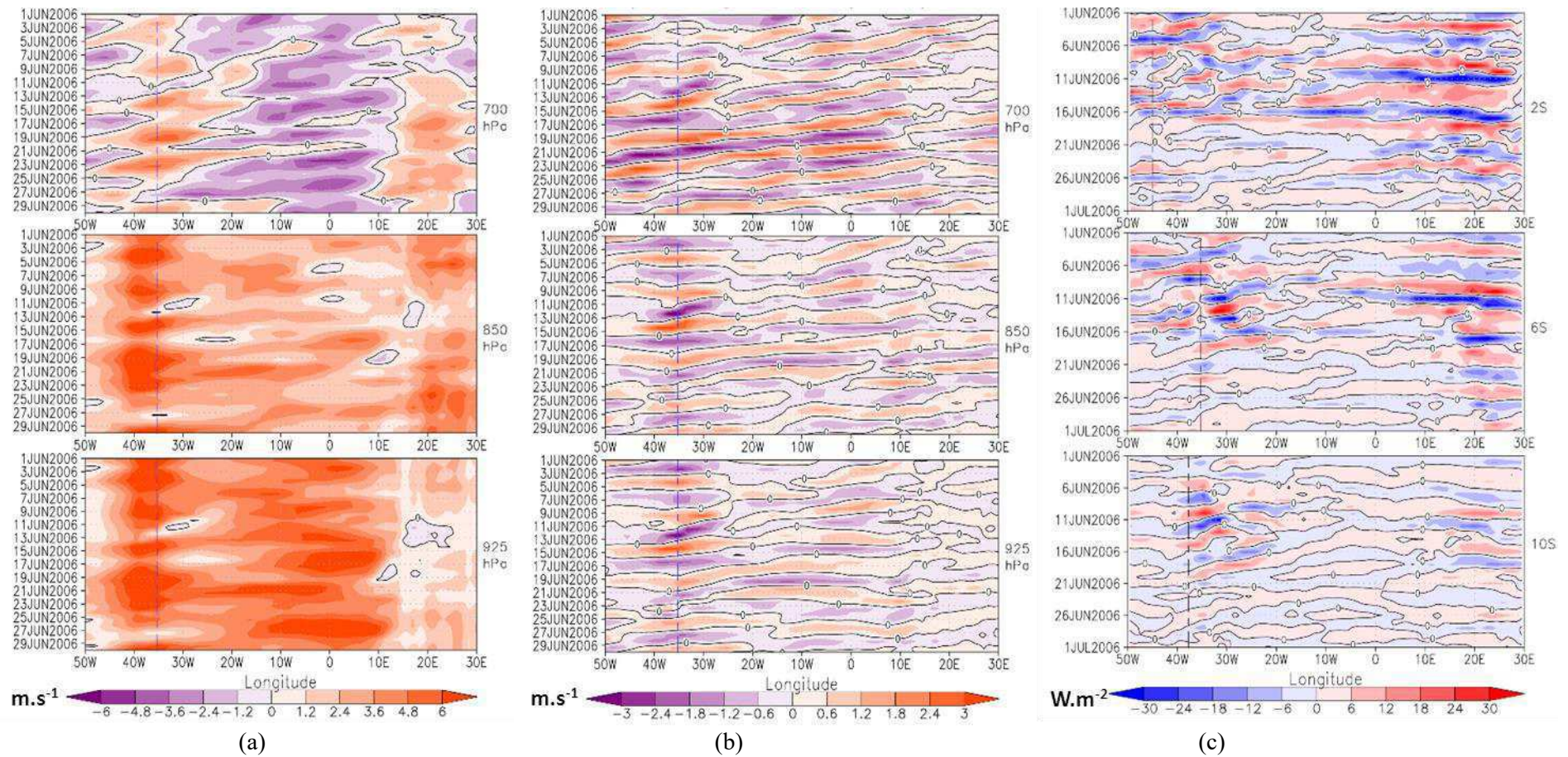


Figura 17. Semelhante à Figura 16, porém, para o mês de junho de 2006.

Observa-se que julho de 2006 (Figura 18) apresenta uma sequência mais organizada de cavados e cristas, ventos mais intensos, visíveis tanto no dado filtrado como também no dado não filtrado, com mais destaque em 700 hPa e próximo ao litoral do NEB, principalmente, no intervalo de longitude de 35° W a 0° . No entanto, este mês apresenta valores menores de ROLE filtrado, comparativamente a maio e junho.

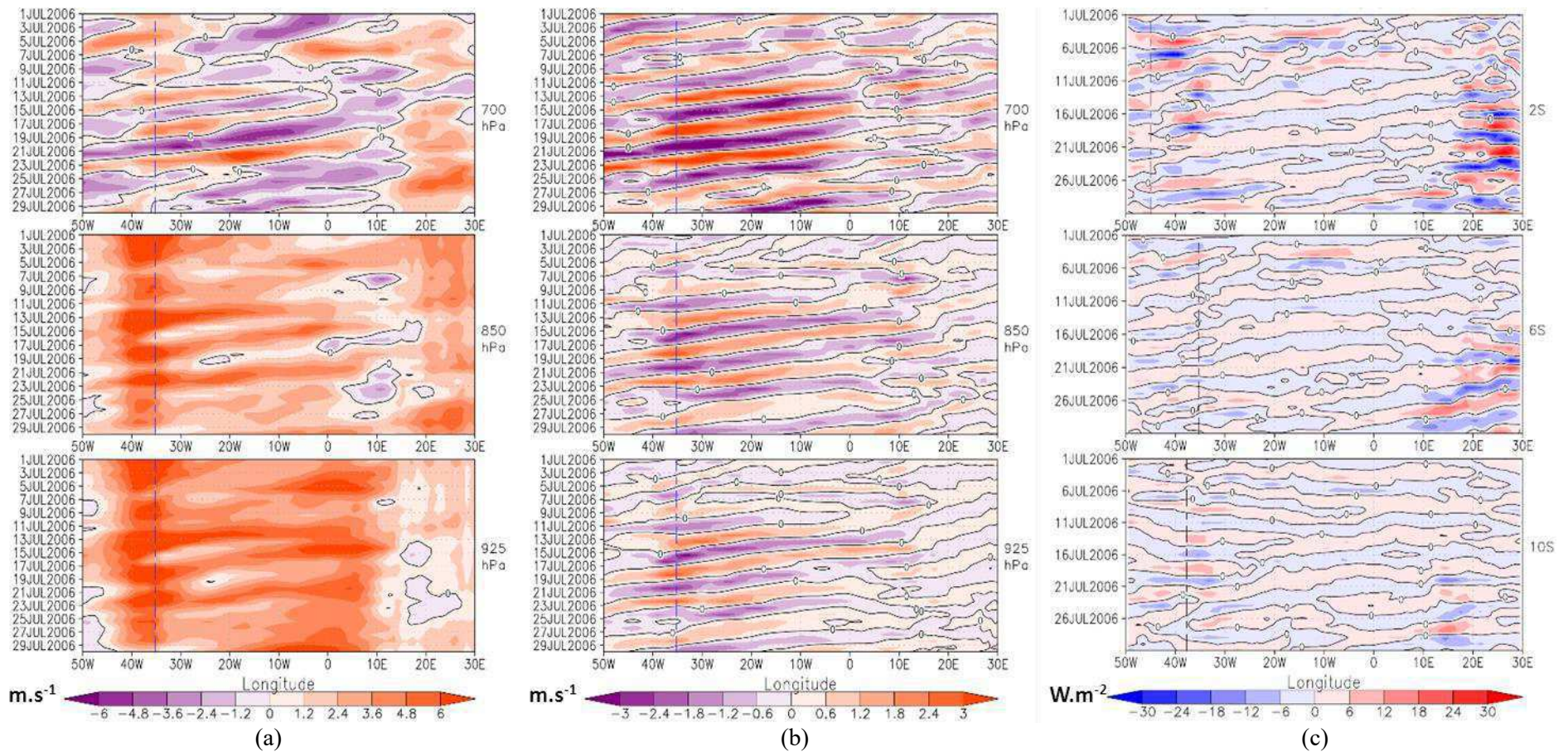


Figura 18. Semelhante à Figura 16, porém, para o mês de julho de 2006.

Na Tabela 1 é apresentada a relação de datas nas quais foram registradas ocorrência de cavados no nível de 700 hPa, próximos a longitude de 35°W, posição aproximada do litoral do leste do NEB, indicada pela linha tracejada nos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado.

Tabela 1 – Data dos cavados observados próximos a longitude de 35°W, por meio dos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado na escala de 2 a 6 dias (Filtro de Lanczos), média para a área entre 12° S e 2° S variando de 50°W e 30° E, no nível de 700 hPa.

Ano/Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2000	--	5, 9, 12, 17, 21, 24, 27	3, 7, 14, 17, 22, 26, 30	5, 11, 15, 19, 25, 27	1, 4, 9, 13, 18, 26	5, 10, 14, 21, 25, 29	1, 5, 9, 13, 19, 23, 29	3, 7, 12, 16, 19, 22, 27	2, 6, 11, 15, 20, 25, 29	4, 8, 11, 15, 18, 22, 27,	3, 9, 15, 19, 23, 29	--
2001	--	4, 7, 11, 16, 19, 22, 26	5, 10, 15, 19, 23, 29	4, 9, 14, 19, 25, 29	5, 11, 15, 21, 26, 29	5, 9, 12, 15, 19, 23, 27	3, 6, 11, 16, 20, 24, 27	4, 8, 11, 13, 16, 20, 25	3, 5, 10, 14, 20, 26, 29	2, 8, 12, 16, 20, 28	3, 7, 11, 15, 17, 20, 24, 29	--
2002	--	3, 8, 13, 17, 21, 26	4, 9, 16, 20, 25	3, 7, 12, 16, 21, 24, 28	3, 8, 13, 18, 24, 27	2, 7, 11, 14, 18, 23, 27	3, 8, 13, 17, 21, 26	4, 8, 14, 17, 21, 25, 27	4, 15, 19, 23, 27	4, 9, 15, 20, 25	3, 8, 13, 19, 24, 29	--
2003	--	5, 8, 12, 17, 22, 26	6, 11, 15, 21, 25, 28	1, 5, 8, 12, 16, 19, 24, 27	1, 5, 9, 13, 17, 23, 27	5, 9, 14, 17, 22, 27	1, 6, 9, 13, 17, 21, 25, 29	2, 6, 10, 14, 20, 24, 29	2, 4, 8, 12, 16, 20, 24, 29	3, 8, 23, 27	2, 8, 13, 16, 19, 23, 28	--
2004	--	2, 9, 14, 19, 23, 27	3, 9, 15, 19, 25	5, 9, 13, 24, 28	4, 8, 13, 16, 23, 27	4, 9, 11, 17, 21, 25, 28	3, 8, 12, 18, 23, 25, 29	3, 8, 11, 15, 20, 26, 29	5, 9, 11, 15, 19, 25, 29	1, 5, 11, 16, 20, 25,	5, 9, 11, 15, 22, 26, 29	--
2005	--	4, 8, 12, 15, 20, 24, 28	5, 9, 12, 16, 19, 23, 28	2, 8, 12, 22, 25,	7, 9, 11, 15, 19, 24, 28	3, 7, 10, 13, 19, 24, 27	4, 10, 14, 17, 22, 25, 28	2, 9, 13, 17 22, 26	4, 6, 10, 16, 20, 24, 28	3, 7, 12, 16, 21, 25, 28	1, 4, 8, 14, 19, 22	--
2006	--	1, 5, 10, 14, 20, 25,	1, 6, 9, 14, 18, 22, 26, 29	4, 9, 15, 21, 25	4, 7, 12, 17, 23, 27	5, 10, 15, 20, 24, 26	5, 10, 14, 19, 23, 29	3, 7, 11, 14, 18, 23, 27	4, 8, 12, 15, 20, 24, 29	2, 5, 9, 13, 19, 25, 29	1, 6, 10, 14, 21, 25, 29	--
2007	--	3, 7, 10, 14, 19, 23, 27	1, 5, 10, 14, 19, 23, 26	4, 8, 11, 16, 21, 26	2, 6, 10, 15, 18, 22, 26	1, 5, 7, 11, 15, 18, 22, 25, 29	4, 11, 15, 20, 24, 28	7, 10, 15, 19, 24, 28	3, 9, 14, 18, 22, 25	4, 8, 14, 17, 22, 26	5, 9, 14, 18, 22, 27,	--
2008	--	1, 6, 11, 15, 19, 23, 27	3, 7, 11, 13, 17, 21, 24, 28	3, 7, 11, 15, 18, 21, 23, 27	2, 5, 9, 14, 19, 24, 29	3, 7, 11, 15, 18, 22, 26, 29	4, 9, 13, 17, 21, 25, 28	1, 6, 10, 13, 15, 19, 23, 25, 29	2, 5, 9, 13, 15, 19, 24, 28	2, 5, 8, 11, 15, 19, 23, 28	1, 5, 9, 13, 15, 19, 23, 28	--
2009	--	5, 10, 13, 16, 21, 27	3, 8, 11, 15, 19, 23, 27	4, 11, 15, 19, 23, 28	4, 11, 15, 19, 22, 25, 29	2, 6, 12, 16, 20, 25	5, 11, 15, 19, 23, 27	4, 8, 11, 14, 17, 23, 27	3, 7, 10, 14, 19, 23, 27	5, 8, 15, 19, 25, 29	3, 9, 13, 19, 23, 26, 29	--
2010	--	3, 7, 11, 15, 17, 21, 24	5, 9, 14, 17, 21, 24, 27	1, 7, 11, 15, 19, 25, 29	3, 9, 13, 16, 20, 26	4, 10, 14, 18, 20, 25	6, 10, 15, 19, 24, 27	3, 7, 11, 17, 23, 27	2, 7, 12, 17, 20, 25	2, 7, 11, 18, 23, 26	5, 10, 15, 17, 21, 28	--
2011	--	1, 4, 8, 13, 18, 24,	1, 5, 10, 13, 18, 22, 27	8, 12, 14, 17, 22, 27	3, 7, 12, 15, 19, 22, 26, 29	3, 7, 13, 16, 20, 24, 27,	5, 11, 17, 20, 23, 27	3, 8, 12, 16, 19, 23, 27	5, 9, 14, 19, 23, 27	2, 7, 10, 16, 20, 25, 29	2, 5, 8, 13, 18, 23, 25, 29	--

Tabela 1 – Continuação.

Ano/Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2012	--	2, 5, 8, 12, 17, 21, 24, 29	6, 11, 15, 22, 27	2, 7, 11, 15, 19, 24, 28	4, 9, 13, 19, 24,	3, 7, 11, 15, 18, 22, 25	6, 11, 15, 19, 26	5, 11, 15, 20, 26,	3, 6, 11, 15, 21, 25, 29	2, 5, 10, 14, 17, 21, 25, 29	1, 9, 13, 16, 20, 25, 29	--
2013	--	1, 6, 10, 16, 19, 24, 28	4, 7, 12, 14, 19, 24, 28	3, 9, 13, 16, 20, 24, 28	1, 6, 10, 15, 20, 24, 29	3, 6, 9, 14, 20, 24, 28	1, 6, 11, 16, 19, 22, 25, 28	2, 7, 12, 18, 23, 26, 29	2, 6, 12, 16, 20, 25,	2, 7, 12, 17, 22, 27	3, 7, 11, 15, 19, 22, 27	--
2014	--	5, 9, 14, 18, 23, 27	2, 6, 10, 14, 19, 23, 25, 28	4, 8, 13, 18, 21, 25, 29	3, 9, 13, 16, 21, 25	6, 11, 16, 20, 25, 29	3, 7, 11, 15, 21, 26	3, 8, 12, 16, 21, 26	4, 6, 11, 15, 19, 21, 26	1, 6, 9, 13, 17, 21, 26	3, 8, 12, 18, 23, 26, 30	--
2015	--	5, 10, 16, 20, 23, 26	3, 7, 11, 16, 20, 26	4, 9, 15, 21, 26, 30	4, 8, 11, 14, 23, 28	4, 8, 12, 17, 23, 27	2, 7, 12, 17, 22, 26	3, 7, 13, 19, 24, 28	2, 7, 11, 14, 17, 21, 25, 28	2, 8, 13, 17, 22, 27	4, 8, 13, 17, 23, 29	--

4.2 – Identificação de cavados pela vorticidade de curvatura.

A vorticidade de curvatura é a principal variável que compõe a metodologia de identificação objetiva de OLA desenvolvida por Berry *et al.* (2007), descrita no capítulo 3.3, e é usada nesta seção para identificar cavados associados aos DOL se deslocando em direção ao litoral do NEB. A vorticidade de curvatura na função de corrente é calculada utilizando a Equação (12), com a finalidade de excluir a contribuição da vorticidade de cisalhamento [Equação (13)] do campo da vorticidade total, pois este pode atuar para mascarar a advecção de vorticidade na função de corrente associada à propagação da onda para leste, segundo Berry *et al.* (2007).

Os dados de vorticidade de curvatura na função de corrente utilizados nesta etapa foram calculados a partir de dados de vento em 700 hPa, do conjunto de reanálises CFSR, pois como visto anteriormente, pelos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado, o nível de 700 hPa apresenta de forma mais clara o sinal do cavado. Os dados de vorticidade de curvatura, também foram filtrados na banda de 2 a 6 dias, com o filtro de Lanczos (Duchon, 1979), para facilitar a identificação dos DOL, excluindo sistemas de escalas temporais menores como linhas de instabilidade, aglomerado de Cumulonimbus, entre outros, que também atuam próximo ao litoral do NEB e interferem no sinal da vorticidade.

Na sequência de Figuras 19 a 21 são apresentados composições de gráficos com o objetivo de auxiliar na identificação de cavados por meio da vorticidade de curvatura, nos meses de maio a julho de 2006 respectivamente, a título de exemplo.

Pode-se observar por meio da Figura 19 (a) e (b) que o campo filtrado da vorticidade de curvatura também oferece um ambiente menos poluído, visualmente, para a identificação dos cavados, assim como ocorre no campo da componente meridional vento.

As séries temporais (Figura 19 (c)) apresentam a média de área da vorticidade de curvatura (VC) em gráfico de barra, sobreposta com a VC filtrada (linha preta), com indicação do valor médio de VC filtrado pela linha verde e a soma (subtração) da média com o desvio padrão indicada pela linha vermelha (azul) simbolizando assim um desvio padrão positivo (negativo). Procura-se com isso identificar os valores mínimos de VC filtrado, superando um desvio padrão negativo, limiar para identificar os potenciais cavados associados à DOL no interior da área “A”, ou seja, os picos de vorticidade de curvatura ciclônica, que podem estar associados aos cavados mais intensos, próximos ao litoral do NEB.

Juntamente com a série temporal de precipitação em gráfico de barra, tem-se a

indicação da média da variável no período 2000 a 2015 para cada mês (tracejado verde), procurando assim uma associação da presença do cavado, com a ocorrência de precipitação. Por ser uma média de área, a série temporal de precipitação GPCP pode não representar de forma realística chuvas pontuais em áreas do litoral, por isso também são considerados acumulados diários de precipitação das capitais do leste do NEB (Natal, João Pessoa, Recife e Maceió) com dados de superfície observados pelo INMET.

É possível identificar o sinal de alguns cavados nos diagramas de vortacidade de curvatura, por meio dos mínimos (valores negativos) da variável em questão. A isolinha de zero neste caso, marca a transição dos valores negativos (cavados) para os valores positivos (cristas) de vortacidade de curvatura (de cima para baixo). Espera-se encontrar no cavado a área mais propensa à ocorrência de convecção, devido à advecção de vortacidade ciclônica, convergência e movimentos verticais, de acordo com a literatura (Riehl, 1954; Hall, 1989; Berry *et al.*, 2007).

Como exemplo, pode-se observar um cavado no dia 16 de maio de 2006 (Figura 19 (a)-(b)), próximo a 20° E, que se desloca em direção a oeste, apresentando pico de vortacidade ciclônica próximo de 10° E, em seguida com uma ligeira perda de intensidade próximo a 0° . O sistema reintensifica em torno de 20° W e atinge o NEB (35° W) aproximadamente no dia 23 de maio de 2006, como observado anteriormente tanto pelos diagramas vento meridional, como pela indicação de Pontes da Silva (2011) em seu estudo de caso dos eventos de DOL ocorridos entre 21 e 25 de maio de 2006.

Uma característica intrigante observada na Figura 19(c) consiste na redução da precipitação nas datas em que ocorrem cavados, como nos dias 11, 16 e 23 de maio de 2006, enquanto os valores maiores de precipitação estão concentrados nos instantes que antecedem ou sucedem os cavados, como pode ser visto nos dias 6, 13 e 19 de maio de 2006. Por outro lado, se nota observando a Figura 19 (d), valores elevados de precipitação no dia 16 de maio na estação meteorológica convencional do INMET, em Maceió, de aproximadamente 140 mm. Analisando a ROLE média na área centrada em 10° S, nesse dia por meio da Figura 14(c), nota-se um padrão de deslocamento para oeste, indicado pela inclinação negativa das isolinhas a partir do NEB, sugerindo a atuação de remanescente de sistema frontal, confirmada posteriormente por meio da visualização de imagens do satélite Meteosat 7 e de consulta ao Boletim Climanálise na sua edição de maio de 2006. Este pode ter contribuído, junto com o cavado no fluxo de leste para a precipitação em Maceió, entre 16 e 18 de maio.

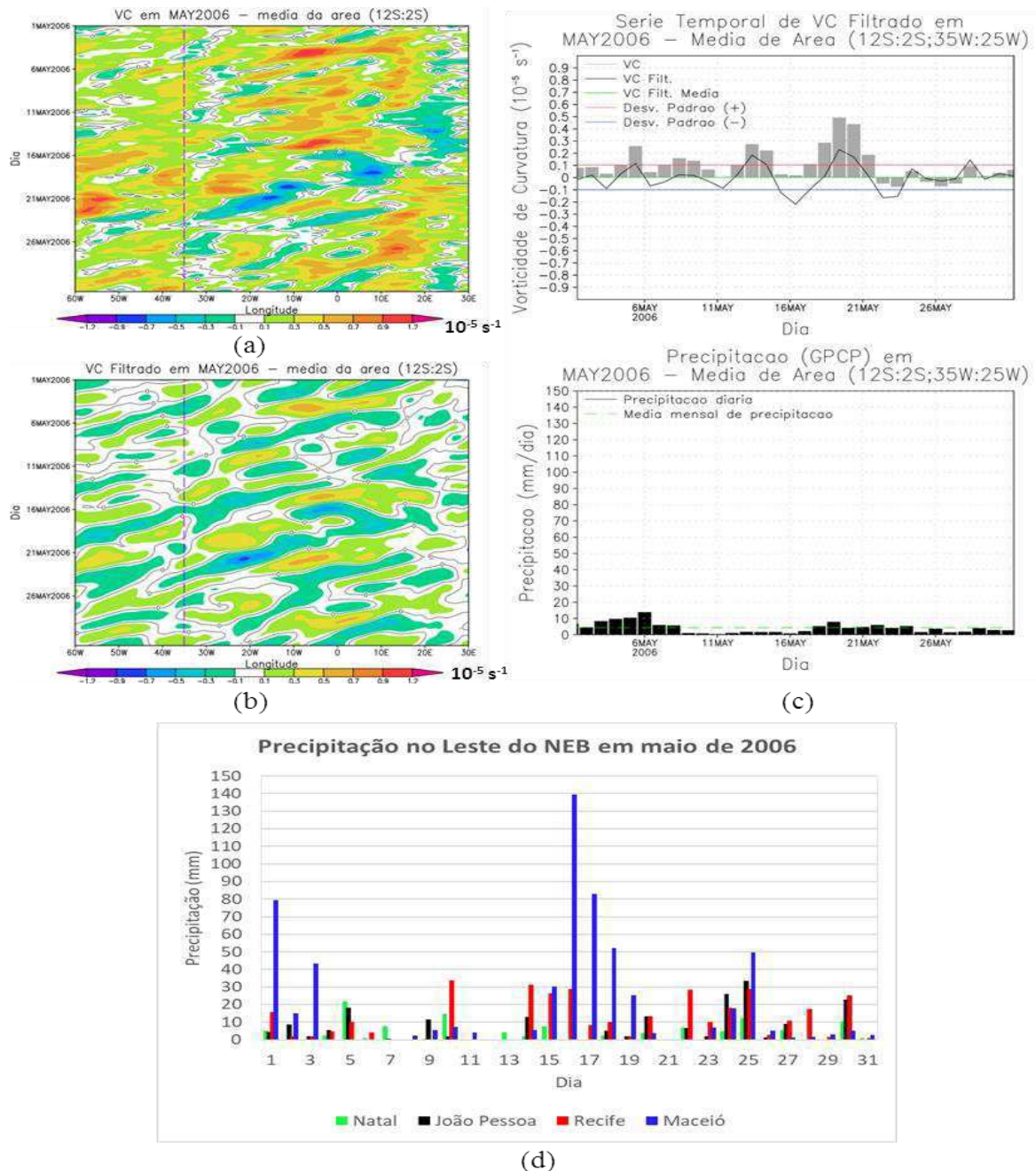


Figura 19. Diagramas de Hovmöller da (a) Vorticidade de Curvatura (VC); (b) VC filtrado, média na área 12° S a 2° S (linha tracejada indica posição do leste do NEB); (c) séries temporais de VC (barra cinza), VC filtrada (linha preta) em 700 hPa e precipitação do GPCP (barra preta), média na área ($12^{\circ} \text{ S}; 2^{\circ} \text{ S}; 35^{\circ} \text{ W}; 25^{\circ} \text{ W}$); (d) precipitação (INMET) nas capitais do leste do NEB em maio de 2006.

No mês de junho também se observa indícios de uma acentuada precipitação próxima às cristas como, por exemplo, no dia 11, enquanto junto aos cavados esse padrão é de redução na precipitação, como visto no dia 13 (Figura 20 (c)), o que não é regra, mas chama a atenção, pois se esperava o padrão oposto, com chuva no eixo dos cavados e ausência de chuva nas cristas.

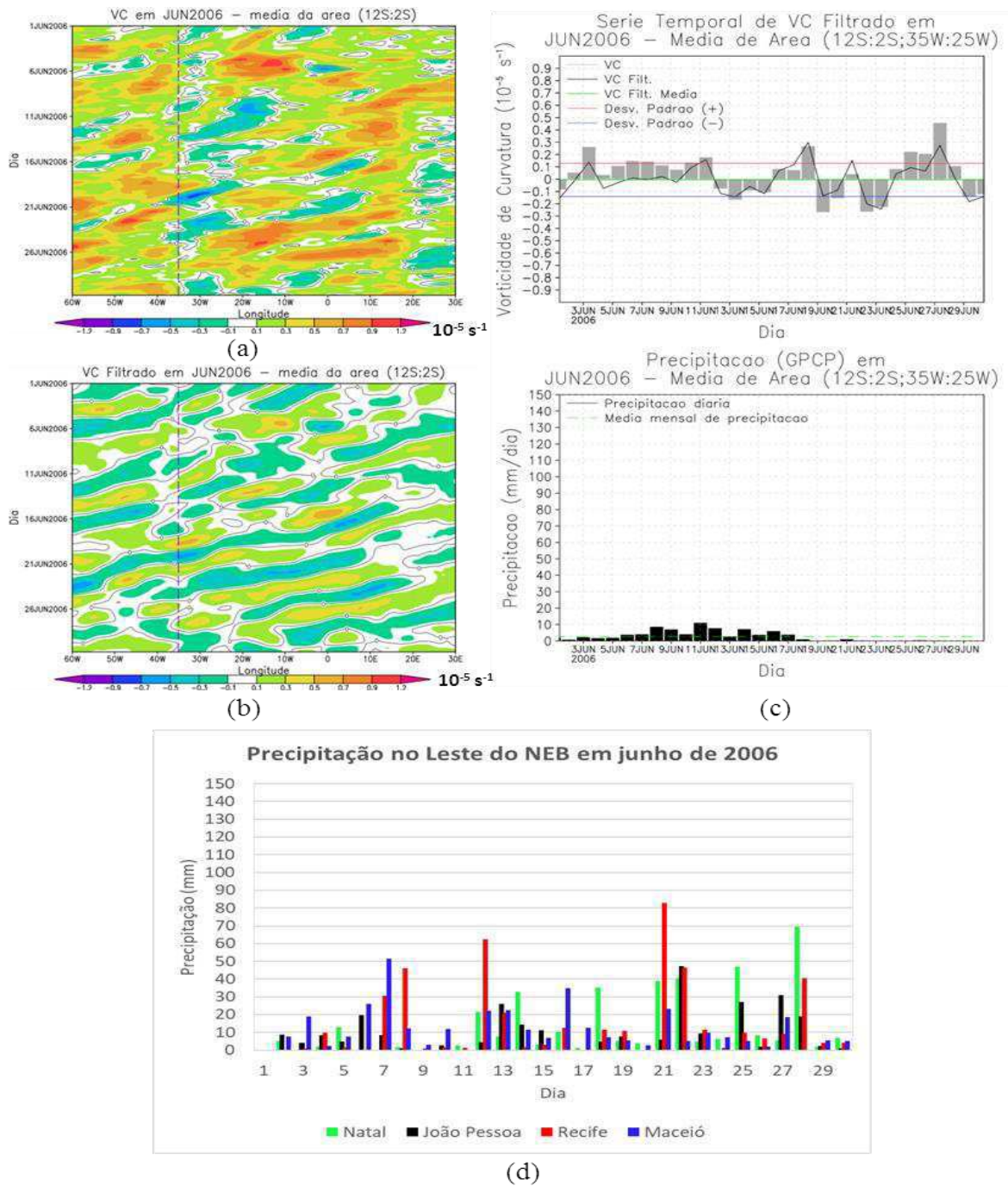


Figura 20. Semelhante à Figura 19, porém, para junho de 2006.

No mês de julho, pode-se observar pela Figura 21, um padrão mais organizado e frequente de ondas próximo ao NEB, tanto pelos diagramas como pela série temporal de vorticidade de curvatura, no entanto, as séries de precipitação tanto do GPCP, como do INMET, demonstram uma redução considerável desta variável face a maio e junho.

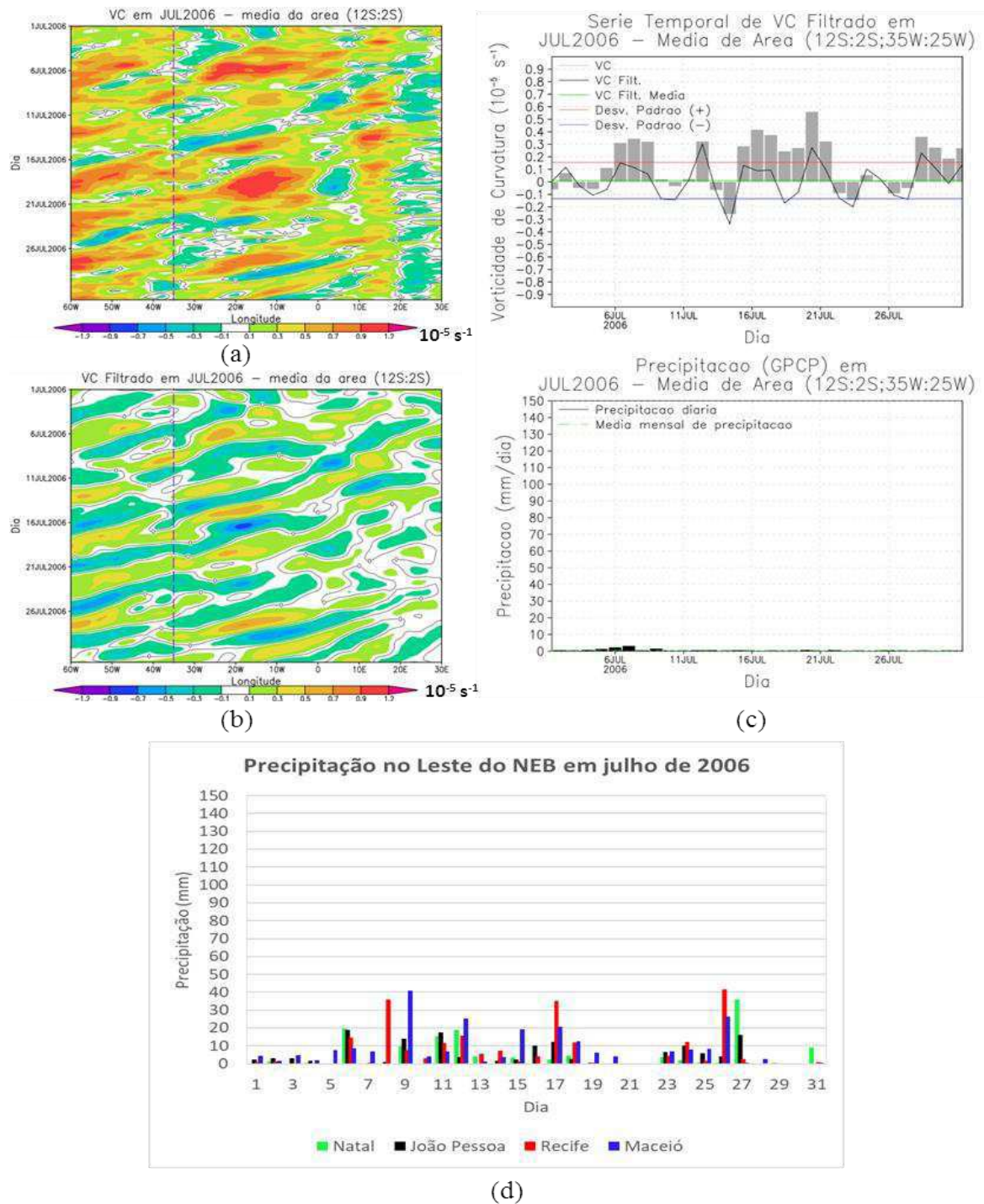


Figura 21. Semelhante à Figura 19, porém, para julho de 2006.

Pode-se verificar que em geral as séries de precipitação têm fraca concordância, com a ocorrência dos cavados, com os dados do GPCP apresentando valores consideravelmente inferiores aos do INMET. Neste caso, a comparação de dados de precipitação das diferentes fontes, corre o risco de não ser consistente, pois se compara um dado obtido por interpolação

de dados de satélite com dados de superfície (GPCP) e do qual foi calculada uma média de área, com dados pontuais observados em superfície (INMET). Com relação à associação dos cavados à precipitação, esta tarefa não é trivial, pois o NEB recebe contribuições de precipitação de sistemas de várias escalas, portanto nem sempre será claro a contribuição do cavado.

Os maiores valores de precipitação observados nos dados do INMET para as capitais do leste do NEB sugerem ocorrências de eventos extremos, porém não aparentam ter forte conexão com a variação da vortacidade de curvatura, o que leva a crer que talvez estejam associados a outros padrões geradores de chuva (remanescentes de sistemas frontais, sistemas convectivos de mesoescala, aglomerados de cumulonimbus, brisa, entre outros), revelando um ponto importante que precisa ser esclarecido.

O registro das datas em que ocorreram cavados próximos ao NEB, nas séries temporais de vortacidade de curvatura são apresentados na Tabela 2.

A falta de uma base de dados observacional sobre o número de DOL e suas datas de ocorrência, no período de estudo, não permite conduzir uma análise estatística sobre a acurácia dos métodos de identificação, e por motivo de tempo hábil também não foi possível fazer a identificação subjetiva de todos os eventos para fins de comparação. Porém, é possível fazer uma comparação qualitativa entre as datas obtidas da aplicação das duas metodologias, e esta permite observar, por exemplo, que nem todas as datas na Tabela 1 correspondem às registradas na Tabela 2, apresentando em alguns casos diferença de 1 a 2 dias. As datas coincidentes entre as duas metodologias estão destacadas em negrito na Tabela 2, contabilizando em torno de 225 cavados captados por ambas as metodologias, de fevereiro a novembro ao longo da série temporal (2000-2015).

A proporção de cavados comuns às duas metodologias, com relação ao total identificado por cada metodologia dá uma relação de 20,3% do total de cavados registrados na Tabela 1 pela metodologia da variação da componente meridional do vento filtrado e de 30,3 % do total de cavados registrado na Tabela 2, por meio da metodologia da vortacidade de curvatura na função de corrente.

Tabela 2 – Data dos cavados observados por meio da série temporal de vorticidade de curvatura média sobre o domínio localizado próximo ao leste do NEB (12 S:2 S; 35 W:25 W). As datas correspondem aos dias em que se observaram valores de vorticidade de curvatura filtrada negativos superando 1 desvio padrão (sigma), sendo considerados como possíveis eventos de DOL. A série temporal compreende todos os meses de fevereiro a novembro entre 2000 e 2015.

Ano/mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2000	--	5, 7, 27	5, 15, 22, 28	4, 13, 20, 25, 28, 30	7, 13, 18, 30	3, 10, 13	5, 12, 19, 23, 26, 29	2, 10, 13, 18, 22, 31	5, 19	3, 11, 26	1, 8, 14, 18, 22, 28	--
2001	--	7, 16, 23, 26	4, 14, 18, 23, 31	7, 12, 17, 21, 26	4, 10, 18, 22, 26	8, 11, 19, 22, 29	6, 14, 18, 23, 26	1, 3, 5, 11, 19, 23	1, 8, 16, 20, 26, 29	6, 20, 25	13, 20, 27	--
2002	--	1, 6, 11, 16, 21,	2, 12, 18, 23, 26	3, 6, 12, 20, 26	5, 7, 12, 22, 29	2, 6, 17, 22, 26	2, 11, 15, 26, 29	3, 5, 11, 17, 23, 30	8, 15, 28	1, 6, 14, 30	25	--
2003	--	1, 4, 12, 21	1, 10, 14, 20, 28	1, 6, 11, 14, 17, 22, 27	2, 6, 11, 15, 21, 23, 28	14, 22, 29	9, 16, 23, 29	3, 8, 13, 24, 30	1, 8, 15, 19, 24, 30	15, 19, 22, 27	3, 23, 27	--
2004	--	2	2, 8, 15, 23, 26, 30	4, 9, 12, 17, 22, 29	3, 7, 11, 15, 21, 25, 30	8, 11, 17, 27	1, 10, 18, 21, 29	2, 10, 15, 29	4, 23	4, 9, 11, 16, 23	9, 15, 21, 26	--
2005	--	7, 11, 17, 20, 23, 28	7, 16, 21, 30	6, 11, 16, 25	1, 7, 10, 18	9, 13, 16, 28, 30	4, 12, 17, 19, 27	2, 8, 12, 17, 19, 24, 28, 30	3, 10, 15, 21, 24, 28	6, 10, 15, 22, 27, 31	4, 14, 18, 28	--
2006	--	8, 13, 16, 19, 24	1, 8, 14, 26, 31	7, 9, 26	16, 22	1, 12, 15, 19, 23, 29	7, 14, 18, 23, 27	2, 7, 10, 21, 27, 31	7, 9, 14, 20, 23, 29	9, 13, 20, 25	3, 10, 17, 25	--
2007	--	9, 18, 22	21, 25	3, 10, 13, 18, 24	7, 14, 18, 23, 25	5, 11, 15, 17, 20, 28	3, 10, 15, 23, 27	5, 12, 17, 22, 29	3, 10, 13, 17, 28	8, 14, 16, 21	3, 6, 12, 17, 21	--
2008	--	1, 5, 10, 16, 23, 26	5, 16, 20	1, 7, 10, 15, 23	5, 7, 17, 28	1, 7, 10, 14, 17, 21	3, 9, 21, 23, 27, 31	5, 9, 16, 17, 23, 31	5, 8, 23, 26	1, 4, 7, 12, 15, 18, 23, 27	1, 6, 14, 22, 28	--
2009	--	5, 12, 16, 26	6, 18, 22, 28	3, 10, 19, 23, 27, 30	3, 9, 14, 18, 23, 28, 31	6, 29	10, 14, 17, 26, 31	4, 7, 10, 17, 30	2, 5, 12, 17, 23, 26, 30	7, 13, 23	4, 8, 23, 30	--
2010	--	4, 6, 11, 28	13, 17, 20, 26	2, 6, 14, 29	5, 9, 16, 24, 26, 31	3, 11, 17	3, 5, 10, 18, 27, 31	6, 26, 29	6, 11, 19, 23	10, 30	5, 9, 21, 23, 30	--

Tabela 2 – Continuação.

Ano/mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2011	--	9, 16, 28	7, 13 , 16, 21, 31	7, 12 , 14 , 21, 27	6, 13, 15 , 18, 25	3 , 6, 12, 16 , 24	1, 7, 23	3 , 8 , 15, 17, 23 , 26, 31	4, 14 , 19 , 22, 26	2 , 6, 20 , 24, 28	12, 18 , 25	--
2012	--	8 , 15 , 23	2, 5, 11 , 17, 30	2 , 10, 19 , 27	4, 8, 12, 18, 24 , 30	4, 7, 10, 15 , 21, 29	10, 15 , 21, 26	3, 10, 15 , 19	3 , 6 , 11 , 14, 18, 20, 25 , 28	2 , 5 , 13	1 , 8, 13 , 16 , 20 , 25 , 27	--
2013	--	5, 18, 23	6, 14 , 18, 24	2, 11, 16 , 20	8, 15 , 18, 22	2, 6 , 20 , 27, 30	11 , 15, 19 , 22 , 29	7, 17, 20, 25	2 , 7, 11, 15, 18, 20 , 29	1, 7	2, 8, 14, 30	--
2014	--	3, 18	2 , 9, 18, 25	3, 17, 24, 29	5, 13 , 20, 25	2, 4, 8, 10, 15, 19, 22, 28	5, 10, 17, 21 , 24, 30	3 , 7, 16 , 21 , 26 , 31	3, 18	2, 8, 13 , 17 , 31	7, 13, 15, 22, 25, 30	--
2015	--	2, 10 , 17, 20 , 26	3 , 6, 14, 20 , 25	3, 9 , 18, 26 , 30	4, 13, 19, 22, 23 , 28 , 31	7, 14, 22, 27	6, 14, 16, 25	11, 16, 22, 24 , 31	6, 17	1, 6, 11, 17 , 26, 31	4, 9, 10, 21, 29	--

Essa discrepância pode ser atribuída ao fato de que as datas da Tabela 1 correspondem ao momento em que os eixos dos cavados se aproximam do meridiano de 35°W, enquanto as datas da Tabela 2 indicam o momento médio em que os cavados transitam pela área compreendida entre 12°S:2°S e 35°W:25°W, antes de alcançarem o litoral do leste do NEB, impondo um limiar de vorticidade de curvatura filtrada em torno de $-0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

O limiar de vorticidade contribui para filtrar alguns cavados menos intensos, que possam ter sido registrados na Tabela 1, gerando assim um número reduzido de cavados como observado na Tabela 2. Não obstante, observa-se alguma coerência entre as duas metodologias das quais é adotada a seguir a vorticidade de curvatura para dar prosseguimento aos trabalhos, pelo fato de ser possível impor limiares para filtrar os cavados menos intensos e porque esta variável compõe a técnica objetiva de identificação de cavados utilizada neste estudo.

O Quadro 2 apresenta, a título de exemplo, as datas de alguns casos de DOL sobre o NEB estudados na literatura indicadas no Quadro 1, onde se observa certa correspondência com as datas de ocorrência de cavados indicadas pelas metodologias utilizadas.

Quadro 2. Casos de DOL sobre o NEB, estudados na literatura, e possíveis cavados associados identificados pelas metodologias utilizadas, ocorridos em datas próximas.

-- Significa que não houve registro de cavados.

Autores	Data de ocorrência	Data Vento Meridional	Data Vorticidade de Curvatura
Torres e Ferreira (2011)	15/05/2005	15/05/2005	--
Pontes da Silva (2011)	21-25/05/2006	23/05/2006	22/05/2006
Torres e Ferreira (2011)	20/06/2006	20/06/2006	19/06/2006
Gomes (2012)	11 -21/06/2006	15/06 e 20/06	12/06; 15/06 e 19/06
Santos et al. (2012)	12/06/2006	--	12/06/2006
Silva (2011)	27/05/2007	26/05/2007	25/05/2007
Silva (2011)	17/06/2007	18/06/2007	17/06/2007
Silva (2011)	17/05/2008	19/05/2008	17/05/2008
Pereira (2013)	11/05/2009	10/05/2009	09/05/2009
Pereira (2013)	23/05/2009	22/05/2009	23/05/2009
Alves <i>et al.</i> (2013)	16-18/06/2010	18/06/2010	17/06/2010
Ribeiro et al (2013)	15-17/07/2011	17/07/2011	--
Neves <i>et al.</i> (2016)	13/06/2014	11/06/2014	10/06/2014

4.3 – Climatologia de 16 anos de cavados no campo da vorticidade de curvatura.

Nesta seção é apresentada a climatologia de 16 anos de cavados identificados próximos ao NEB, por meio da vorticidade de curvatura, cujas datas de ocorrência foram registradas na Tabela 2. A partir destas datas, foram elaborados os gráficos apresentados nas Figuras 22 e 23 com o número de cavados ocorridos em cada mês e ano, além do total do período de estudo (2000-2015). No geral se observa uma grande variabilidade mensal, anual e interanual no número de cavados próximos ao NEB.

Na Figura 22(a), observa-se, por exemplo, que o mês de fevereiro registrou apenas 1 cavado em 2004 e 6 cavados em 2005. Há anos em que determinados meses apresentam maior atividade de cavados, como em 2003, em que os meses de abril e maio registraram 7 casos de cavados cada, após o mínimo de 1 cavado em fevereiro. O mês de junho apresentou maior número de cavados em 2014, com um total de 8 cavados, mesma marca atingida nos meses de agosto em 2005, outubro em 2008 e setembro em 2012.

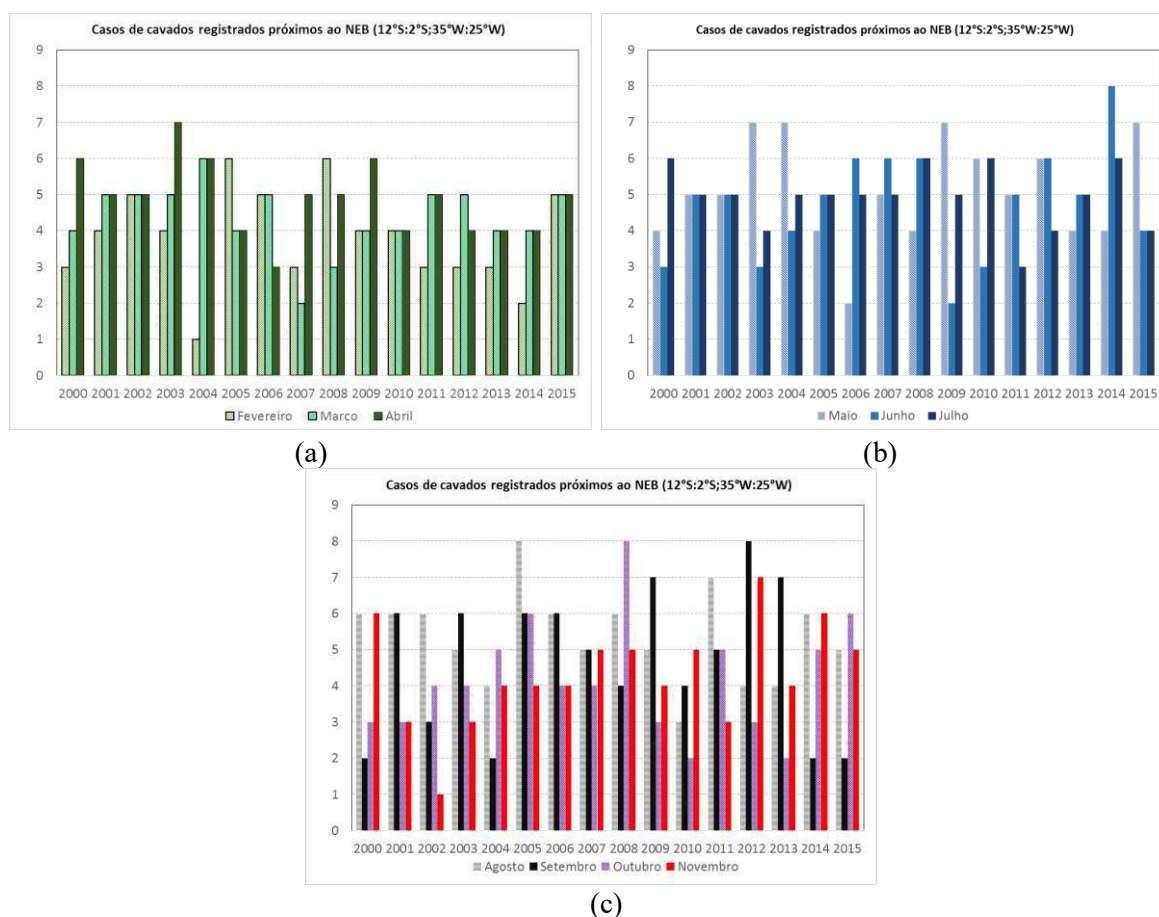


Figura 22. Total de casos de cavados identificados sobre área próxima ao NEB (12°S:2°S;35°W:25°W), por meio dos mínimos de vorticidade de curvatura filtrado para (a) fevereiro, março, abril, (b) maio, junho, julho (c) agosto, setembro, outubro, novembro para cada ano no período entre 2000 e 2015.

O mês de julho apresentou o máximo de 6 cavados, em 2000, 2008, 2010 e 2014. Os meses de maio e agosto aparecem com os maiores totais de cavados registrados no período de estudo (Figura 23a), enquanto no total anual (Figura 23b), observa-se que os anos 2005, 2008 e 2012 apresentam-se mais ativos dentro da série temporal com aproximadamente 50 cavados cada e os anos 2010 e 2013 são os menos ativos com aproximadamente 40 cavados cada. Essa variabilidade pode estar associada à influência remota de fatores como ENOS e OMJ que atuam por toda a região tropical. O número de cavados por si só não revela a qualidade do regime de pluviométrico no leste do NEB, nesses meses e anos citados, pois nem todos os cavados apresentam precipitação associada, porém, a partir dessas constatações pode-se correlacionar o regime pluviométrico e de TSM desses meses e anos com a ocorrência de cavados para verificar possíveis influências.

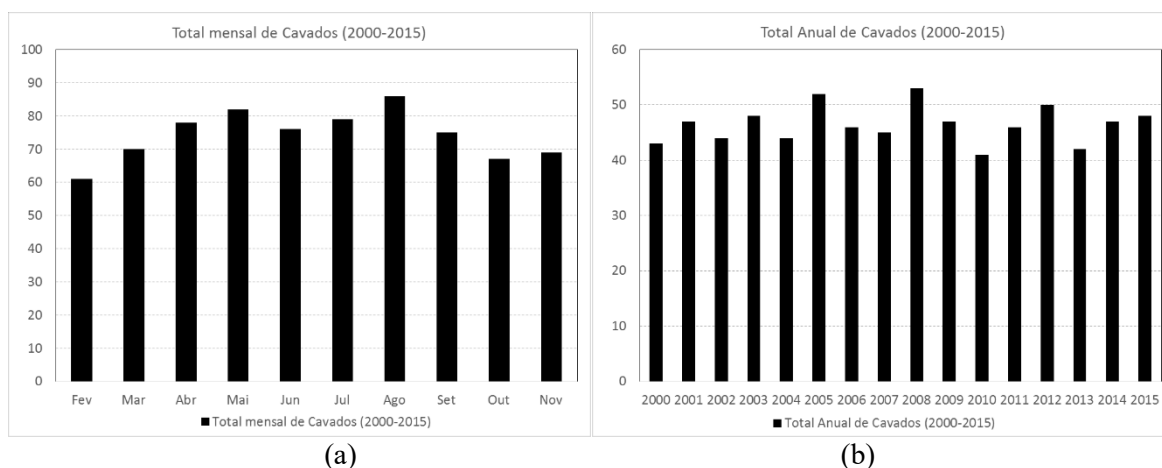


Figura 23. Total de casos de cavados identificados sobre área próxima ao NEB ($12^{\circ}\text{S};2^{\circ}\text{S};35^{\circ}\text{W};25^{\circ}\text{W}$), por meio dos mínimos de vorticidade de curvatura filtrado para (a) o período 2000 a 2015, dos meses entre fevereiro e novembro (b) para cada ano do período entre 2000 e 2015.

A Figura 24 apresenta um painel com a variância da vorticidade de curvatura filtrada (2-6 dias) no nível de 700 hPa, para os meses de fevereiro a novembro de 2000 a 2015. Os maiores valores são concentrados em duas faixas latitudinais: uma área entre 10°N e 30°N , cuja variância elevada sugere atuação de sistemas frontais no inverno-primavera boreal e de OLA e furacões no verão-outono boreal; e outra área entre 30°S e 20°S onde transitam cavados originados em latitudes médias e sistemas frontais com seus centros de baixa e alta pressão associada, conduzindo a variabilidade da vorticidade de curvatura nessa região, principalmente no outono-inverno austral. Sobre o NEB, a variância da vorticidade de curvatura é quase nula, principalmente em áreas do norte e leste da região, em comparação às regiões descritas anteriormente. A variância reduzida próxima ao NEB indica cavados menos intensos nessa área, em relação as OLA, aos cavados de latitudes médias e sistemas frontais.

Sobre a área central do ATS, os valores da variância são reduzidos e oferecem pouca indicação da propagação de sistemas capazes de influenciar na variabilidade da vorticidade de curvatura, porém, é visível entre os meses de abril a junho um sinal próximo a 10° S, sobre o Atlântico se estendendo do litoral do continente Africano até próximo da longitude 20° W.

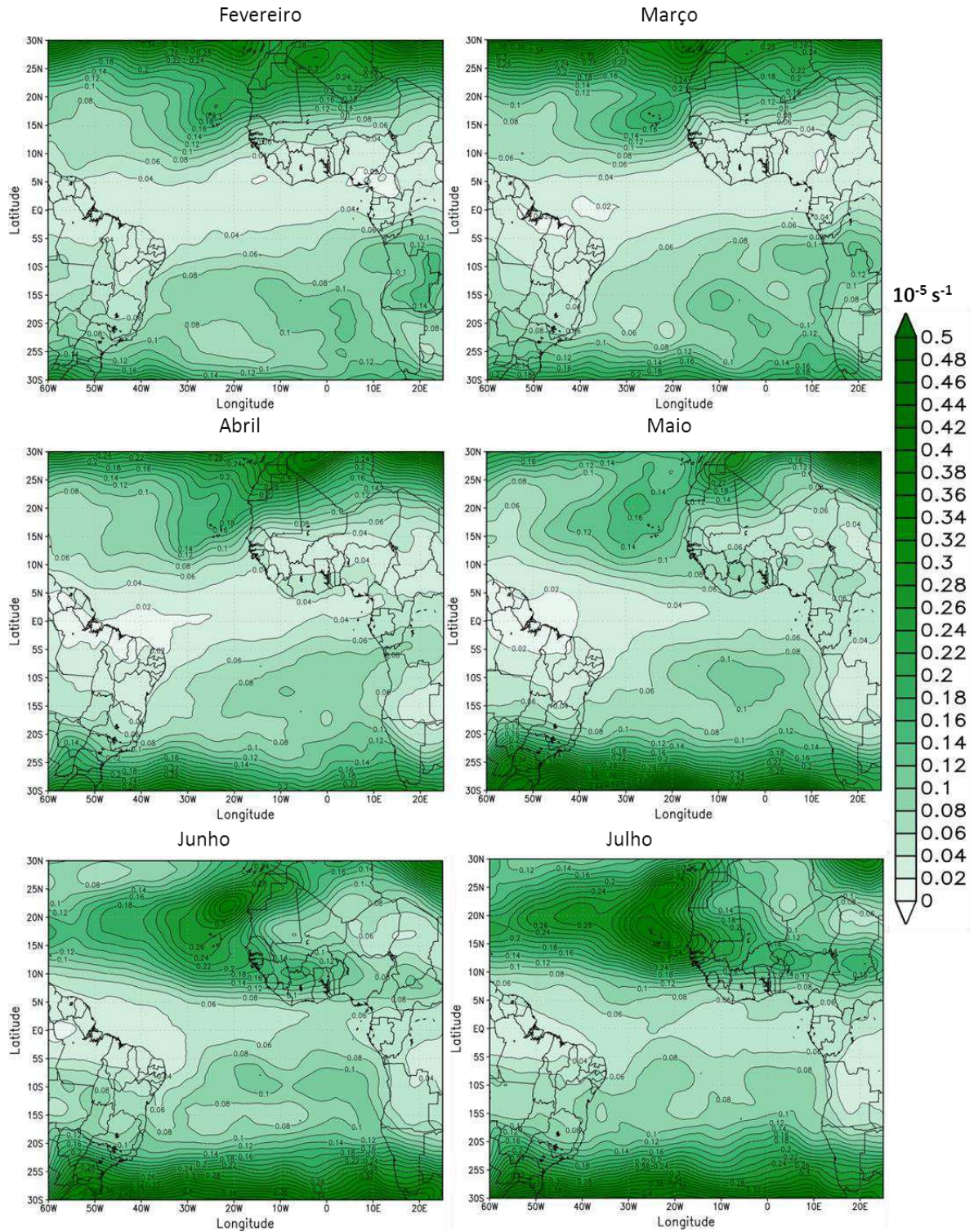


Figura 24. Variância da vorticidade de curvatura filtrada (2-6 dias) para cada mês entre fevereiro e novembro do período de 2000 a 2015.

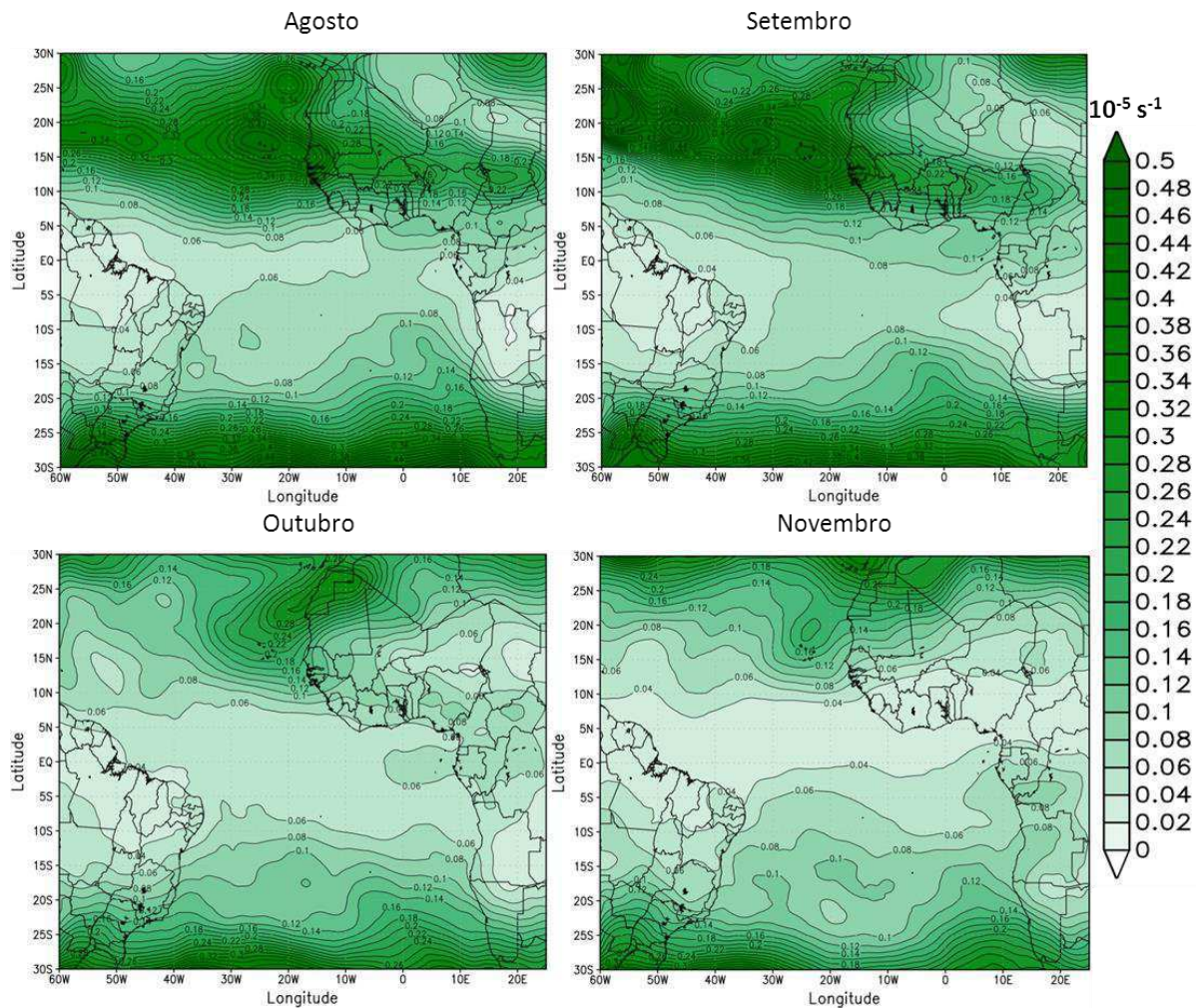


Figura 24. Continuação.

Este sinal observado entre os meses de abril e junho, que possui valor em torno de 0,1, é observado com orientação de sudeste para noroeste, e pode estar associado a sistemas se propagando de oeste para leste, como cavados ou sistemas frontais, os quais atingindo latitudes mais baixas, seus remanescentes se desprendem e passam a se deslocar embebidos no fluxo de leste como cavados, conforme sugerido por Pontes da Silva (2011), podendo eventualmente alcançar o leste do NEB.

Na seguinte sequência de figuras (Figura 25 a Figura 34) foram plotados os compostos da vorticidade de curvatura filtrada, umidade específica, vento horizontal, ômega e vorticidade potencial em 700 hPa, assim como compostos de ROLE e de precipitação (GPCP), calculados a partir das datas registradas na Tabela 2, para cada mês. Os compostos foram gerados desde o dia -4 ao dia +4, correspondendo ao intervalo dos 4 dias anteriores aos 4 dias posteriores à passagem do cavado sobre a área “A” no litoral do NEB, com o objetivo de identificar o instante em que a onda se forma, acompanhar sua propagação e dissipação.

No cálculo dos compostos, os dias são identificados como “lag”, expressão em inglês, indicando o atraso ou adiantamento com relação à data de ocorrência do cavado na área “A”. Da Figura 25 à Figura 34, apresenta-se os compostos no *lag 0*, ou seja, a média das variáveis referidas anteriormente, nas datas em que ocorreram os cavados observados na área “A”, para cada mês. O número de cavados utilizados para o cálculo dos compostos em cada mês é indicado na Figura 23(a).

Em fevereiro, observa-se pela Figura 25(a) um núcleo de vorticidade de curvatura ciclônica com valor de $-0,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sobre a área “A”, local onde na Figura 25(b) se nota um cavado no campo do vento horizontal acompanhado pela incursão de vorticidade potencial de sul para norte, ilustrada pelas isolinhas $-0,2 \text{ PVU}$ e $-0,4 \text{ PVU}$ ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), porém com pouca umidade associada, evidenciada tanto pelos baixos valores de umidade específica (5 gkg^{-1}) em 700 hPa, como pelos campos de precipitação (Figura 25(c)) e ROLE (Figura 25(d)). A vorticidade potencial apresenta o mesmo padrão nos outros meses, com um valor médio de $-0,4 \text{ PVU}$ no eixo do cavado e $-0,2 \text{ PVU}$ no eixo das cristas, propiciando um ambiente favorável para o crescimento vertical de áreas de instabilidade no eixo do cavado.

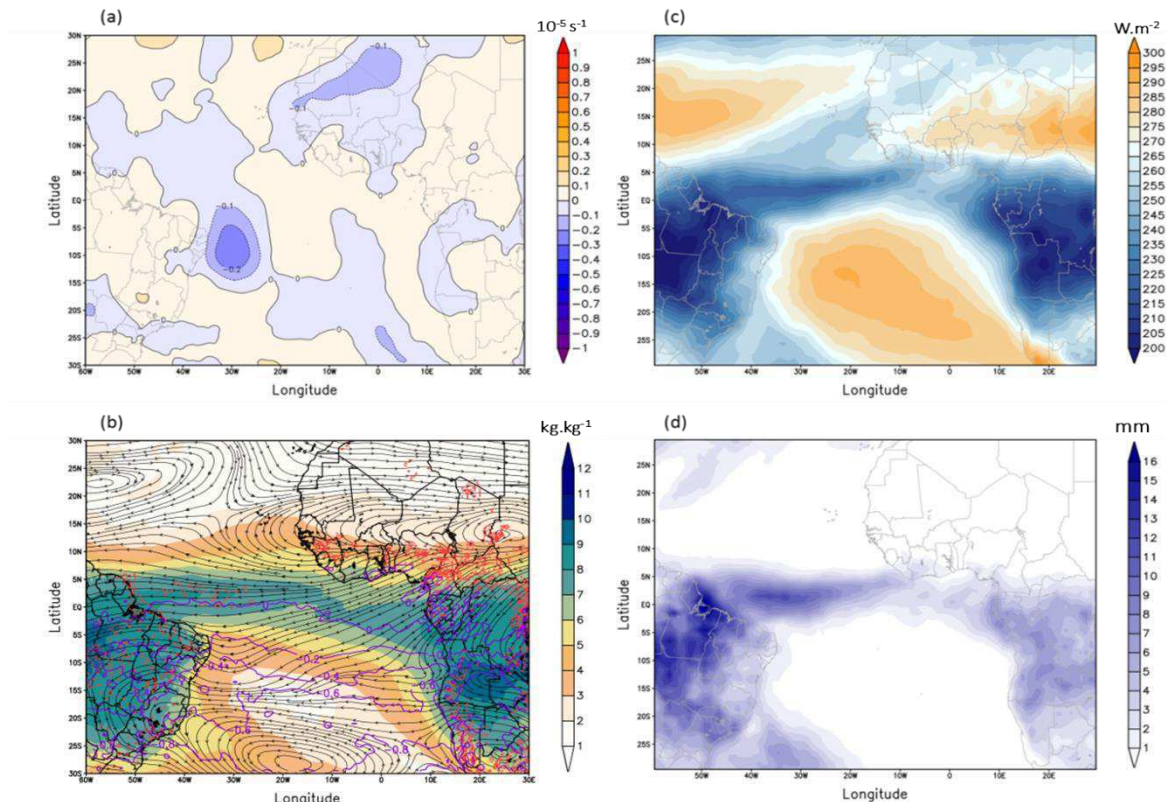


Figura 25. Compostos de (a) vorticidade de curvatura em 700 hPa; (b) umidade específica (sombreado), vento horizontal (linha de corrente), valores negativos ômega (contorno vermelho) e valores negativos de vorticidade potencial (contorno roxo) em 700 hPa; (c) ROLE e (d) precipitação (GPCP), para fevereiro (2000-2015), com um total de 61 cavados.

Pode-se observar que o mês de fevereiro apresenta bastante umidade na atmosfera sobre grande parte do Brasil e do centro da África, característica típica do verão austral, com padrões de umidade que remetem à ZCIT posicionada próximo ao equador assim como ocorrência de ZCAS, e bastante precipitação nas áreas sob a influência desses sistemas.

Em março (Figura 26), observa-se um padrão semelhante ao mês de fevereiro, com pequenas alterações, tais como o sinal de uma crista na reta guarda do cavado, com valor médio de vorticidade anticiclônica de $0,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Com relação ao campo de umidade esta não sofre grandes alterações, visto que março ainda está dentro do período úmido da maior parte do Brasil.

No mês de abril (Figura 27) também se observa a composição de cavados no campo da vorticidade de curvatura com valor $-0,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 27 (a)), e seu reflexo nos campos do vento horizontal e da vorticidade potencial (Figura 27 (b)), no entanto, já se observa alterações nos campos de umidade, com aumento (diminuição) dos valores de umidade no leste do Nordeste (Sudeste) do Brasil, pois nesta época ocorre a transição do verão para o outono austral, período mais propenso a ocorrência de precipitação no norte e leste do NEB.

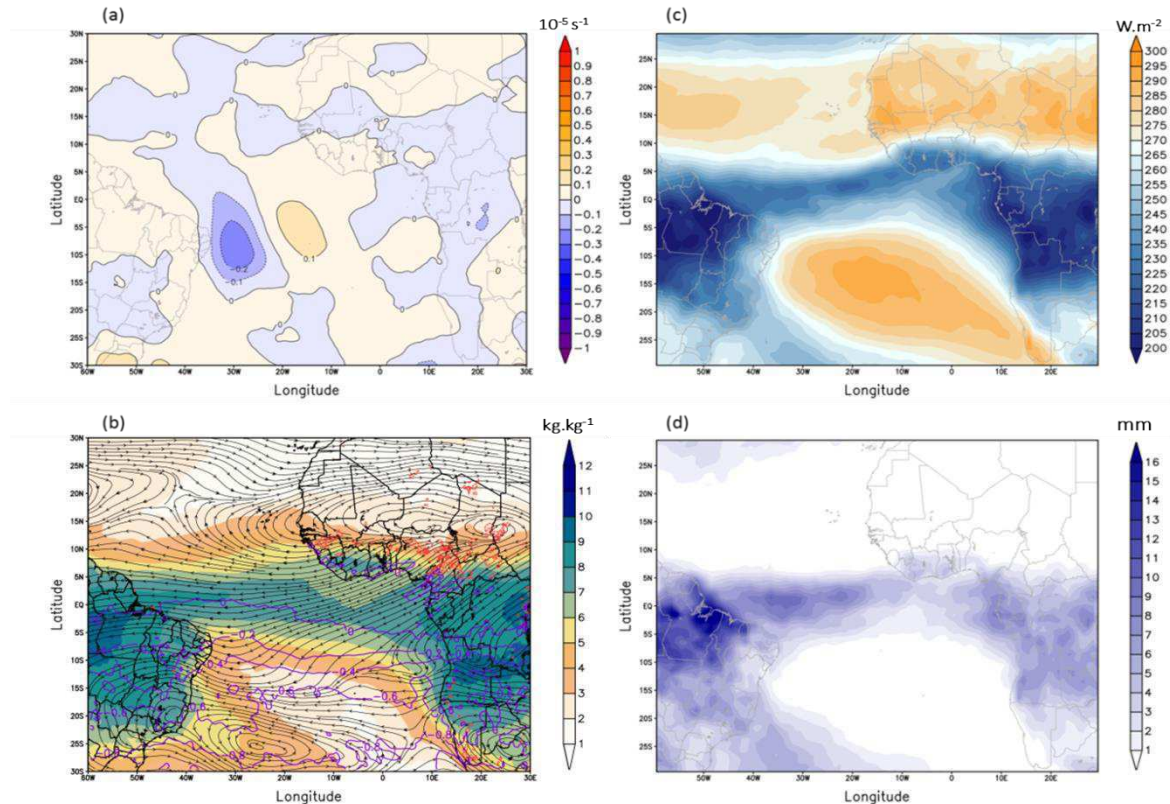


Figura 26. Semelhante à Figura 25, porém, para março (2000-2015), com um total de 70 cavados.

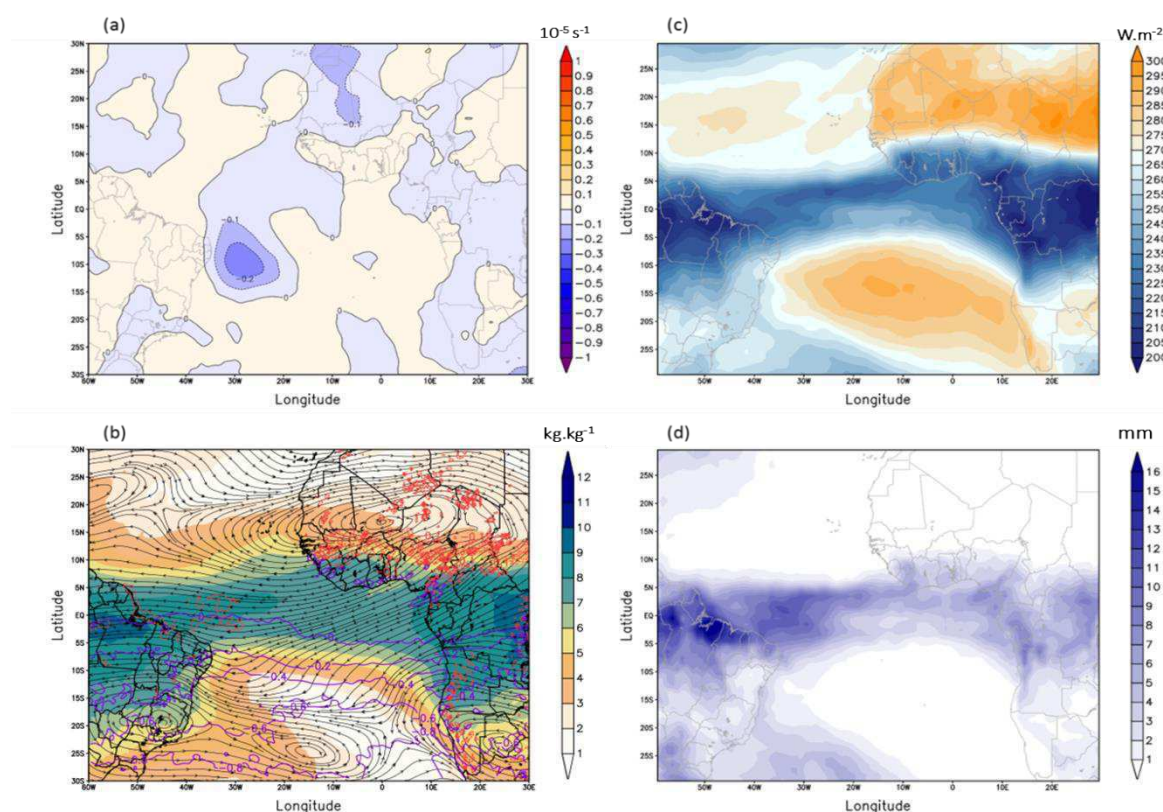


Figura 27. Semelhante à Figura 25, porém, para abril (2000-2015), com um total de 78 cavados.

O trimestre maio, junho e julho é o período típico para a observação de DOL atuando no litoral do NEB, frequentemente associados a volumes expressivos de precipitação num curto período, característico da natureza convectiva do sistema, como apresentado nos estudos indicados no quadro 1. Nos compostos dos meses de maio a junho observam-se cavados com valor médio central de vorticidade de curvatura de $-0,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 28(a) e Figura 29 (a)), posicionados ao leste do NEB com uma inclinação para sudeste visível também no campo do vento horizontal (Figura 28(b) e Figura 29 (b)). O padrão dos cavados no mês de junho aparece associado a cristas com o valor médio central de vorticidade de curvatura de $0,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, compondo o padrão de onda. Nesse trimestre observa-se uma maior concentração de umidade no litoral do leste do NEB, que pode ser resultado de um transporte mais intenso em baixos níveis da umidade oceânica para o litoral do continente, provocada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul que nesse período se intensifica. O transporte de umidade pode estar sendo reforçado pela região de circulação anticiclônica em 700 hPa, cujo centro se localiza entre o sudeste e o centro oeste do Brasil (Figuras 28(b), 29 (b) e 30(b)). A confluência entre ventos dessa circulação anticiclônica e ventos do cavado pode auxiliar na intensificação do transporte e convergência de umidade no sul e leste do NEB. O norte do NEB é favorecido pela umidade associada à ZCIT durante o deslocamento desta para o HN.

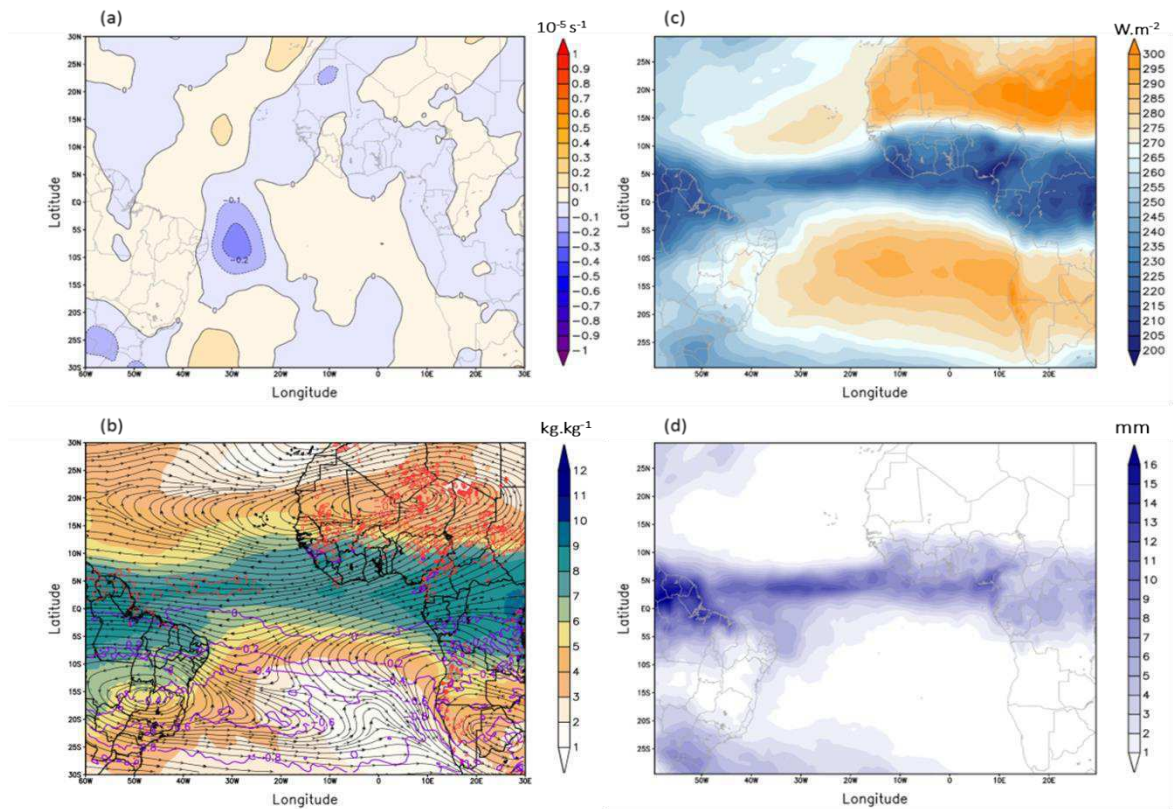


Figura 28. Semelhante à Figura 25, porém, para maio (2000-2015), com um total de 82 cavados.

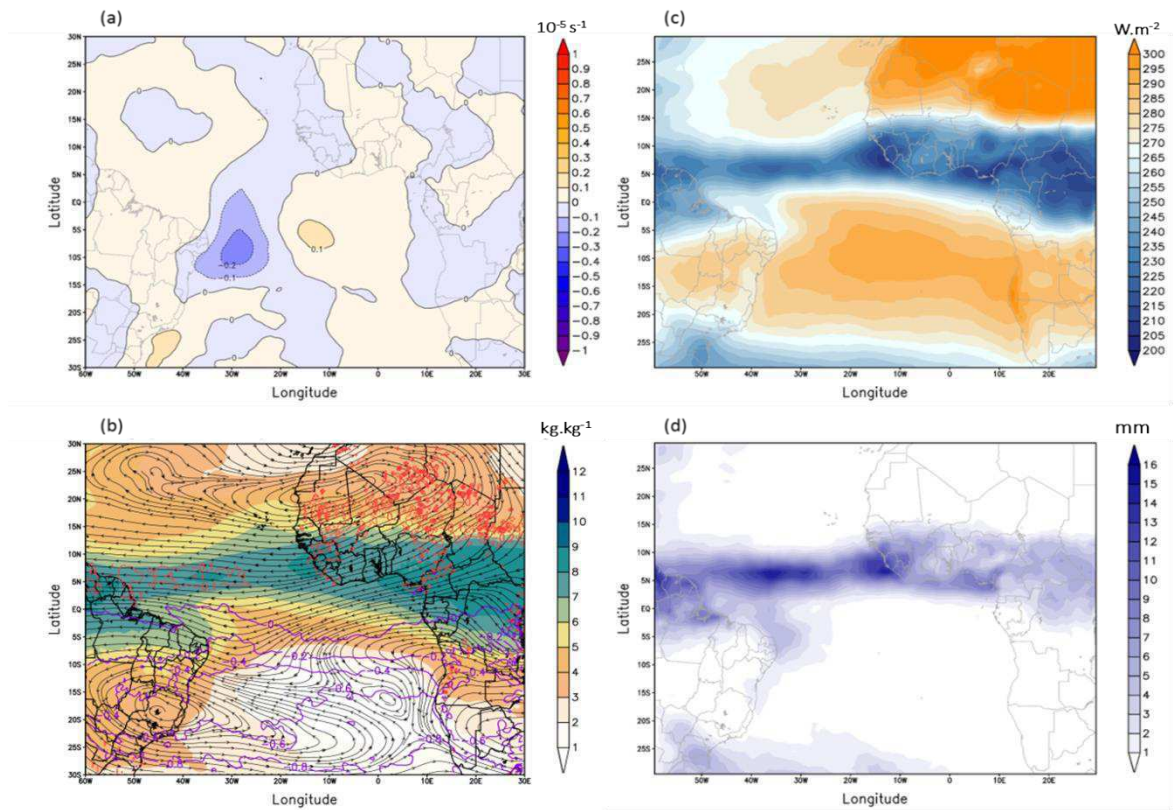


Figura 29. Semelhante à Figura 25, porém, para junho (2000-2015), com um total 76 cavados.

O mês de julho apresenta um padrão médio de cavados mais intensos próximo ao NEB com valor médio central de vorticidade de curvatura de $-0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 28 (a)). A ZCIT se encontra deslocada para o Hemisfério Norte entre 5° N e 10° N sobre o oceano Atlântico, porém ainda se observa um sinal fraco no campo de umidade próximo ao norte do NEB. Também se observa um padrão de ondas entre 10° N e 25° N formada por uma sequência de cristas e cavados entre a costa ocidental Africana e o oceano Atlântico Norte, sugestivo de atuação de OLA.

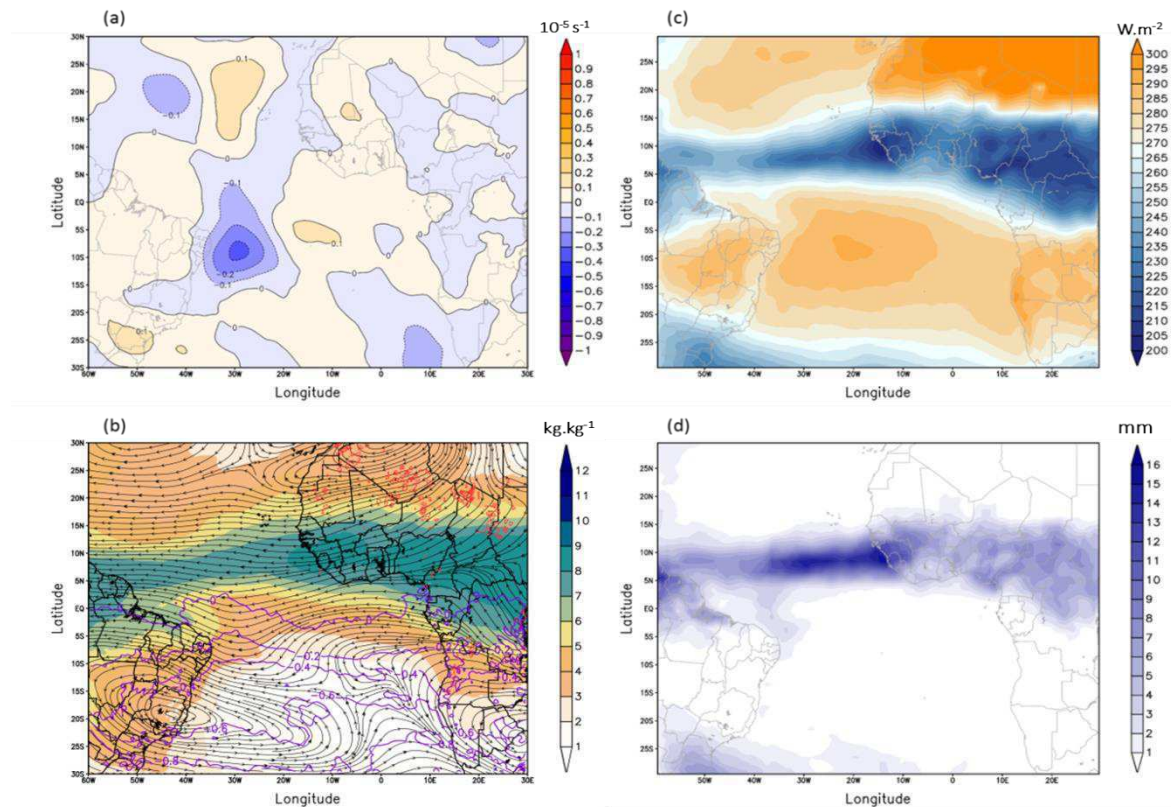


Figura 30. Semelhante à Figura 25, porém, para julho (2000-2015), com um total 79 cavados.

Em agosto (Figura 31), outubro (Figura 33) e novembro (Figura 34) se observam valores médios mais elevados de vorticidade de curvatura $-0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, próximo ao litoral do NEB, assim como observados em julho, porém sem precipitação associada, evidenciado pelos valores reduzidos de umidade específica em 700 hPa, nulos de precipitação (GPCP) e elevados de ROLE. O mesmo padrão de umidade é observado em setembro (Figura 32), com vorticidade de curvatura média central de $-0,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, se estendendo até o Hemisfério Norte.

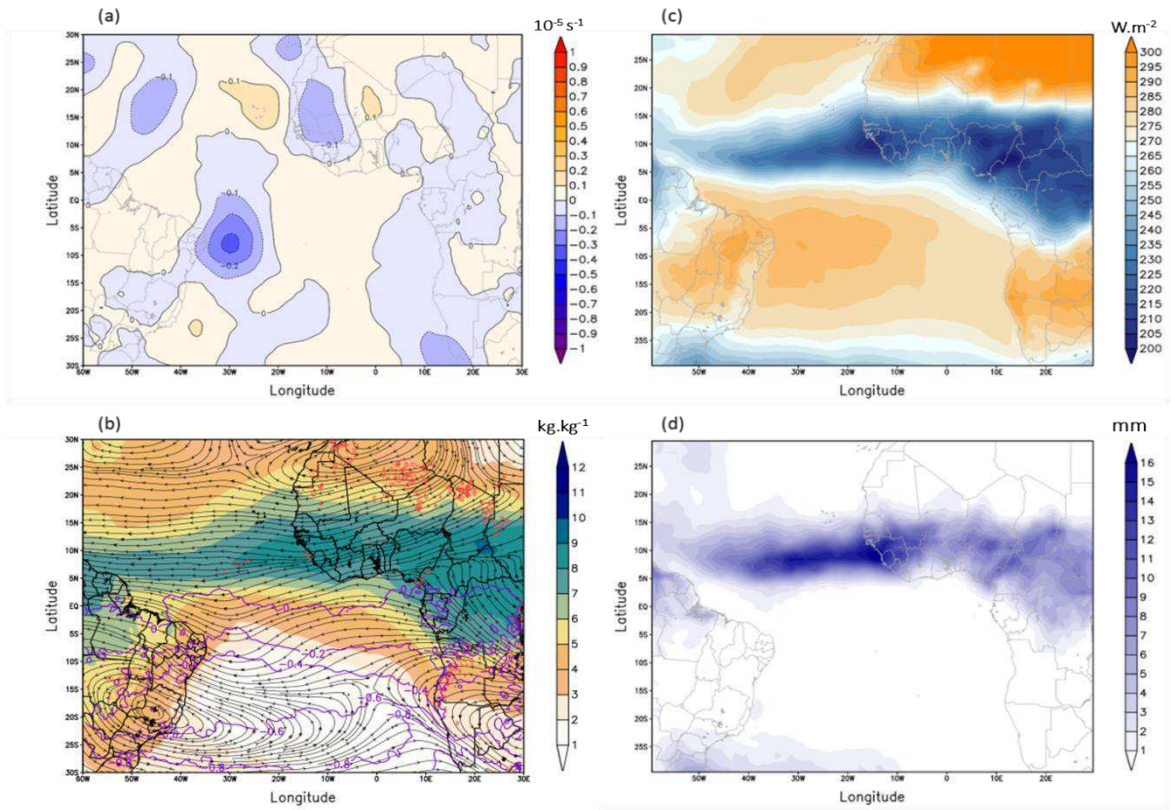


Figura 31. Semelhante à Figura 25, porém, para agosto (2000-2015), com um total 86 cavados.

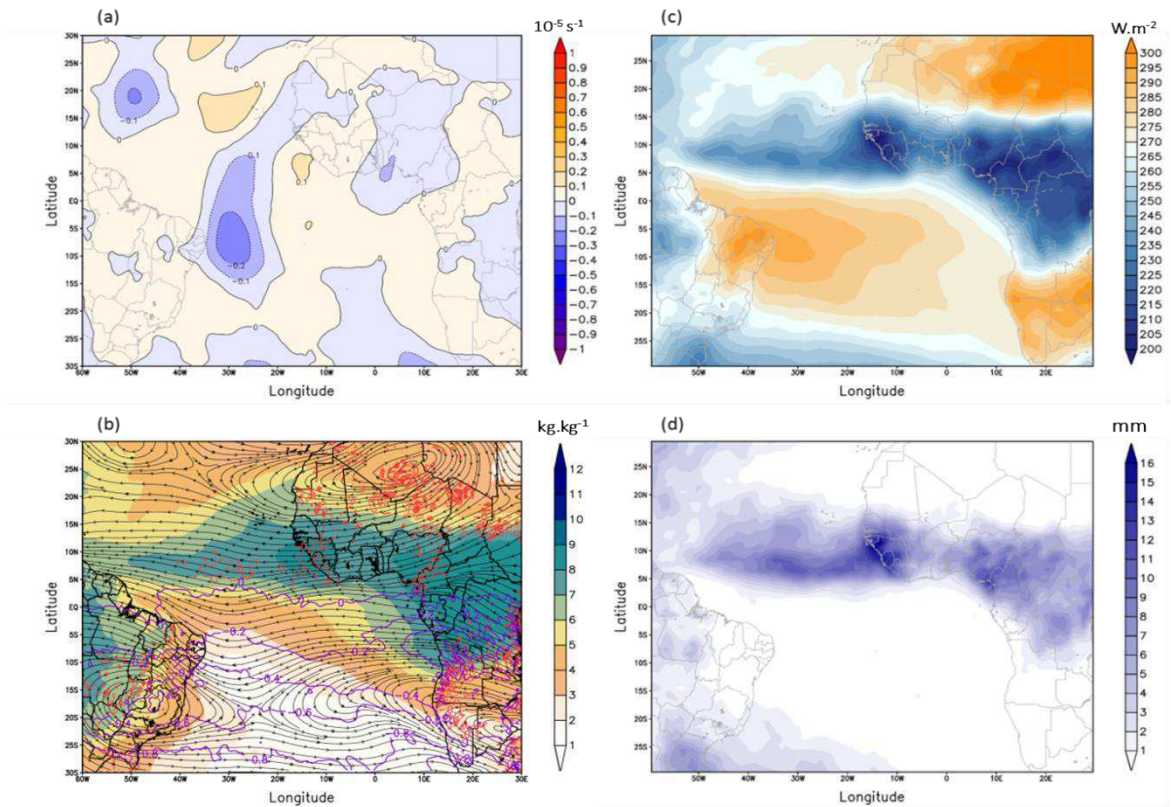


Figura 32. Semelhante à Figura 25, porém, para setembro (2000-2015), com um total 75 cavados.

É de ressaltar que a composição foi feita para os cavados identificados próximo ao NEB, no entanto, permitiu capturar também o sinal de OLA sobre o Atlântico Norte, visível principalmente entre julho a setembro, o que pode ser sugestivo de possível relação de influência das OLA sobre os DOL ou mesmo de OLA atingindo o norte do NEB, nessa época do ano.

O aumento da vorticidade de curvatura nesses meses pode estar associado à maior frequência de ocorrência de OLA (mais intensos), sobre o Atlântico Norte, refletindo de forma espelhada no padrão de ondas sobre o Atlântico Sul. No entanto, o teor de umidade na atmosfera próximo ao NEB nesse período, não é favorável a ocorrência de precipitação, caracterizando o período seco do leste do NEB. Na presença de umidade suficiente em baixos e médios níveis, o sistema pode atuar como um mecanismo dinâmico de levantamento e combinado à termodinâmica favorável da região por onde transita pode resultar em precipitação.

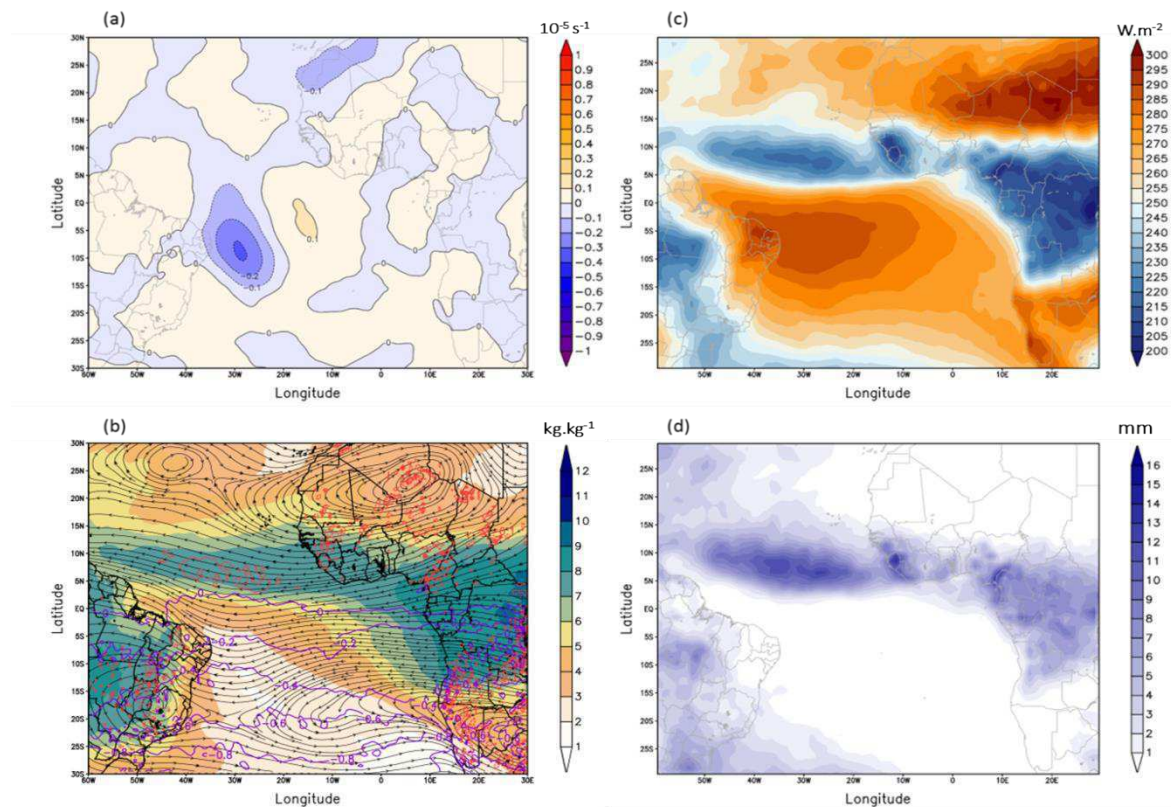


Figura 33. Semelhante à Figura 25, porém, para outubro (2000-2015), com um total 67 cavados.

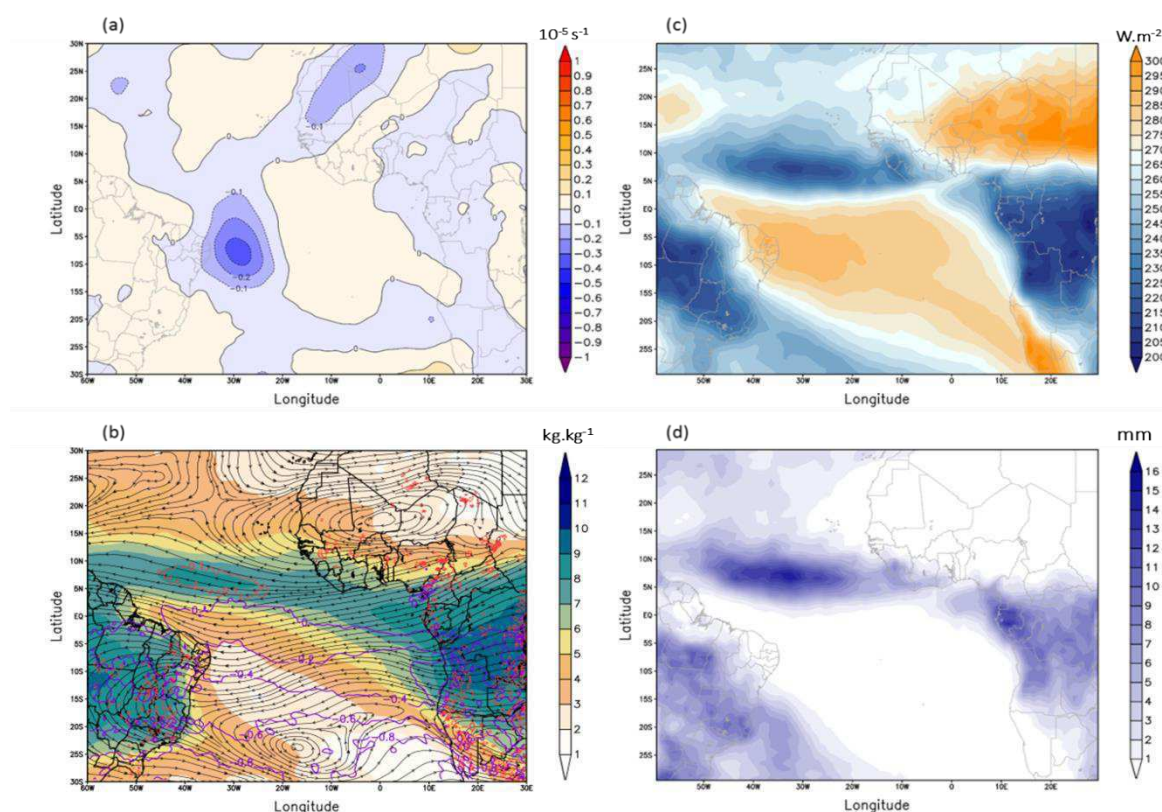


Figura 34. Semelhante à Figura 25, porém, para novembro (2000-2015), com um total 69 cavados.

A análise das condições climatológicas que permeiam a ocorrência de DOL próximo ao NEB permite concluir que a disponibilidade de umidade se apresenta como um fator preponderante para ocorrência de precipitação associada ao sistema. Essa área de umidade no litoral do NEB durante o período de Outono-Inverno austral é apresentada por Molion e Bernardo (2002) como ZCEN, caracterizada pela convergência dos ventos Alísios, com a brisa terrestre. Os DOL atingiriam o seu máximo de convecção ao transitar pela ZCEN.

Essa teoria parece coerente com o que se observa em termos do regime de precipitação sobre o litoral do NEB, pois durante os meses de agosto-setembro-outubro, que compõem a estação seca da região (Figura 1), também se verifica a passagem de cavados sobre o litoral do NEB, como registrado nos quadros 2 e 3, no entanto, sem produção de precipitação, devido ao déficit de umidade na região em comparação ao período de outono-inverno austral.

Os compostos ilustram bem o padrão climatológico da umidade e do escoamento nas datas em que se registrou a presença de cavados próximos ao NEB em 700 hPa, porém, o sinal forte da climatologia, interfere na distinção do efeito da presença dos cavados nas diferentes variáveis, portanto, é necessário extrair a contribuição da climatologia e calcular os compostos das anomalias das variáveis, como em Gomes *et al.* (2015), para se ter um sinal mais evidente do efeito do cavado nas variáveis termodinâmicas.

4.4 – Padrões atmosféricos anômalos associados à ocorrência e propagação de cavados

Nesta seção são calculados e apresentados campos atmosféricos anômalos associados à ocorrência dos cavados. A Figura 35 apresenta os compostos da anomalia de vorticidade potencial em sombreado, vento horizontal pelas linhas de corrente e anomalia positiva (negativa) de umidade específica representada pela isolinha azul (vermelha), no nível de 700 hPa. A plotagem das anomalias é centrada no momento da passagem dos cavados na área “A” (*lag* 0), para cada mês, de fevereiro a novembro, calculados no período de 2000 a 2015.

Observa-se na área “A”, próximo ao litoral do NEB, valores negativos de anomalia de vorticidade potencial e de umidade específica no nível de 700 hPa, coincidentes com a localização média dos cavados, observado nos compostos do vento, assim como nos compostos de vorticidade de curvatura já apresentados. Significa que os cavados apresentam vorticidade potencial ciclônica, favorável ao desenvolvimento vertical de sistemas convectivos no domínio da onda, de acordo com Molinari *et al.* (1997), Janiga e Thorncroft (2013). No entanto, as anomalias negativas de umidade ilustram um ambiente desfavorável à formação de nebulosidade na região do cavado, que possui menos umidade no seu eixo em comparação com áreas na sua dianteira e retaguarda. Essa configuração se repete em todos os meses analisados com pequena variação na intensidade e na extensão espacial das anomalias.

O padrão de anomalia de umidade específica próximo ao litoral do NEB, observado nos compostos da Figura 35, não é exclusivo do nível vertical de 700 hPa, pois o sinal aparenta ter reflexos por toda a coluna atmosférica, como pode ser visto na anomalia das variáveis ROLE e precipitação apresentadas nas Figuras 36 e 37, que reproduzem de forma semelhante o padrão observado, para alguns meses.

Este resultado encontrado para os cavados no litoral do NEB difere um pouco dos modelos conceituais de Riehl (1954) e Hall (1989), que indicam convergência de umidade e maior atividade convectiva próxima ao eixo do cavado. Segundo Riehl (1954), no Atlântico norte, ondas de leste propagando sobre o mar do Caribe são caracterizadas por áreas de convergência de umidade e precipitação na retaguarda do cavado enquanto que áreas na dianteira do cavado estão associadas à divergência e ausência de precipitação. Hall (1989) indica que no Atlântico Sul, na altura da ilha de Ascensão, os distúrbios são caracterizados por convergência de umidade e precipitação na dianteira do cavado e subsidência na retaguarda.

Semunegus *et al.* (2017), ao analisarem detalhadamente a evolução da convecção dentro do ciclo de vida das OLA sobre o norte da África, afirmam que a relação entre as fases da onda e os diferentes tipos de convecção que nela ocorre, muda ao longo do seu trajeto.

Pode ser que o mesmo ocorra com relação à propagação das ondas sobre o Atlântico Sul, com um posicionamento variável do conteúdo de umidade e convecção ao longo do trajeto do DOL, sem necessariamente satisfazer um único modelo conceitual, com o sistema atuando para prover um ambiente sinótico favorável ao desenvolvimento da convecção.

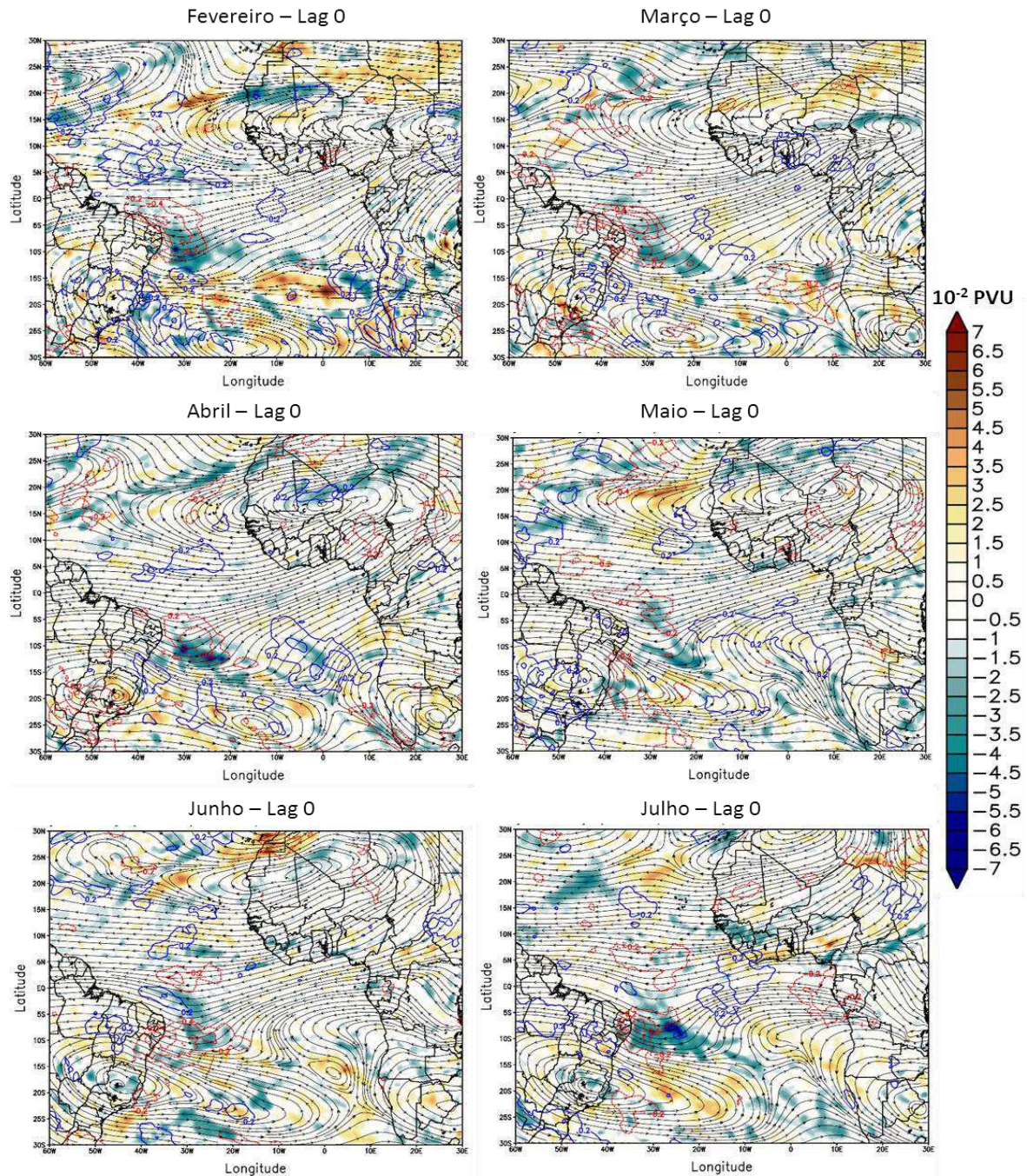


Figura 35. Compostos de anomalia de vorticidade potencial (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e anomalia de umidade específica (contorno vermelho=negativo; azul=positivo) no nível de 700 hPa, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (*lag 0*), para os meses de fevereiro a novembro, calculados no período de 2000 a 2015. A unidade de vorticidade potencial é PVU ($1\text{PVU}=10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), no entanto a anomalia de vorticidade potencial é múltiplo de 10^{-2} , ou seja, 1×10^{-2} PVU ($10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$).

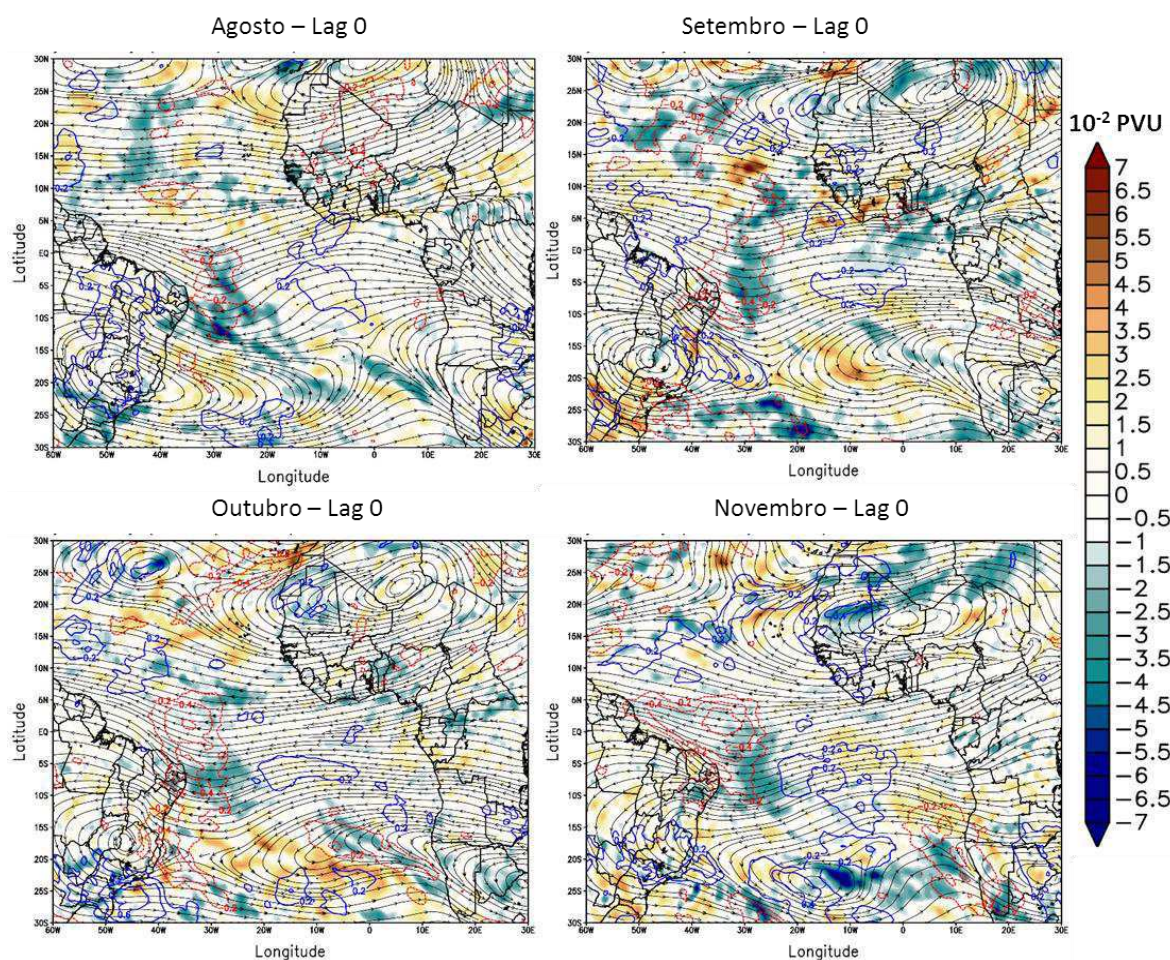


Figura 35. Continuação.

Pelo fato do resultado encontrado contradizer a literatura, se torna necessário aprofundar as análises e estender a discussão com o auxílio de outras variáveis de umidade, além de observar o perfil vertical da atmosfera próximo ao litoral do NEB. A observação do padrão de ondas que ocorre no Atlântico Norte também se torna importante, para esclarecer possíveis erros na metodologia.

Nos meses de julho-agosto-setembro (Figura 35), período típico da atuação de OLA, é possível identificar áreas sobre o Atlântico Norte (0° : 10° N), com anomalias de vorticidade potencial ciclônica, sobrepostas com anomalias positivas de umidade específica em 700 hPa, indicando cavados úmidos, assim como, áreas com anomalia de vorticidade potencial anticiclônica sobrepostas com anomalias negativas de umidade específica em 700 hPa, indicando cristas secas, padrão para esta região que atende ao modelo conceitual de Riehl (1954). Com isso, elimina-se a suspeita de que o método esteja errado, pois este consegue captar o sinal das OLA no Atlântico Norte e dos DOL no Atlântico Sul, mostrando que os resultados encontrados para o leste do NEB, têm respaldo.

No geral, o campo de anomalia de ROLE (Figura 36) apresenta algumas diferenças com relação à anomalia de umidade específica em 700 hPa (Figura 35), mas bastante semelhante ao campo de anomalia de precipitação (Figura 37), como pode ser visto, por exemplo, no leste do NEB em que se observa anomalias positivas (negativas) de ROLE (precipitação) durante os meses estudados com exceção de março, abril, maio e novembro.

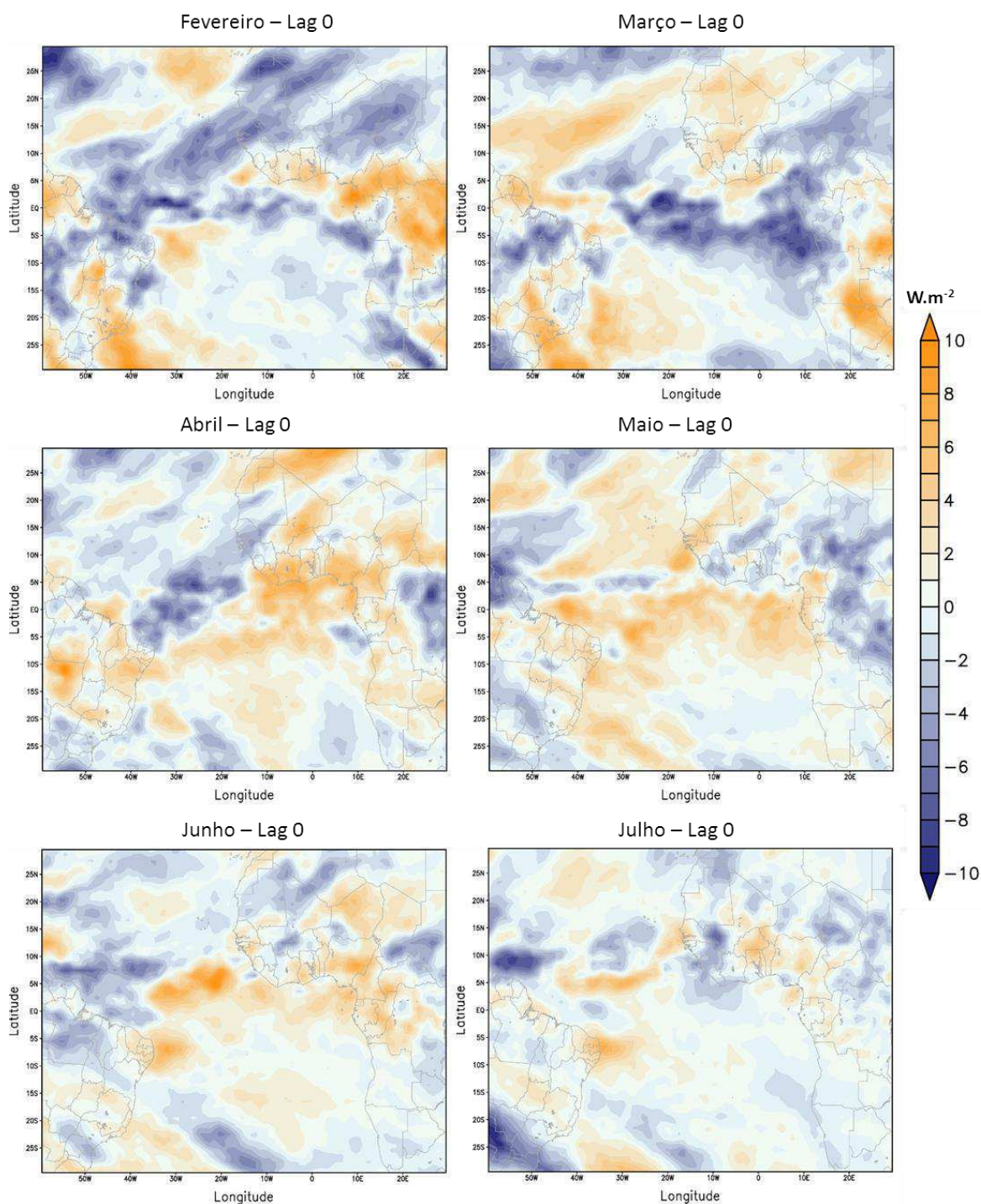


Figura 36. Compostos de anomalia de ROLE para os meses de fevereiro a novembro, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (*lag 0*), no período de 2000 a 2015.

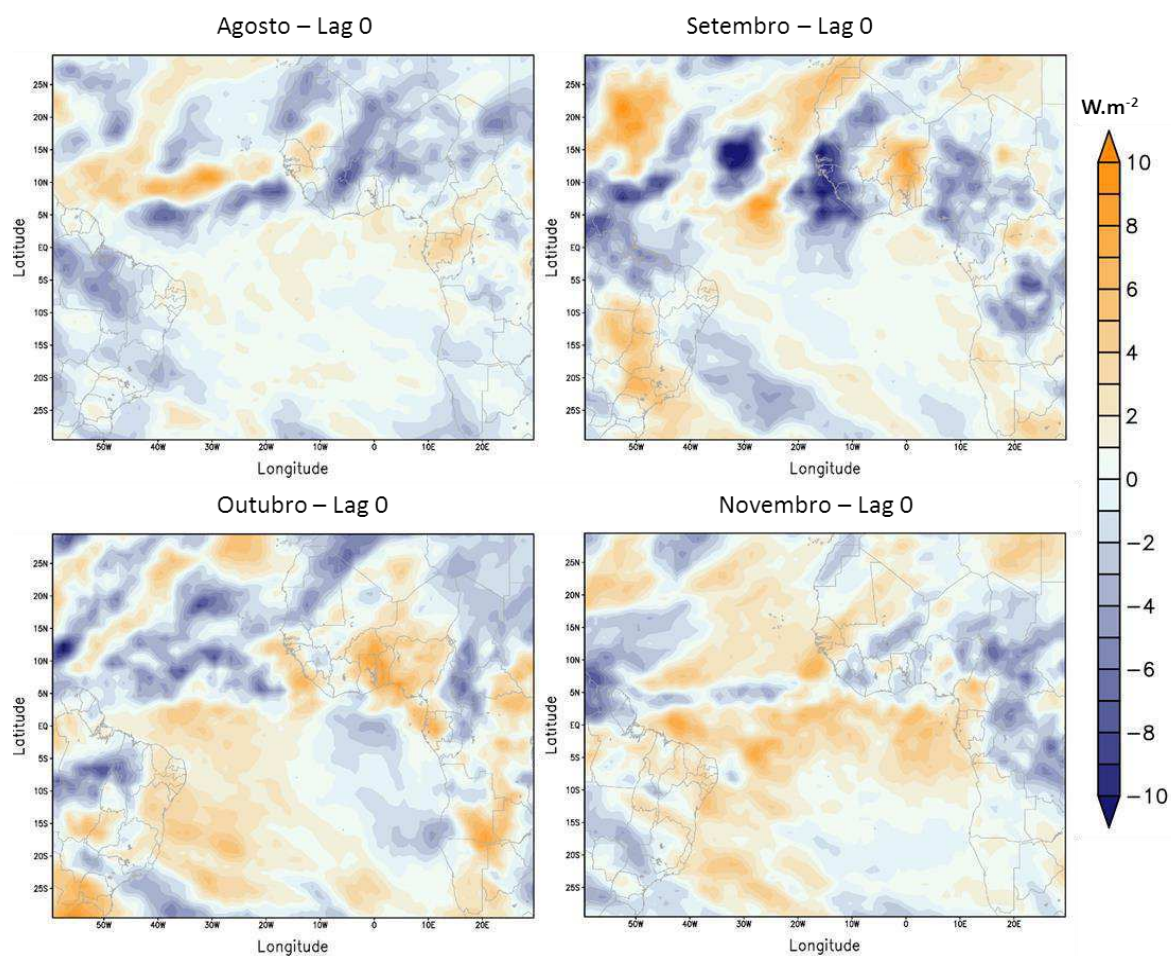


Figura 36. Continuação.

No campo da umidade específica em 700 hPa, foram encontradas anomalias negativas próximo ao NEB, na área do cavado, em todos os meses analisados, apresentando uma pequena divergência com os campos de ROLE e precipitação nos meses de março, abril, maio e novembro. Esta divergência pode ocorrer devido a atuação de outros sistemas de escalas distintas, cuja umidade esteja concentrada em outros níveis atmosféricos, ou devido a uma configuração diferente do DOL, apresentando anomalias positivas de umidade no eixo do cavado em níveis diferentes de 700 hPa. Por outro lado, nos meses de junho e julho há uma forte concordância entre as três variáveis apontando para um déficit de umidade nos cavados.

Brammer e Thorncroft (2015) analisaram o conteúdo de umidade associado à OLA visando identificar se este favorece ou não à ciclogênese tropical no Atlântico Leste. Observaram que a OLA com desenvolvimento favorável à ciclogênese apresentava um teor significativamente elevado de umidade na baixa troposfera a noroeste do cavado, a partir do momento que a OLA deixa a costa ocidental Africana, comparativamente às ondas que não se desenvolveram. As ondas que se desenvolveram tinham aporte de ar úmido em baixos níveis, enquanto, as que não se desenvolveram receberam aporte de ar seco.

Ou seja, o teor de umidade determina sobremaneira o ciclo de vida da onda e a posição da convecção com relação ao eixo da onda parece ser um ponto em aberto. O cavado no HS associado a anomalias negativas de umidade é um resultado que pode gerar questionamentos tanto sobre a sua veracidade, assim como sobre a adequação dos modelos conceituais encontrados na literatura ao DOL e à sua atuação sobre o NEB.

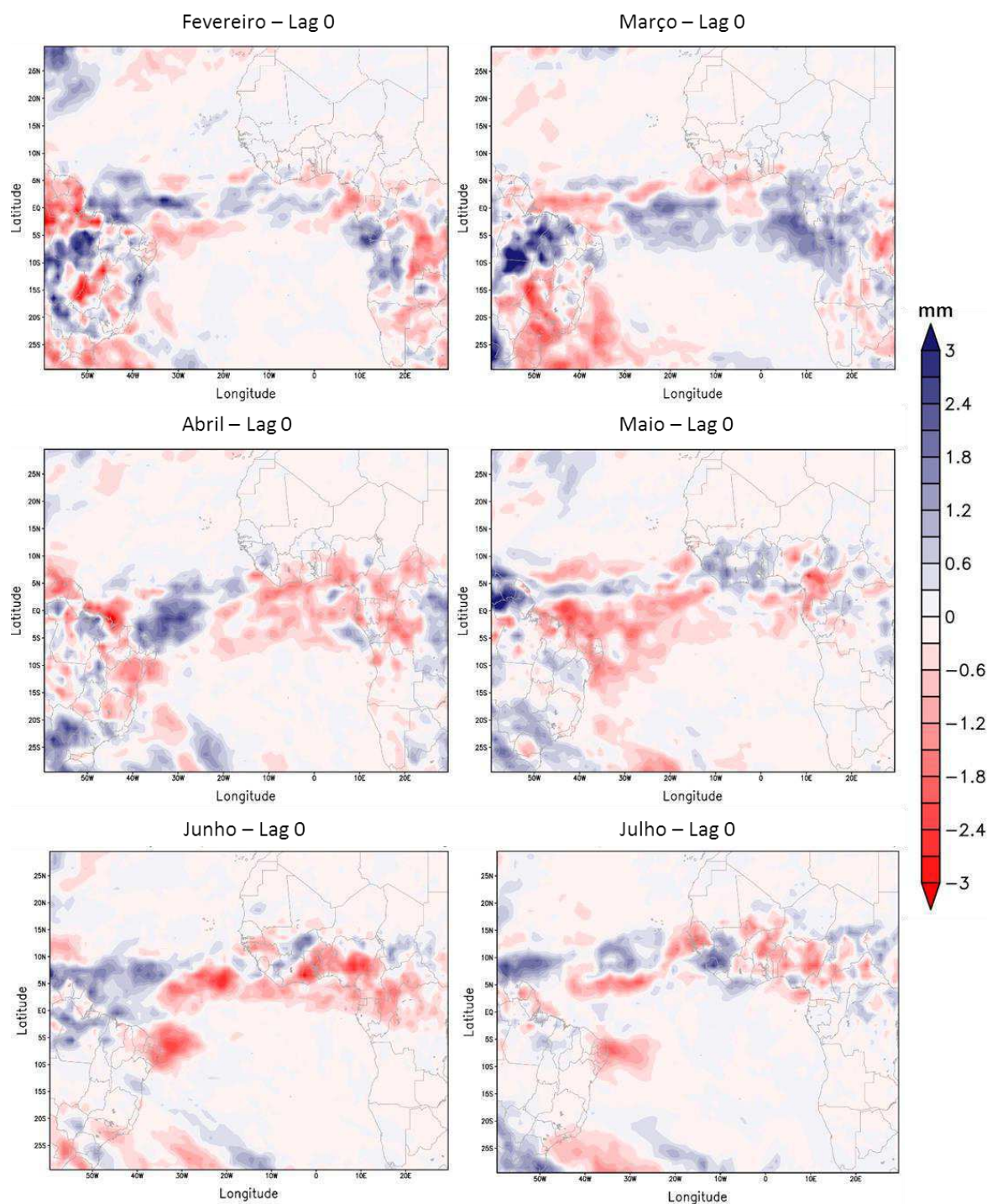


Figura 37. Compostos de anomalia de precipitação (GPCP) para os meses de fevereiro a novembro, centrados no momento da passagem do cavado na área “A” (*lag 0*), no período de 2000 a 2015.

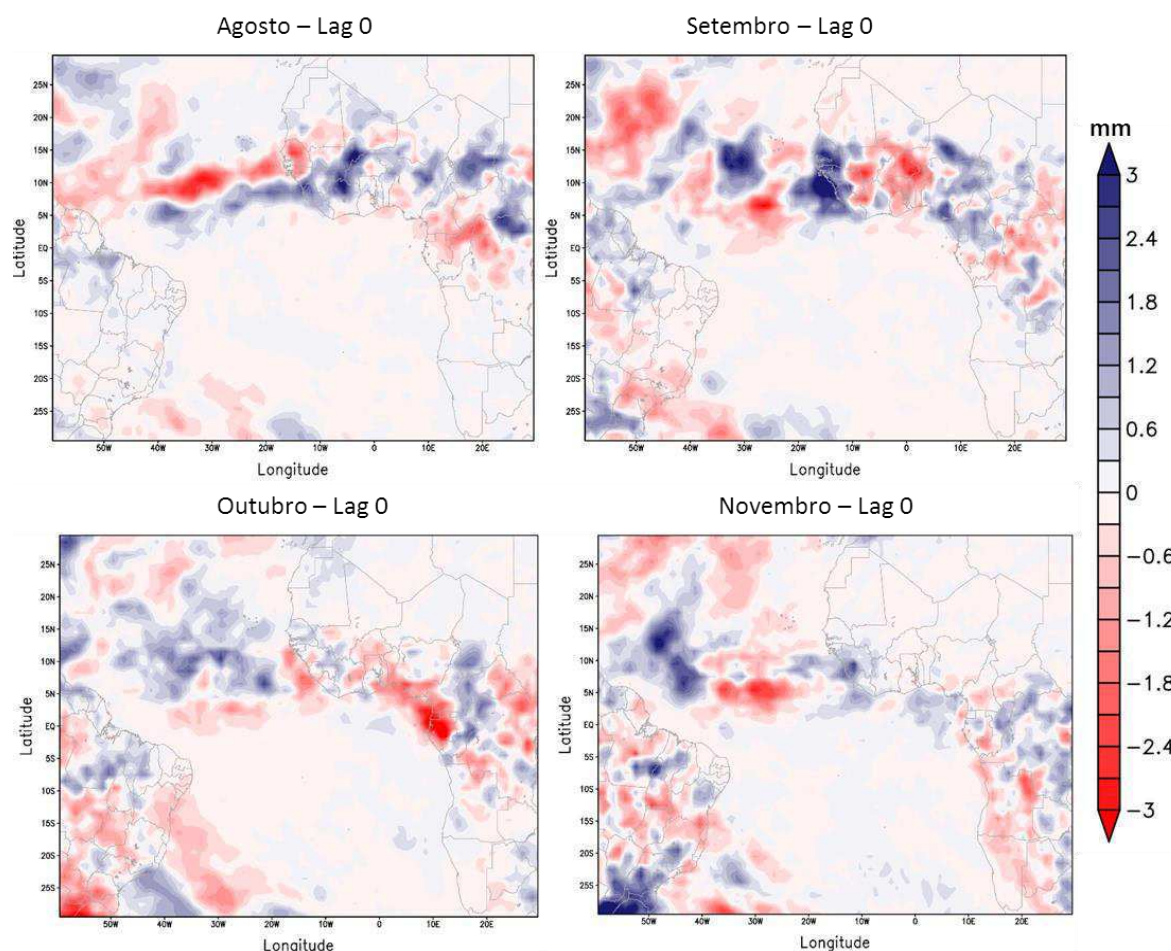


Figura 37. Continuação...

A variação mensal das características de umidade atmosférica sobre o NEB, permite que os compostos sejam construídos numa base trimestral agregando os meses com padrão de umidade semelhante da seguinte forma: fevereiro-março-abril (FMA), maio-junho-julho (MJJ) e agosto-setembro-outubro (ASO). O mês de novembro pode ser descartado, pois se assemelha em termos do conteúdo de umidade sobre o NEB, ao trimestre ASO. Para análise da propagação dos cavados, foram então calculados compostos vorticidade de curvatura, de anomalias de variáveis de umidade (umidade específica, água precipitável, precipitação (GPCP)), ROLE, ômega, e vento horizontal numa base trimestral.

A análise foi feita para todos os trimestres referidos acima, sendo apresentada a seguir a referente ao período para maio-junho-julho, caracterizada com maior atividade convectiva no leste do NEB, como pode ser visto nos campos de precipitação e ROLE da sequência de figuras apresentados anteriormente (Figura 25 a Figura 34), assim como no acumulado de precipitação para esse trimestre, apresentado na Figura 2(A) extraído de Pereira e Cavalcanti (2014). Ressalta-se que este é o período em que a precipitação no leste do NEB é explicada principalmente pela variabilidade de alta frequência associada aos DOL (Kayano, 2003).

O sinal da propagação de cavados próximo ao NEB está presente ao longo de todo o ano, porém nem sempre associados à precipitação, dependendo tanto das características locais de umidade, como da advecção de umidade provocada por sistemas de escala sinótica como sistemas frontais (Pontes da Silva, 2011) ou sistema de alta pressão subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Hounsou-Gbo *et al.* (2015) destaca a propagação de anomalias de TSM, favorecida pela forte convergência no campo do vento zonal à superfície, que permite o transporte de calor e umidade oceânicos do sudeste do Atlântico para o litoral do NEB e para o Hemisfério Norte, principalmente nos meses de junho e julho.

Na Figura 38, é apresentado o composto de vorticidade de curvatura para o trimestre MJJ, variando do *lag* -4 ao *lag* 3, ou seja, foram calculados a média da variável para cada dia (*lag*), desde 4 dias antes da chegada do cavado no litoral do NEB na área “A”, momento que caracteriza o *lag* 0, até 3 dias depois que caracteriza o *lag* 3. O propósito é observar a gênese, ou seja, o primeiro instante e local que se identifica o cavado, representado pela média dos 237 cavados registrados em MJJ ao longo de 2000 a 2015, presentes na Tabela 2.

A identificação do momento da gênese do cavado pode ser feita num movimento inverso a partir do *lag* 0, retrocedendo para os *lag* -1 a -4 até o momento em que esse cavado desaparece. Por exemplo, no caso Figura 38, pode-se localizar o primeiro instante em que o cavado aparece, no *lag* -3, próximo à costa do continente Africano. Nos *lag* seguintes é possível acompanhar o deslocamento do cavado em direção ao leste do NEB se posicionando atrás de uma crista no *lag* -2, se intensificando no *lag* -1, até atingir o litoral do NEB no *lag* 0 onde apresenta um máximo de vorticidade de curvatura ciclônica e de amplitude. No *lag* 1, o cavado atinge o continente e transita pelo interior do NEB com vorticidade reduzida, sendo seguido por uma crista que domina o escoamento sobre o NEB nos *lag* 2 e 3. Pode-se dizer que o padrão de onda próximo ao NEB é mais evidente entre os *lag* -2 e *lag* 1, quando se observa bem claro a sequência de crista e cavado, enquanto sobre a costa ocidental Africana e Atlântico Norte esse padrão é mais claro do *lag* -4 ao *lag* 0.

Observou-se o mesmo padrão de deslocamento de ondas sobre o ATS no campo da vorticidade de curvatura, para os outros meses, agrupados nos trimestres FMA e ASO além do mês de novembro. Então pode-se considerar a Figura 38 como representativa dos outros meses do ano, com a gênese do cavado localizada próxima ao continente Africano, em torno de 10° S e 10° E, coerente com as observações de distúrbios atravessando a costa ocidental Africana para o Atlântico, entre o equador e 5° S (Mbele-Mbong, 1974) e da costa leste da América do Sul para o continente, em aproximadamente 10°S (Ramos, 1974).

Padrões também observados por Yamazaky e Rao (1977), por meio da inspeção em imagens de satélite. Quando o sistema atinge o NEB, tende a dissipar rapidamente, entre o litoral e o interior da região, gerando por vezes elevados volumes de precipitação num curto intervalo de tempo, o que normalmente gera alguns transtornos, principalmente nos meios urbanos (Santos *et al.* 2012; Alves *et al.* 2013; Neves *et al.* 2016).

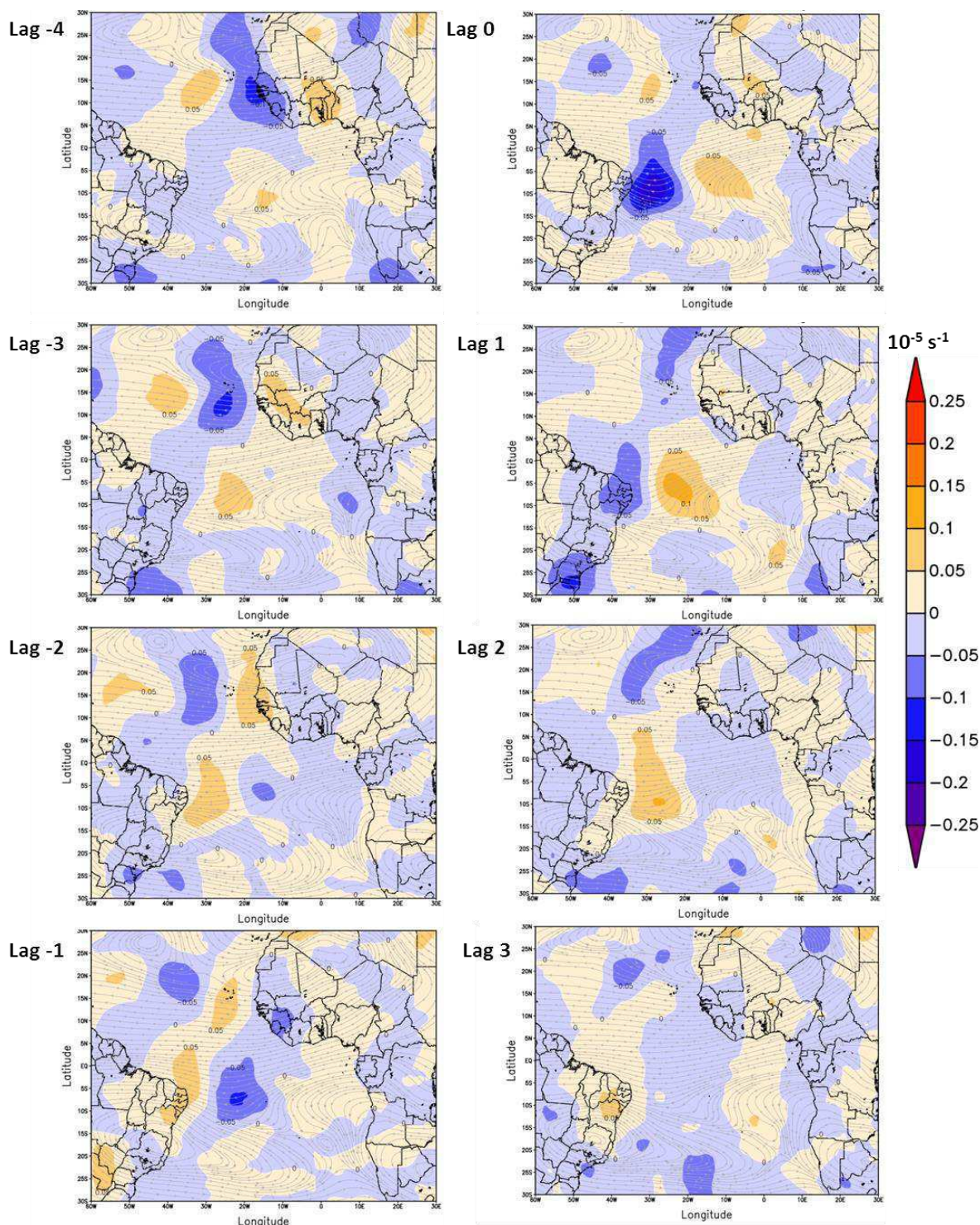


Figura 38. Compostos de vorticidade de curvatura (sombreado) e vento horizontal em 700 hPa (linha de corrente), para maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do *lag* -4 a *lag* 3.

Visando avaliar o padrão de umidade nos mesmos instantes e locais dos cavados foram construídos os compostos de anomalia de água precipitável (Figura 39), ROLE (Figura 40) e precipitação (Figura 41) para o trimestre em análise, sobrepostos com o campo climatológico do vento em 700 hPa, por meio de linhas de corrente. O resultado observado indica anomalia positiva de umidade próxima ao eixo das cristas e anomalia negativa próxima ao eixo dos cavados. Para associação das anomalias de umidade aos cavados e cristas é necessário recorrer à posição aproximada dos cavados e cristas na Figura 38 em cada *lag* para comparação com a posição das anomalias de umidade (água precipitável, ROLE e precipitação) nas Figuras 39-41. A ROLE está sendo usado nesse caso como um indicativo de nebulosidade, logo, pode ser associado de forma indireta ao padrão de umidade na atmosfera. Ambas as variáveis apresentam o mesmo padrão, com anomalias positivas (negativas) de água precipitável e precipitação, anomalias negativas (positivas) de ROLE próximo às cristas (cavados), sugerindo que as cristas são mais úmidas que os cavados. Esta informação contradiz o que foi apresentado na fundamentação teórica, onde grande parte dos estudos indica a maior concentração de umidade e precipitação, próximo ao eixo do cavado nos DOL sobre o ATS (Hall, 1989; Coutinho e Fisch, 2007; Pontes da Silva, 2011; Gomes *et al.* 2015).

As ondas que ocorrem no ATN apresentam um padrão próximo ao indicado na literatura, com anomalias positivas de água precipitável e precipitação próxima ao eixo do cavado, na área de transição da crista para o cavado, coerente com a região de convergência de umidade a leste do cavado visto no diagrama esquemático de Riehl (1954) apresentado na Figura 3. O padrão de anomalias de umidade observada para o DOL pode estar associado ao das OLA no ATN, onde o cavado no ATN corresponderia à crista no ATS, justificando as anomalias positivas de umidade enquanto a crista no ATN corresponderia ao cavado no ATS, justificando as anomalias negativas. Pode-se observar que o padrão de onda no ATN, por vezes, se estende até o ATS, no campo da vorticidade de curvatura (Figura 38) com valores positivos (negativos) dispostos nos dois hemisférios, alinhados diagonalmente, como por exemplo, no *lag* -1.

Não foi possível identificar o padrão de umidade descrito acima, associado ao escoamento dos DOL, nos estudos consultados na literatura. Pelo contrário, o presente resultado contraria a maioria dos estudos, como por exemplo, o estudo de Gomes *et al.* (2015), que seguiram a mesma metodologia de calcular os compostos de anomalias, para identificar os padrões de circulação e principais características do DOL, e apontam a existência de anomalias positivas de umidade e negativas de ômega em fase com o cavado.

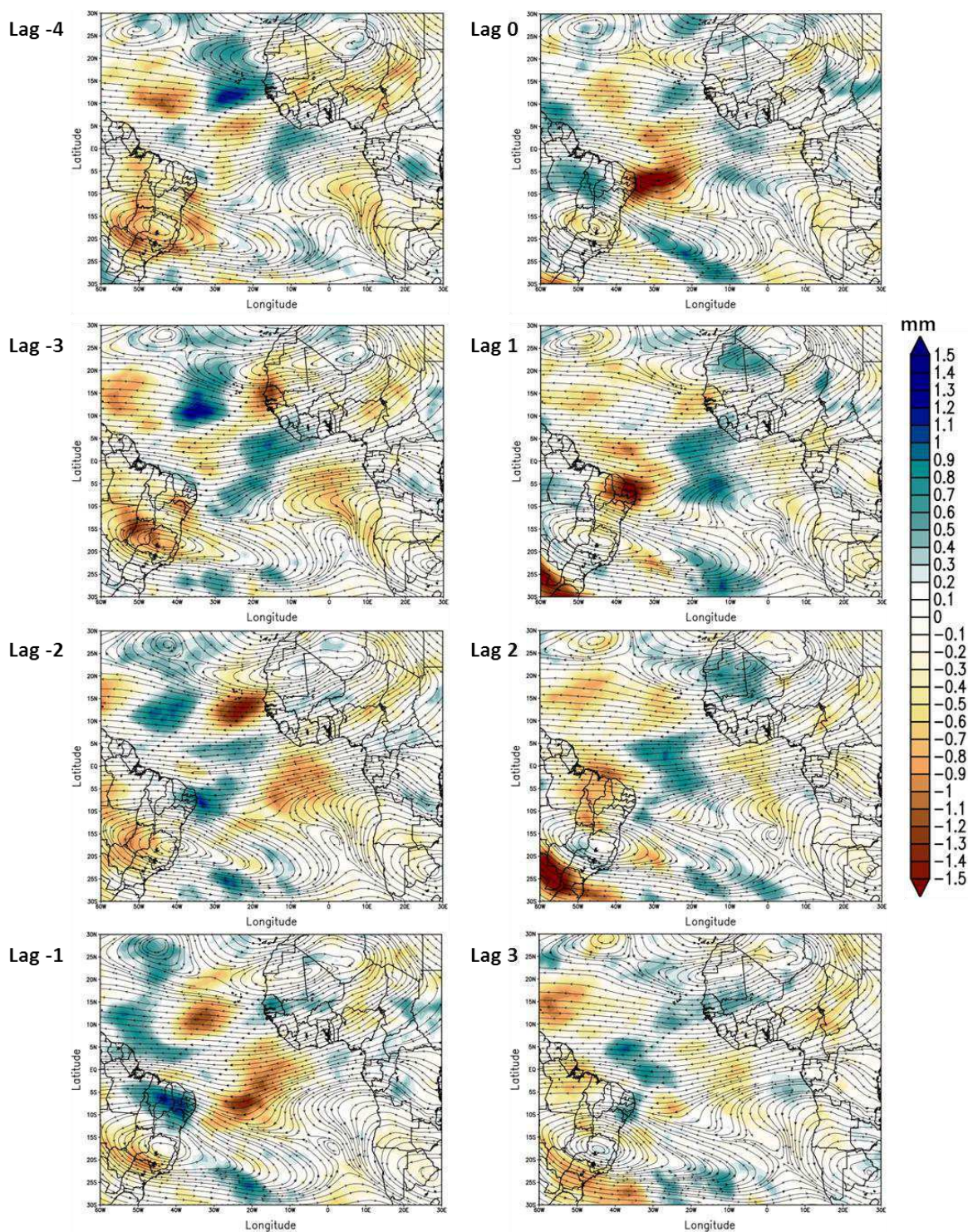


Figura 39. Compostos de anomalia de água precipitável (sombreado) e vento horizontal em 700 hPa (linha de corrente), para maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do lag -4 ao lag 3.

Gomes *et al.* (2015), calcularam compostos para duas estações chuvosas (AMJJ) de 2006 e 2007, baseado em datas em que identificaram DOL sobre o NEB, de forma subjetiva a partir de nebulosidade associada ao sistema, observada em imagens do satélite METEOSAT, ou seja, os autores estavam rastreando de forma indireta a umidade associada ao sistema.

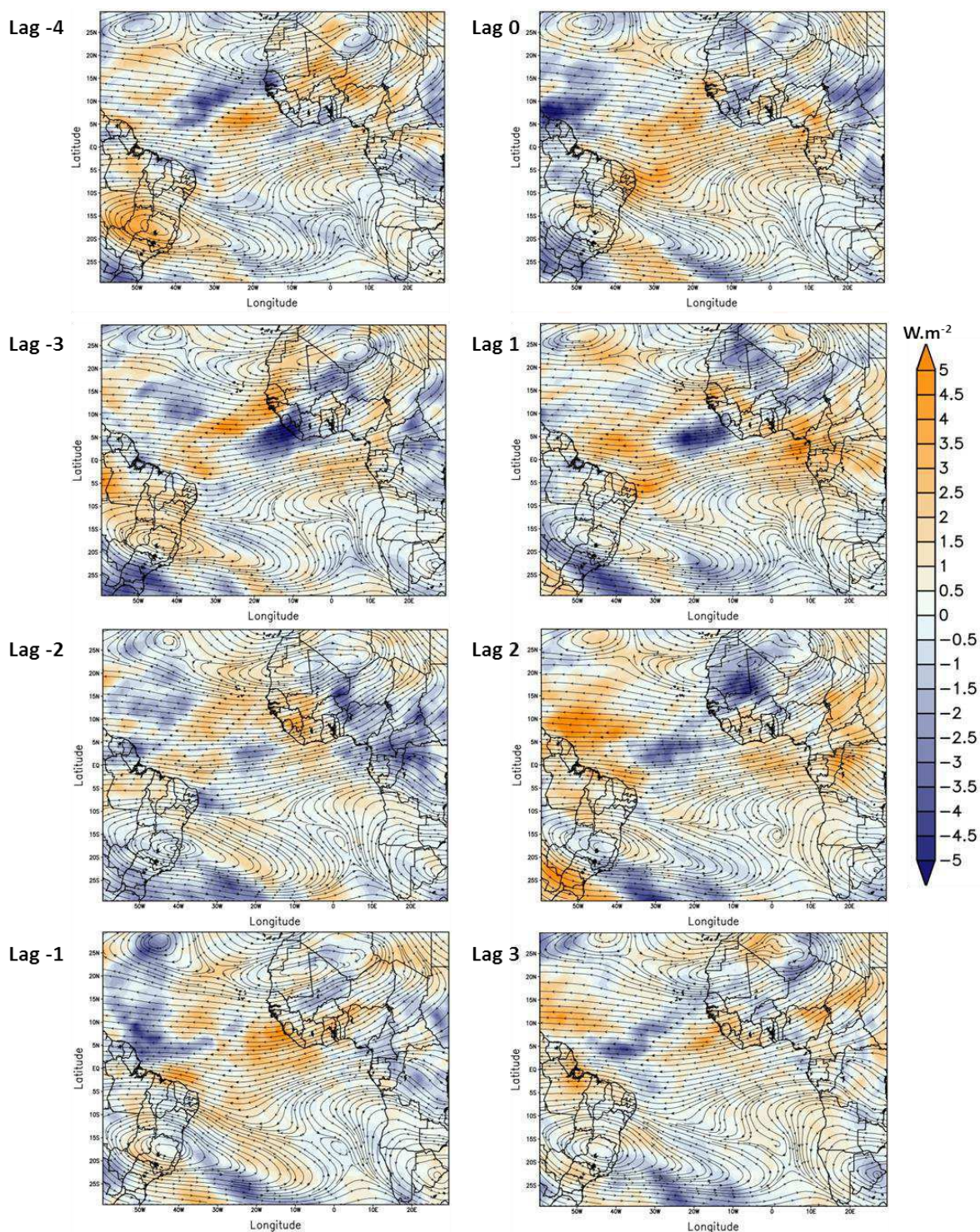


Figura 40. Compostos de anomalia de ROLE (sombreado) e vento horizontal em 700 hPa (linha de corrente), para maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do lag -4 ao lag 3.

Normalmente, a identificação do DOL próxima ao NEB, é feita primeiramente por meio de imagens de satélite, investigando-se a propagação de formação de nuvens em direção a Região, mas quando a identificação do sistema conta somente com imagens de satélite, corre-se o risco de identificar qualquer formação de nebulosidade como DOL.

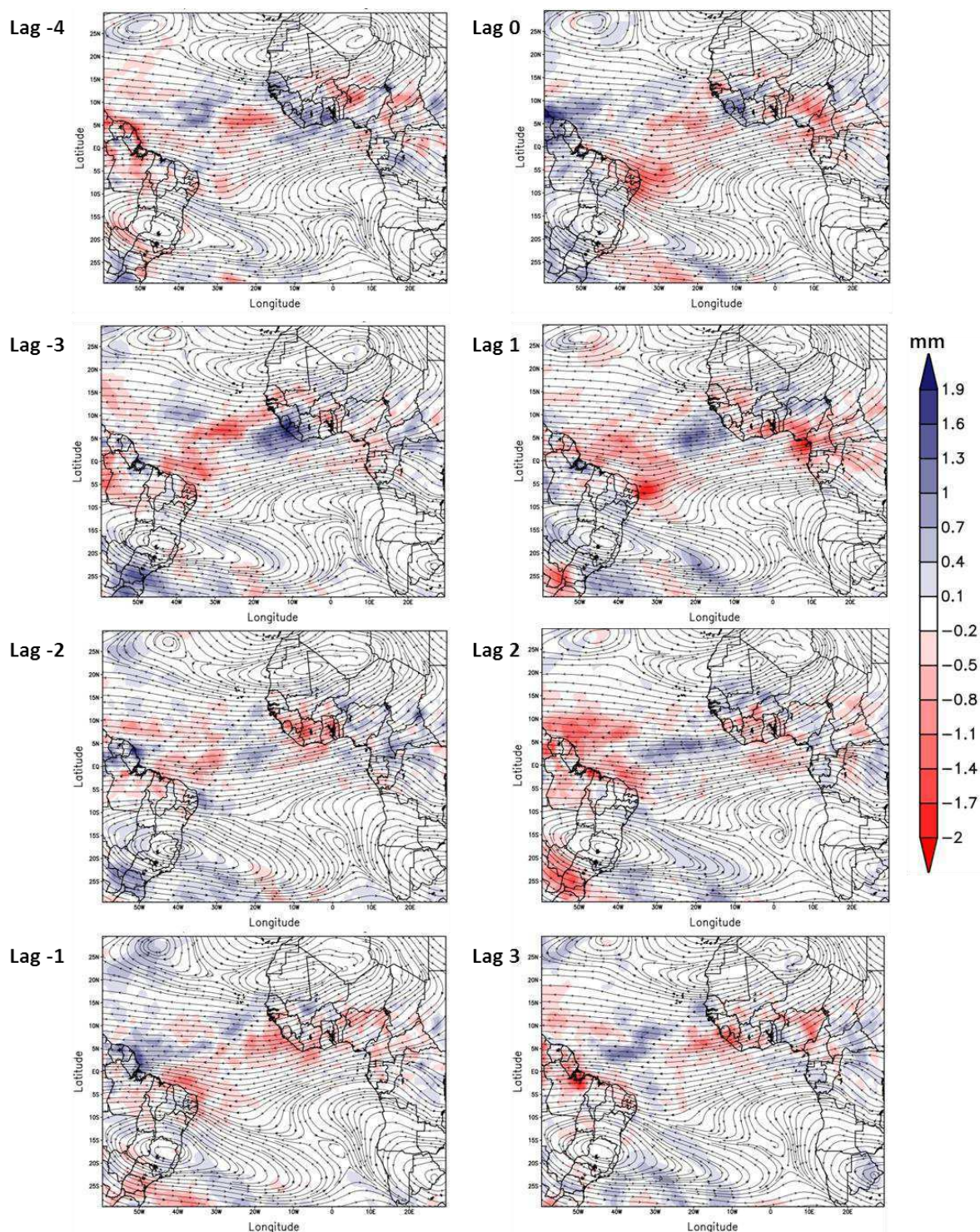


Figura 41. Compostos de anomalia de precipitação (sombreado) e vento horizontal em 700 hPa (linha de corrente), para maio-junho-julho do período de 2000 a 2015, apresentados do lag -4 ao lag 3.

Gomes *et al.* (2015) calcularam compostos de divergência horizontal em 1000 hPa, 850 hPa e 700 hPa, obtendo como resultado um padrão de convergência em 1000 hPa e 850 hPa, enquanto em 700hPa, o padrão foi de divergência próximo ao litoral do NEB. Para verificar se o padrão obtido no presente estudo se estende para outros níveis da atmosfera,

como sugerem as anomalias de umidade, foram plotados os perfis verticais com os compostos da anomalia de umidade específica e anomalia da componente meridional do vento, entre 1000 hPa e 300 hPa, apresentados na Figura 42. Para que fosse detectada a variação média de umidade na faixa de latitude da Área “A”, foram plotados os compostos da média de área das anomalias, entre 12° S e 2° S, variando-se a longitude e a altitude, para cada *lag* temporal.

Observa-se claramente a propagação das anomalias de umidade específica, com núcleos centrados em 700 hPa, mas se estendendo da superfície até 400 hPa. A identificação dos cavados e cristas nos perfis verticais pode ser feita por meio das isolinhas de rótulo zero da anomalia da componente meridional do vento. As cristas são localizadas nas isolinhas de zero que apresentam valores positivos (linhas sólidas) de vento à direita e valores negativos (linhas tracejadas) à esquerda, enquanto os cavados são localizados nas isolinhas de zero com valores negativos de vento à direita e valores positivos de vento à esquerda.

Com base no exposto acima, pode-se identificar no *lag* -4 uma crista próxima ao meridiano de Greenwich e um cavado próximo a 30° W, tomando como referência o nível de 700 hPa. As anomalias de umidade são pequenas e próximas à crista. Nos lags seguintes, se observa o deslocamento para oeste da composição de onda, com uma crista se posicionando próximo a 20°W no *lag* -3 acompanhada de anomalia positiva de umidade específica na sua dianteira, enquanto surge um cavado em torno de 10° E com anomalia negativa de umidade específica também na sua dianteira, cavado esse que vai atingir o leste do NEB nos *lag* 0 e *lag* 1, acompanhado de anomalia negativa de umidade específica. Essa sequência de crista e cavado se desloca mais para oeste no *lag* -2, com uma intensificação das anomalias de vento meridional associadas à crista no *lag* -2 e em seguida associados ao cavado no *lag* -1 e *lag* 0.

Nesse momento, as anomalias negativas de umidade específica estão sobre o litoral do NEB, no eixo do cavado, enquanto nas cristas, localizadas no interior do NEB e sobre o Atlântico, se observam anomalias positivas de umidade. Essa configuração sugere a ocorrência de precipitação associada ao DOL em dois momentos distintos, antes e depois da chegada do cavado sobre o NEB, sendo o momento do cavado associado a uma diminuição da precipitação, ao contrário do que foi mostrado por Gomes *et al.* (2015).

Essa característica apresentada pelos compostos das anomalias no período MJJ, se reproduz de forma semelhante nos outros semestres (FMA e ASO), figuras não apresentadas, indicando um comportamento médio associado aos sistemas cujas datas foram indicadas na Tabela 2.

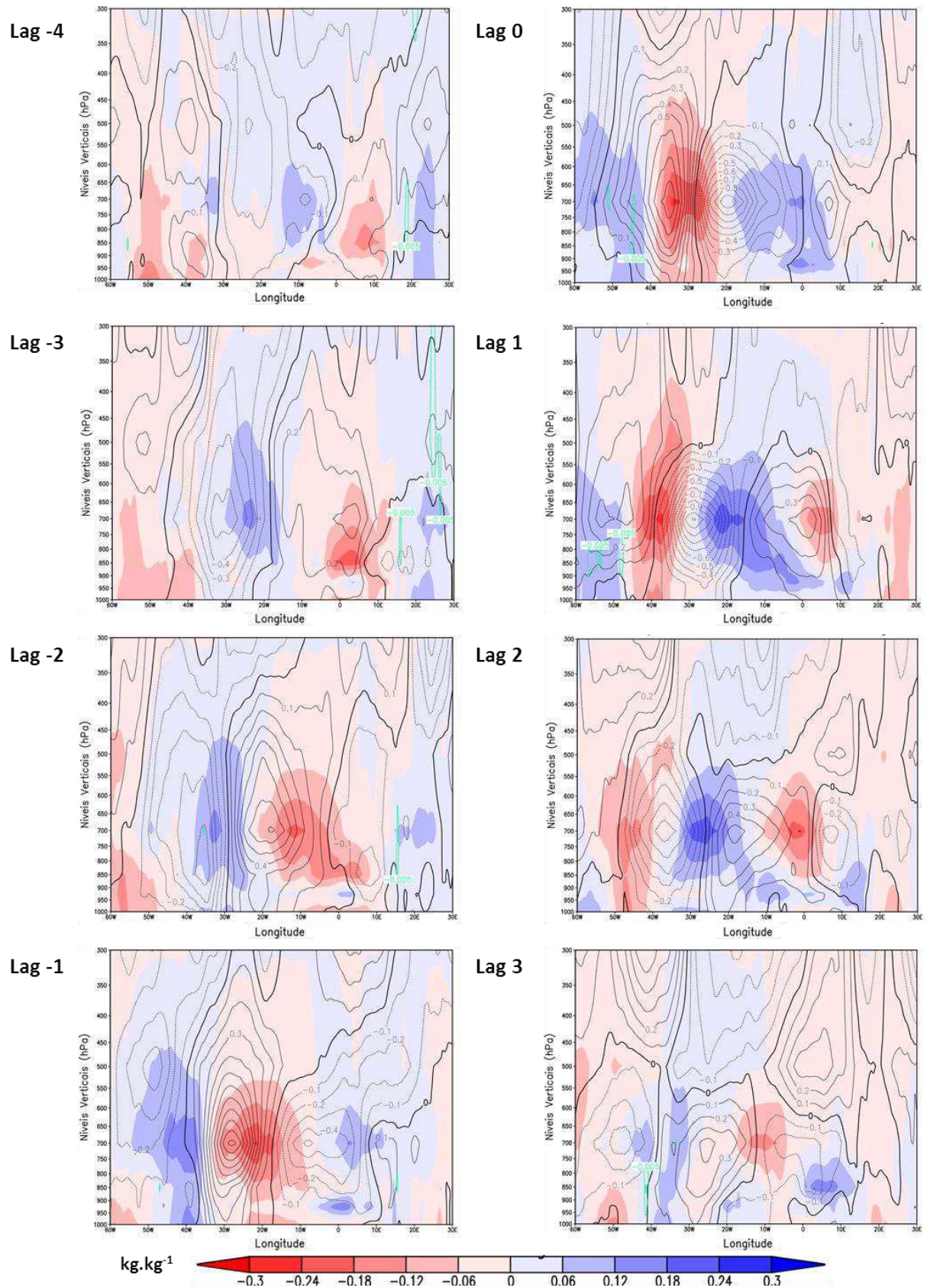


Figura 42. Perfil vertical da anomalia da componente meridional do vento e anomalia de umidade específica, compostos para maio-junho-julho no período de 2000 a 2015, apresentados do lag -4 ao lag 3.

A análise dos compostos evidenciou sinais de anomalia de umidade, relacionados aos cavados no campo da vorticidade de curvatura em 700 hPa, que remetem aos padrões observados nas ondas Mistas de Rossby-Gravidade (MRG) acopladas à convecção na troposfera tropical, conforme discutido por Kiladis *et al.* (2009). Os padrões de umidade representados pelas anomalias da temperatura de brilho associados à onda MRG, apresentados na Figura 8, ilustram bem a semelhança com os padrões de anomalia de umidade, presentes nos compostos apresentados anteriormente, principalmente entre os *lag* -1 e *lag* 1 dos compostos de anomalia de água precipitável (Figura 39).

Visando reproduzir o perfil vertical da atmosfera sobre o litoral do NEB, na área “A”, de forma semelhante ao observado na Figura 9, foram plotados na Figura 43 os compostos das anomalias de ROLE (Figura 43 (a)), de umidade específica e vento meridional (Figura 43(b)), temperatura e vento zonal (Figura 43 (c)), do *lag* -4 ao *lag* 4.

Pode-se observar sobre o litoral do NEB, no *lag* 0 anomalias positivas de ROLE indicando déficit de convecção, anomalias negativas de umidade específica, anomalias negativas de temperatura do ar em baixos níveis e anomalias positivas em médios e altos níveis. Nos *lag* -2 e *lag* 2, observa-se condições contrárias às observadas no *lag* 0, com anomalias negativas e nulas respectivamente de ROLE, anomalias positivas de umidade específica, anomalias positivas de temperatura nos baixos níveis e anomalias negativas em aproximadamente 700 hPa. A inclinação no perfil de temperatura é um indício de baroclinia, como observado também na Figura 9.

A finalidade principal ao apresentar estas figuras é identificar semelhanças entre os perfis dos compostos das anomalias calculadas para o litoral do NEB e o padrão de anomalias característico das ondas MRG identificadas no Pacífico Equatorial central. Observa-se padrões semelhantes, porém, antissimétricos em virtude da localização dos perfis em hemisférios diferentes. Com isso, levanta-se a questão do quão grande é a influência das ondas MRG sobre a propagação dos cavados que se deslocam sobre o NEB e a sua relação com o regime pluviométrico do litoral da Região.

A Figura 23 (b) apresenta o total anual de cavados identificados próximos ao NEB e chama atenção o fato de se ter uma variabilidade na série com valores máximos e mínimos anuais de cavados intercalados em um período de 1 a 2 anos, sinal característico da oscilação quase bianual. Estas informações convergem para a possibilidade dos DOL sofrerem alguma influência das ondas MRG, além dos padrões de umidade semelhantes encontrados nos compostos, o que desperta interesse para pesquisas mais aprofundadas sobre esse tema.

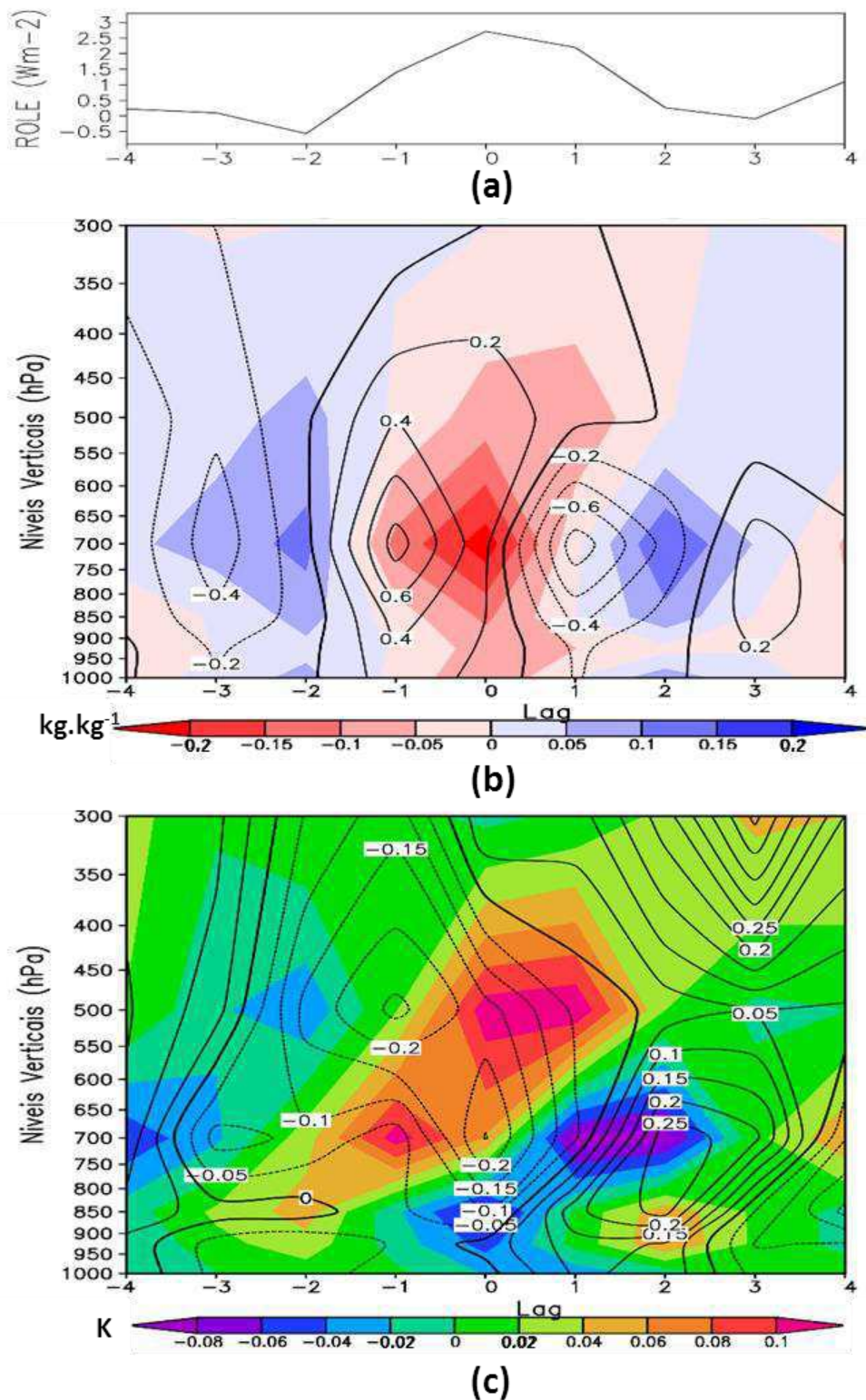


Figura 43. Variação da (a) anomalia de ROLE, (b) perfil vertical da anomalia de umidade específica (sombreado) e da anomalia do vento meridional (contorno) e (c) perfil vertical da anomalia de temperatura (sombreado) e da anomalia do vento zonal (contorno), do lag -4 ao lag 4.

4.5 – Identificação objetiva de cavados e Estudos de Caso

A identificação objetiva dos cavados é apresentada a seguir, por meio das saídas geradas pelo algoritmo com a posição aproximada do cavado associado ao DOL, como exposto no item 3.3 do capítulo de material e métodos. A máscara que estabelece o limiar de vorticidade de curvatura para a marcação dos cavados, não foi imposta como inicialmente se pensava, quando seriam considerados apenas os cavados com valores de $\xi_{\psi}^{Curvatura}$ inferiores a $-0.5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, análogo ao que foi estabelecido por Berry *et al.* (2007), para as OLA. Como visto por meio das Figuras 17(c) a 19(c) e nas figuras dos compostos de vorticidade de curvatura (Figura 23(a) a Figura 32(a)), os valores de vorticidade de curvatura dos cavados próximo ao NEB não alcançam esse limiar, então se optou por não filtrar num primeiro momento nenhum cavado, com base em limiares do valor da vorticidade de curvatura ciclônica no HS.

A partir dos casos identificados na literatura dispostos no Quadro 1, é possível testar a aplicabilidade do método de identificação objetiva de cavados associados aos DOL, desenvolvido por Berry *et al.* (2007). O caso de DOL ocorrido em 22 de maio de 2006 estudado por Pontes da Silva (2011) serve como exemplo para apresentar as etapas da aplicação do método objetivo de identificação de cavados, como indicado na Figura 44, em que o campo (a) apresenta os vetores do vento horizontal no nível de 700 hPa, a partir do qual é computado a função de corrente apresentado no campo (b), sobreposto aos vetores de vento. O campo (c) apresenta a vorticidade de curvatura na função de corrente e o campo (d) apresenta os cavados traçados sobre áreas com vorticidade curvatura negativa.

A convenção estabelece o sinal da vorticidade em circulações ciclônicas e anticiclônicas, como sendo opostos entre os dois hemisférios, com cavados associados a valores negativos (positivos) de vorticidade, enquanto as cristas são associadas a valores positivos (negativos) de vorticidade no HS (HN).

Para o caso em questão pode-se identificar um cavado no campo do vento horizontal em 700 hPa, centrado entre os meridianos 20°W e 30°W e os paralelos 5° S e 10° S, próximo ao leste do NEB. A identificação pelo campo do vento é possível devido à curvatura ciclônica do escoamento, que se torna mais evidente com a plotagem das isolinhas da função de corrente. A partir de então, com o cálculo da vorticidade de curvatura na função de corrente, é possível ter uma noção da intensidade do cavado e até impor limiares para o traçado do eixo dos cavados. A plotagem automatizada dos cavados associados às ondas permite além de identificar o sistema sem muitas dificuldades, acompanhar o seu deslocamento e avaliar as

condições atmosféricas que estão associadas à sua intensificação ou dissipação.

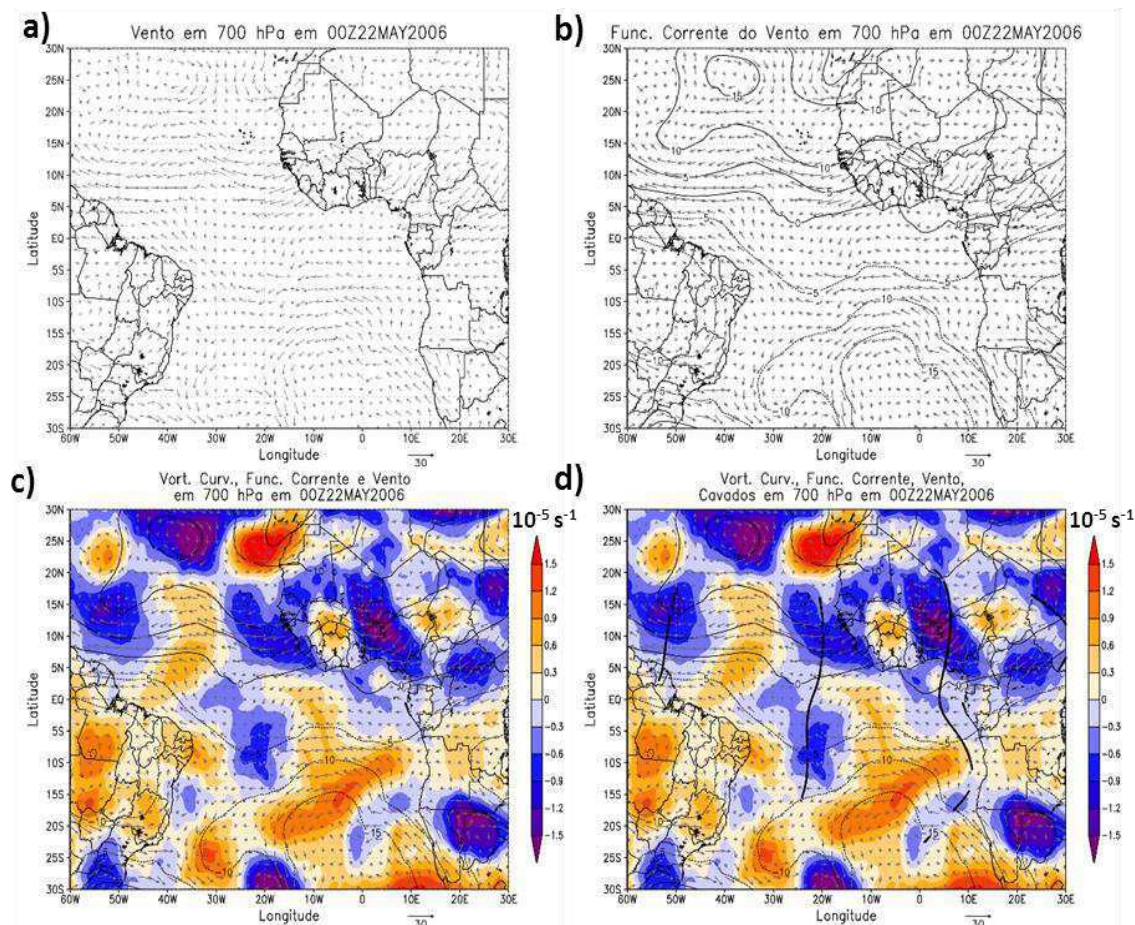


Figura 44. Etapas da plotagem dos cavados a partir do algoritmo de identificação objetiva: a) vetores do vento; b) isolinhas de função de corrente sobrepostos aos vetores do vento; c) vorticidade de curvatura, função de corrente e vento; d) cavados sobrepostos a vorticidade de curvatura, função de corrente e vento em 700 hPa.

A seguir são apresentados campos atmosféricos de alguns eventos de DOL, associados à precipitação intensa sobre o leste do NEB. Estes eventos foram selecionados com base nos estudos de casos feitos por Pontes da Silva (2011), Alves *et al.* (2013) e Pereira *et al.* (2013), ocorridos em maio de 2006, junho de 2010 e julho de 2011 respectivamente. Estes casos foram escolhidos, pelo fato de estarem relacionados a alguns eventos extremos de precipitação com consequências negativas, como alagamentos e inundações, a exemplo do caso de junho de 2010, estudado por Alves *et al.* (2013) que impactou principalmente áreas dos estados de Pernambuco e Alagoas.

Estes casos também servem para testar a aplicação do método objetivo de identificação, nos meses de maior atividade do DOL e em anos distintos, assim como, verificar se os padrões de umidade indicados nos compostos são bem reproduzidos em casos individuais. A classificação de cavados e cristas será feita considerando o Hemisfério Sul.

Caso 1

O primeiro caso de DOL a ser analisado detalhadamente ocorreu entre 18 e 25 de maio de 2006, associado à precipitação intensa sobre grande parte do leste do NEB, como pode ser identificado nas séries temporais de precipitação das capitais do leste do NEB (Natal, João Pessoa, Recife e Maceió), para o mês de maio, ilustradas pela Figura 45.

Observam-se vários episódios chuvosos ao longo do mês, principalmente em Maceió com valores muito elevados de precipitação entre os dias 15 e 18 de maio, porém o período de atuação do DOL apresenta um quadro mais homogêneo de precipitação sobre todas as capitais do leste do NEB.

Os elevados valores de precipitação observados entre 15 e 18 de maio em Maceió podem estar associados à atuação de um sistema frontal, que segundo o boletim Climanálise de maio de 2006 propagou até Aracajú no dia 15 de maio e possivelmente seu remanescente atingiu Maceió, contribuindo para os totais precipitados. Esse tipo de sistema ao atingir latitudes mais baixas, tende a perder as suas características típicas, como o gradiente horizontal de temperatura, porém, ainda pode causar precipitação ao longo do seu trajeto, antes da sua dissipação.

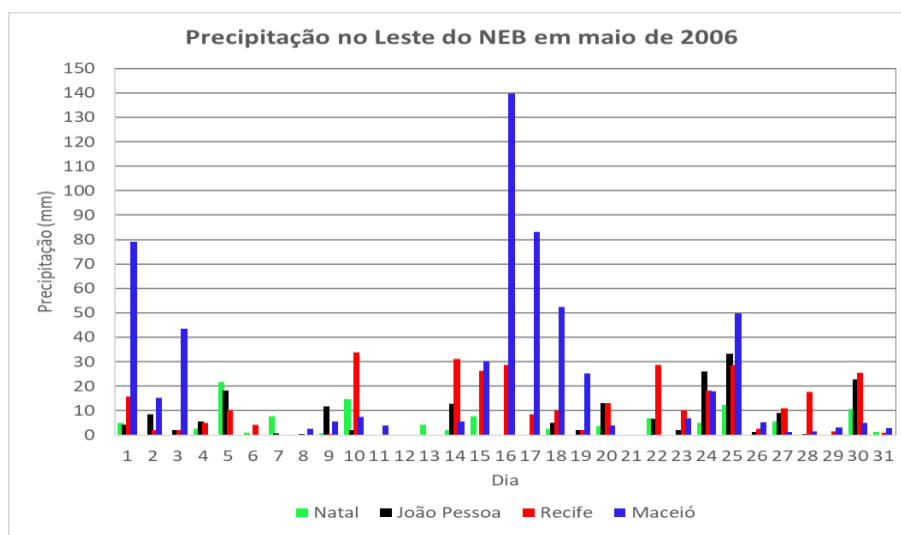


Figura 45. Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em maio de 2006 (INMET).

Pontes da Silva (2011) aponta a ocorrência de dois cavados sobre o litoral do leste do NEB no período de 21 a 25 de maio, o primeiro no dia 22 de maio e o segundo no dia 24 de maio. Por meio do método de identificação de cavados utilizado neste estudo, foi detectado um cavado na área “A” no dia 22 de maio, que é então considerado como o dia em que o DOL se aproxima do NEB, ou seja, o *lag 0*, a partir do qual são analisados os campos atmosféricos às 00UTC no período de propagação do cavado, desde quatro dias antes a 3 dias depois.

A Figura 46 apresenta a sobreposição dos campos de vorticidade de curvatura (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e os cavados (linhas) identificados e traçados objetivamente no período de 18 a 25 de maio, com o *lag* 0 centrado no dia 22 de maio. Estes cavados foram traçados sobre áreas com vorticidade de curvatura negativa, no escoamento de leste, sem imposição de um limiar, e pode-se observar que estão posicionados de forma coerente com os campos de vento marcando circulações ciclônicas no HS e anticiclônica no HN.

O algoritmo que compõe o método objetivo em uso neste estudo permite plotar cavados com diferentes limiares de vorticidade de curvatura, tanto no escoamento de leste como de oeste, simplesmente alterando as máscaras detalhadas na metodologia no capítulo 3.3. Então para fins de comparação, foram plotados na Figura 47 cavados com limiar de $\xi_{\psi}^{Curvatura}$ inferior a $-0.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ no escoamento de leste associados à DOL (linha preta), assim como cavados no escoamento de oeste (linha azul) por vezes associados a sistemas frontais e cristas no escoamento de leste com limiar de $\xi_{\psi}^{Curvatura}$ superior a $0.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (linha vermelha). Os cavados e cristas estão sobrepostos aos campos de vorticidade de curvatura (sombreado) e função de corrente (contorno) e a denominação de cavados e cristas é feita com relação ao HS.

A comparação entre as Figuras 46 e 47 permite identificar no geral uma pequena delimitação na extensão latitudinal dos cavados no escoamento de leste, da Figura 47 com relação à Figura 46, em razão do limiar de vorticidade de curvatura utilizado. Na Figura 47 também é possível localizar a marcação das cristas caracterizando bem o padrão de ondas na região tropical, composta pela sequência de cristas e cavados, nítido principalmente no *lag* 0 sobre o HN. A presença do sistema frontal referido anteriormente próximo a Aracaju, que pode ter influenciado na precipitação observada em Maceió entre 15 e 18 de maio (Figura 45), pode ser inferida pela localização aproximada de um cavado no escoamento de oeste (linha azul) próximo ao NEB no dia 18 de maio (*lag* -4) com propagação associada a núcleo de circulação ciclônica intensa observada próximo de 20° S e 30° W, e deslocamento posterior para 30° S e 20° W no dia 22 de maio (*lag* 0).

O limiar de vorticidade de curvatura utilizado filtra a marcação dos cavados menos intensos e reduz a extensão espacial de outros. Para os estudos de caso será feita a opção de não utilizar limiar de vorticidade de curvatura para não perder o sinal do cavado e assim identificar em toda sua extensão espacial como é o padrão das variáveis atmosféricas associadas, ou seja, serão utilizados os cavados de forma semelhante à Figura 46.

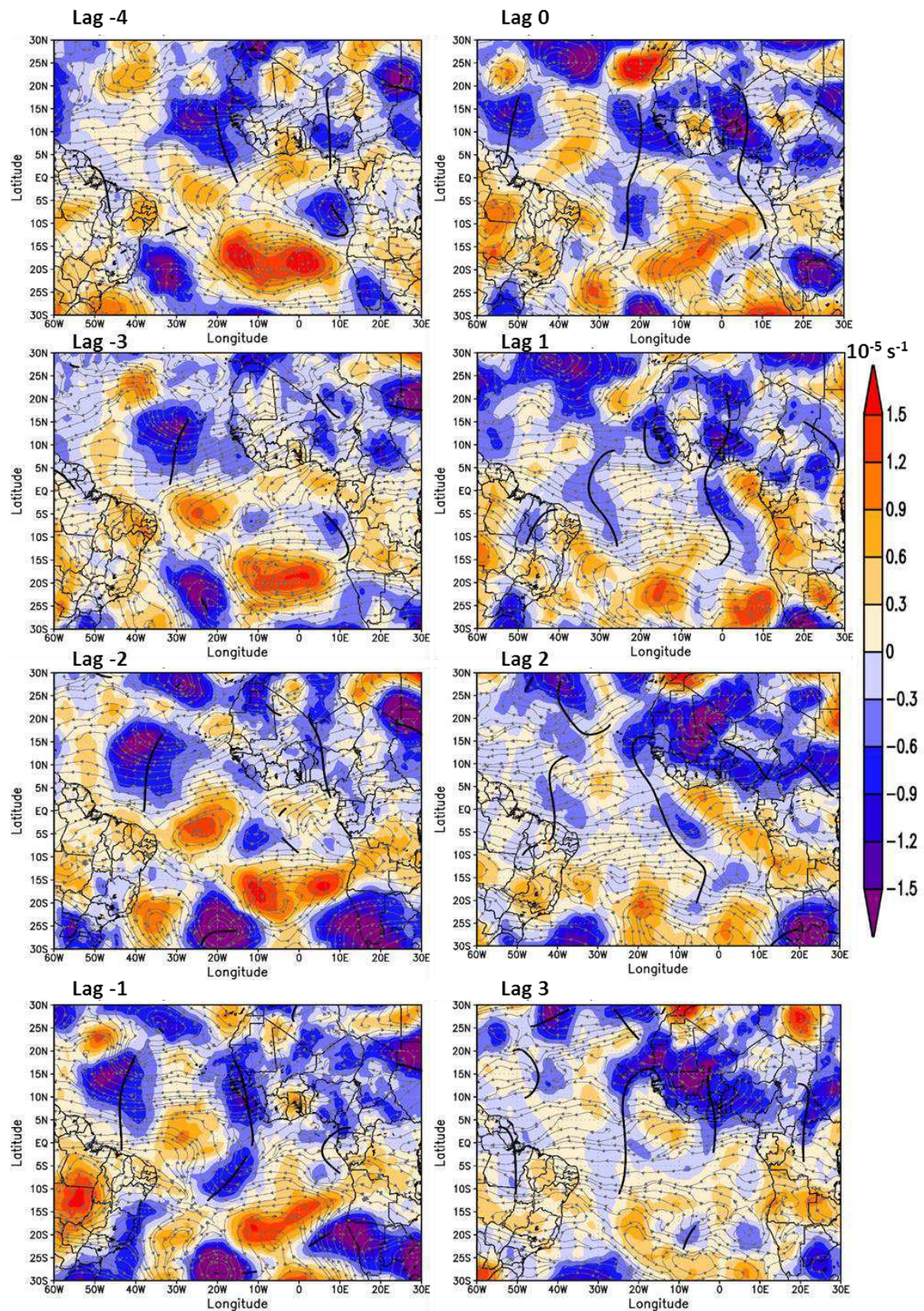


Figura 46. Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) em 700 hPa, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 22 de maio de 2006.

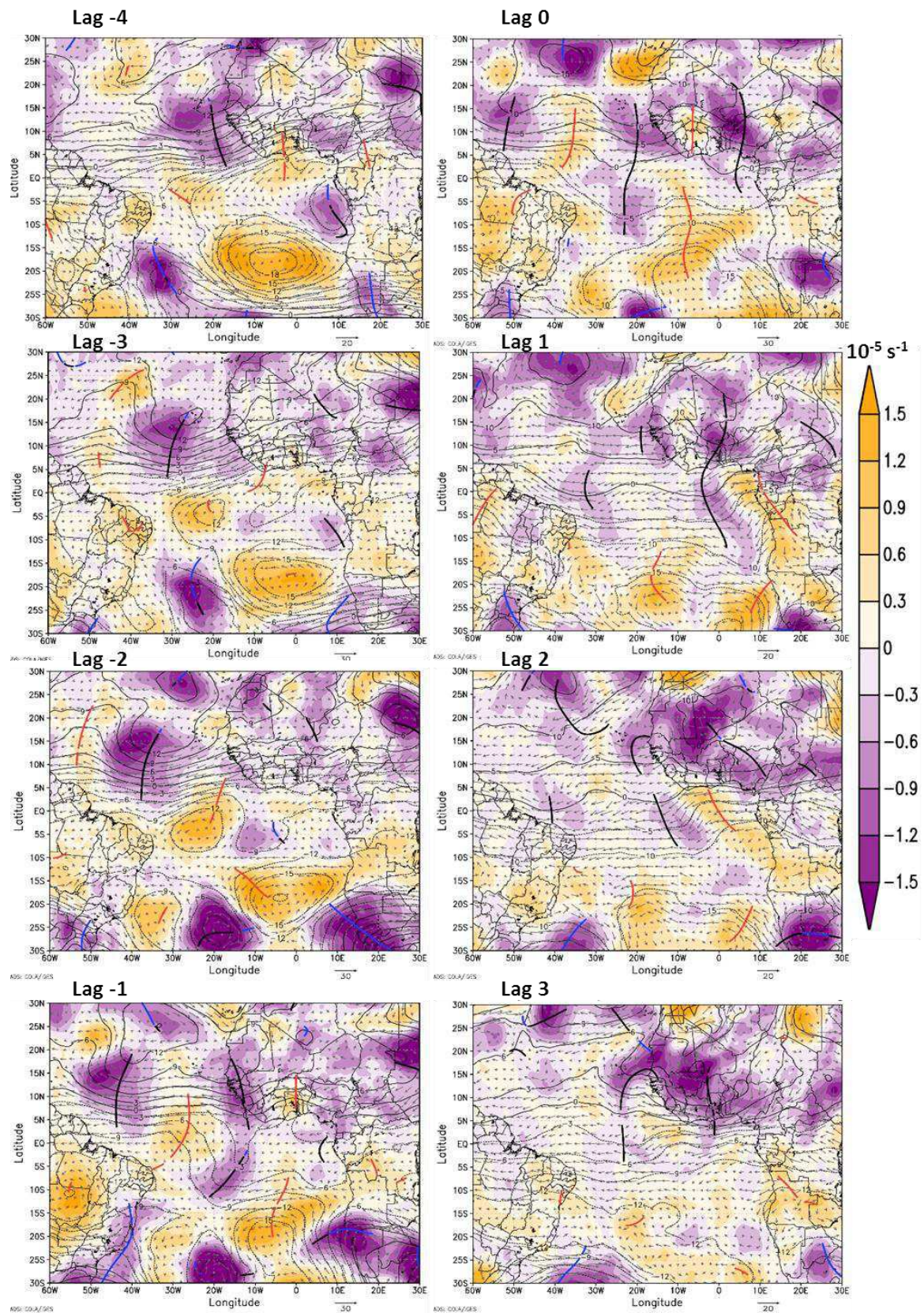


Figura 47. Vorticidade de Curvatura (sombreado), função de corrente (contorno), vento (vetores), cavados (linha preta) e cristas (linha vermelha) no fluxo de leste no HS e cavados de oeste (linha azul) com limiar de vorticidade de $-0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* - 4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006.

A Figura 48 apresenta o campo da pressão atmosférica reduzida ao nível médio do mar sobreposta com os cavados no escoamento de leste. A sobreposição foi feita também com outras variáveis para analisar o efeito da presença destes cavados no ambiente atmosférico. A presença do cavado em 700 hPa próximo ao NEB, visível principalmente entre o *lag* -1 e *lag* 1, não aparenta causar grande variação no campo da pressão em superfície, coerente com Hall (1989) que afirma que a variação da pressão em superfície que acompanha o DOL é bastante reduzida, da ordem de 0,5hPa a 1,0 hPa, valores observados pelo autor na ilha de Ascensão no Atlântico Tropical Sul. As maiores variações no campo da pressão na região equatorial geralmente ocorrem na presença de ciclones tropicais e furacões que experimentam uma queda significativa de pressão.

Entre o *lag* -2 e o *lag* 0 é possível observar um centro de baixa pressão relativa localizado aproximadamente em 25°S e 20° W que pode ser associado ao sistema frontal referido anteriormente. Esse centro de baixa pressão relativa induz uma pequena redução na pressão ao nível médio do mar próximo ao litoral do NEB, na ordem de 1 a 2 hPa, antecedendo a chegada do cavado associado ao DOL. No *lag* 1, momento em que o cavado se aproxima do NEB, e *lag* 2 momento em que o cavado dissipa se observa um aumento da pressão.

Aparentemente, a precipitação no leste do NEB entre os dias 18 e 25 de maio de 2006, resulta da atuação combinada de um cavado de latitudes médias, possivelmente associado a um sistema frontal, com outro cavado associado a um DOL, como pode ser observado mais claramente por meio da Figura 49, que apresenta anomalias de água precipitável (sombreado) valores negativos de ômega (contorno), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) em 700 hPa nos dias citados acima. No *lag* -4, observam-se anomalias positivas de água precipitável, desde o litoral do NEB, até próximo à área central do Atlântico Sul, alinhadas com uma região de anomalia negativa de ômega. Essa umidade contorna a circulação anticiclônica no centro do ATS, possivelmente associada a ASAS e se estende até o sul do continente Africano.

O padrão espacial da circulação, das anomalias de água precipitável e ômega sugerem a atuação desse sistema frontal, talvez em fase de dissipação, mas que pode ter contribuído para os valores elevados precipitado em Maceió no dia 16 de maio (140 mm), de acordo com o gráfico de precipitação para o mês de maio de 2006 (Figura 45). A propagação de remanescentes de sistemas frontais, como mencionado por Pontes da Silva (2011), próximo ao litoral do NEB, pode contribuir para canalizar e organizar a umidade na Região.

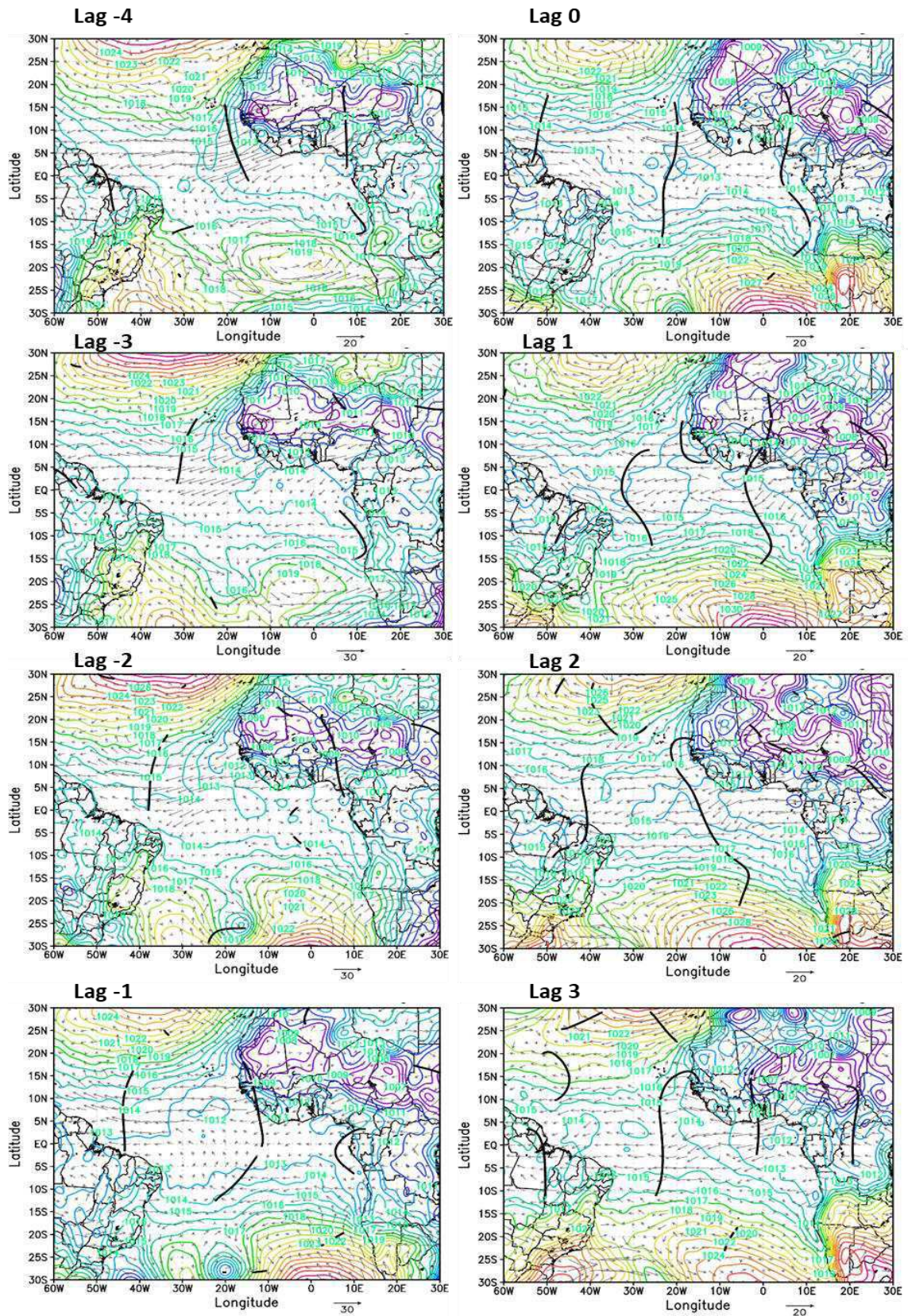


Figura 48. Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas) vento em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 22 de maio de 2006.

É possível observar desde o *lag* -4 a marcação de um cavado próximo a 10° E e 5° S, deixando o litoral do continente Africano e propagando sobre o Atlântico Sul em direção ao NEB. Este cavado parece estar relacionado a uma crista localizada na mesma faixa de longitude, porém localizada no HN, e ambos aparentam se deslocar com a mesma velocidade, formando um único cavado no *lag* 0.

No *lag* -1, o cavado interage com o canal de umidade organizado pelo remanescente do sistema frontal e perturba a canalização observada, transportando na sua dianteira parte dessa umidade para o litoral do NEB, enquanto no seu eixo é possível observar anomalia negativa de umidade e na sua retaguarda se observa anomalia positiva de umidade, atendendo ao padrão observado nos compostos. O *lag* 0 (22 de maio) apresenta anomalia positiva de umidade no litoral do leste do NEB com aproximadamente de 30 mm de precipitação em Recife (Figura 45), enquanto no *lag* 1 em que o cavado se aproxima mais do litoral apresenta anomalias negativas de umidade e conseqüentemente uma redução na precipitação observada. Nos *lag* 2 e 3 o cavado avança pelo interior do NEB, acompanhado por anomalia positiva umidade na sua retaguarda, que pode ser responsável pela precipitação observada sobre o litoral nos dias 23 a 25 de maio de 2006 (Figura 45).

Este padrão de umidade apresentado pelo campo de anomalia de água precipitável é confirmado também pelo campo da temperatura de brilho (Tb) apresentado na Figura 50, gerada por meio dos dados CLAUS, que constituem uma fonte de informação distinta da reanálise, conferindo mais consistência aos resultados. As imagens do satélite Meteosat 7 no canal do infravermelho termal, apresentadas na Figura 51, para o mesmo horário, também auxiliam na identificação do padrão descrito acima.

Os dois momentos de precipitação associado ao sistema foram classificados por Pontes da Silva (2011) como dois eventos de DOL distintos. No entanto, a análise dos campos de vento horizontal assim como dos cavados traçados objetivamente em 700 hPa, mostram apenas um caso de DOL com um cavado relativamente amplo, que pode ter contribuído para o levantamento da umidade na sua dianteira, gerando a precipitação observada no dia 22 de maio (*lag* 0). No eixo do cavado a área de anomalia negativa de água precipitável (Figura 49) pode ser associada aos altos valores de temperatura de brilho (Figura 50). Com o avanço do cavado para oeste no *lag* 1 e *lag* 2 observa-se o deslocamento de um núcleo de umidade na sua retaguarda, evidenciado tanto pelos valores elevados da anomalia de água precipitável (Figura 49) como pelos valores reduzidos da temperatura de brilho (Figura 50) e confirmados pelo aglomerado de nuvens convectivas que atingem o litoral do NEB, nestes dias.

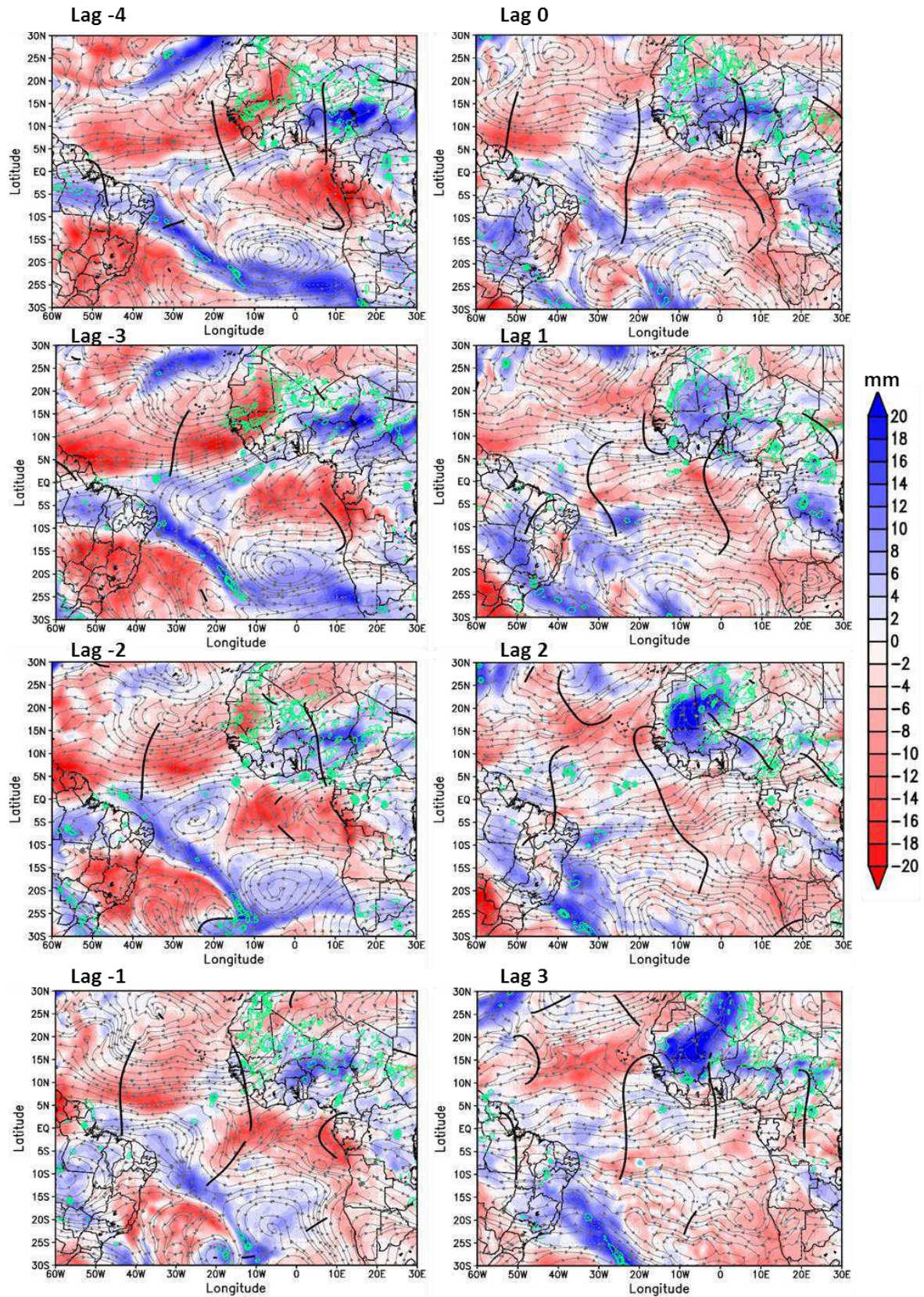


Figura 49. Anomalia de água precipitável (sombreado), valores negativos de ω (contorno), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006.

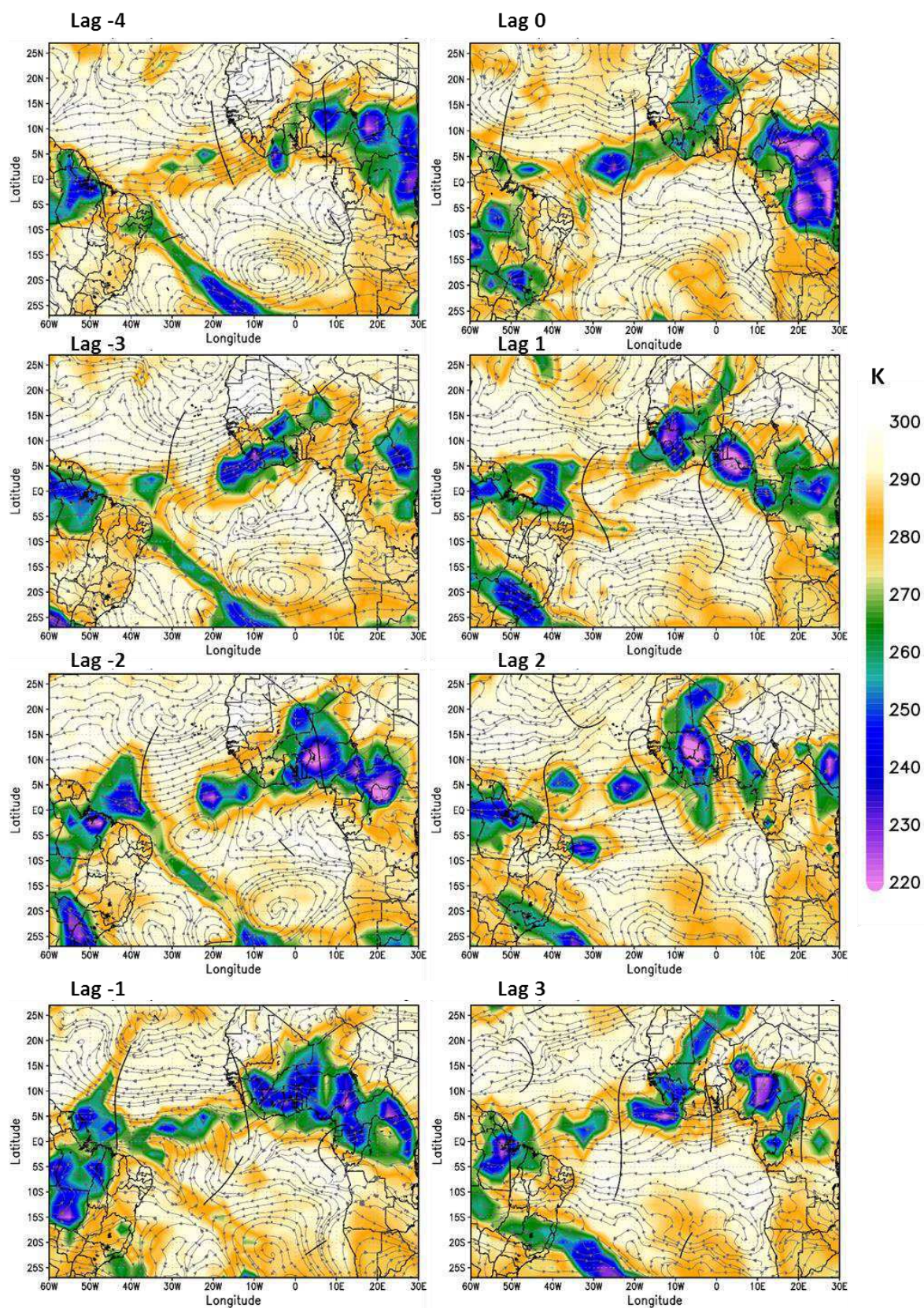


Figura 50. Temperatura de Brilho (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006.

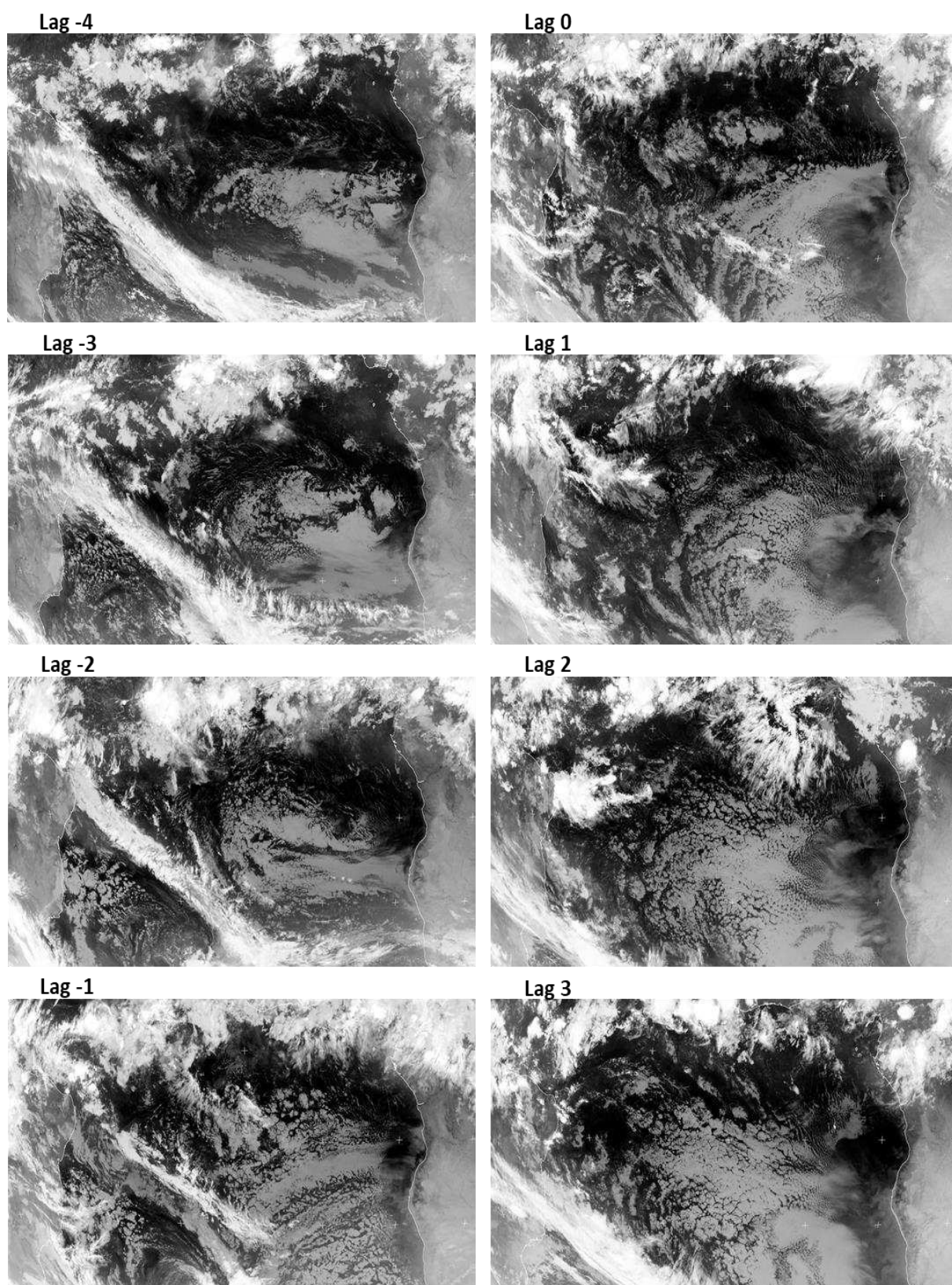


Figura 51. Sequência de imagens do satélite Meteosat 7 no canal do infravermelho termal (canal 2: 10.5-12.5 μm), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006. Fonte: EUMETSAT - Acesso por meio do *Dundee Satellite Receiving Station da University of Dundee* (<http://www.sat.dundee.ac.uk/geobrowse/geobrowse.php>).

A Figura 52 apresenta o perfil vertical da componente meridional do vento, anomalia de umidade específica e anomalia de ω entre 1000 hPa e 300 hPa, por meio da média de área dessas variáveis entre a faixa de latitude de 12° S e 2° S. O eixo do cavado pode ser identificado pela isolinha de zero na componente meridional do vento (contorno preto em negrito), com vento de norte (negativo) a direita e vento de sul (positivo) a esquerda, como exemplificado anteriormente na Figura 13. É possível observar tanto no plano horizontal em 700 hPa (Figura 49) como no vertical (Figura 52) o mesmo padrão nas anomalias de umidade, identificando-se o cavado associado ao DOL próximo a 13° W no *lag* -1, caracterizado por valores nulos de anomalia de umidade específica no seu eixo, anomalias negativas na sua dianteira e anomalias positivas na sua retaguarda.

Sobre a localização aproximada do leste do NEB (35° W), se observam valores positivos de anomalia de umidade específica e valores negativos de anomalia de ω entre 900 hPa e 400 hPa, do *lag* -4 ao *lag* -2, possivelmente associados ao canal de umidade organizado pelo remanescente do sistema frontal, como ilustrado pelas Figuras 49, 50 e 51. No *lag* 0, o remanescente do sistema frontal se afasta para o oceano enquanto o cavado associado ao DOL se aproxima do litoral do NEB, e suas regiões úmidas se encontram separadas por uma área de anomalia negativa de umidade específica em 25° W. O cavado se encontra inserido em áreas de anomalias positivas de água precipitável e anomalias negativas de ω , apresentando inclinação para oeste com a altitude e se deslocando para o litoral do NEB nos *lag* 1 e 2. No *lag* 3, se observam valores reduzidos de umidade, de ω e o escoamento é dominado por ventos de sudeste sobre o leste do NEB, indicando a diminuição da atividade convectiva associada ao DOL, visível também nas Figuras 50 e 51.

A Figura 53 apresenta o perfil vertical da componente zonal do vento, anomalia de temperatura do ar e anomalia de ω , análogo à Figura 52, com a finalidade de identificar o comportamento da temperatura do ar influenciado pelo deslocamento do DOL. No geral pode-se observar uma concordância com a figura anterior, com anomalias negativas de temperatura do ar localizadas nas mesmas áreas com anomalias positivas de umidade específica e vice-versa, padrões coerentes com as propriedades radiativas da umidade. O vento zonal sopra de oeste entre os *lag* -4 e *lag* -2, da alta até a baixa troposfera sobre a área compreendida entre 40° W e 15° W, possivelmente associado ao remanescente do sistema frontal que se move de oeste para leste. A leste de 15° W, o vento zonal sopra de leste e domina o escoamento progressivamente em toda a área da baixa até a alta troposfera, coincidente com o deslocamento do DOL e o aprofundamento da convecção indicada pelas anomalias de ω .

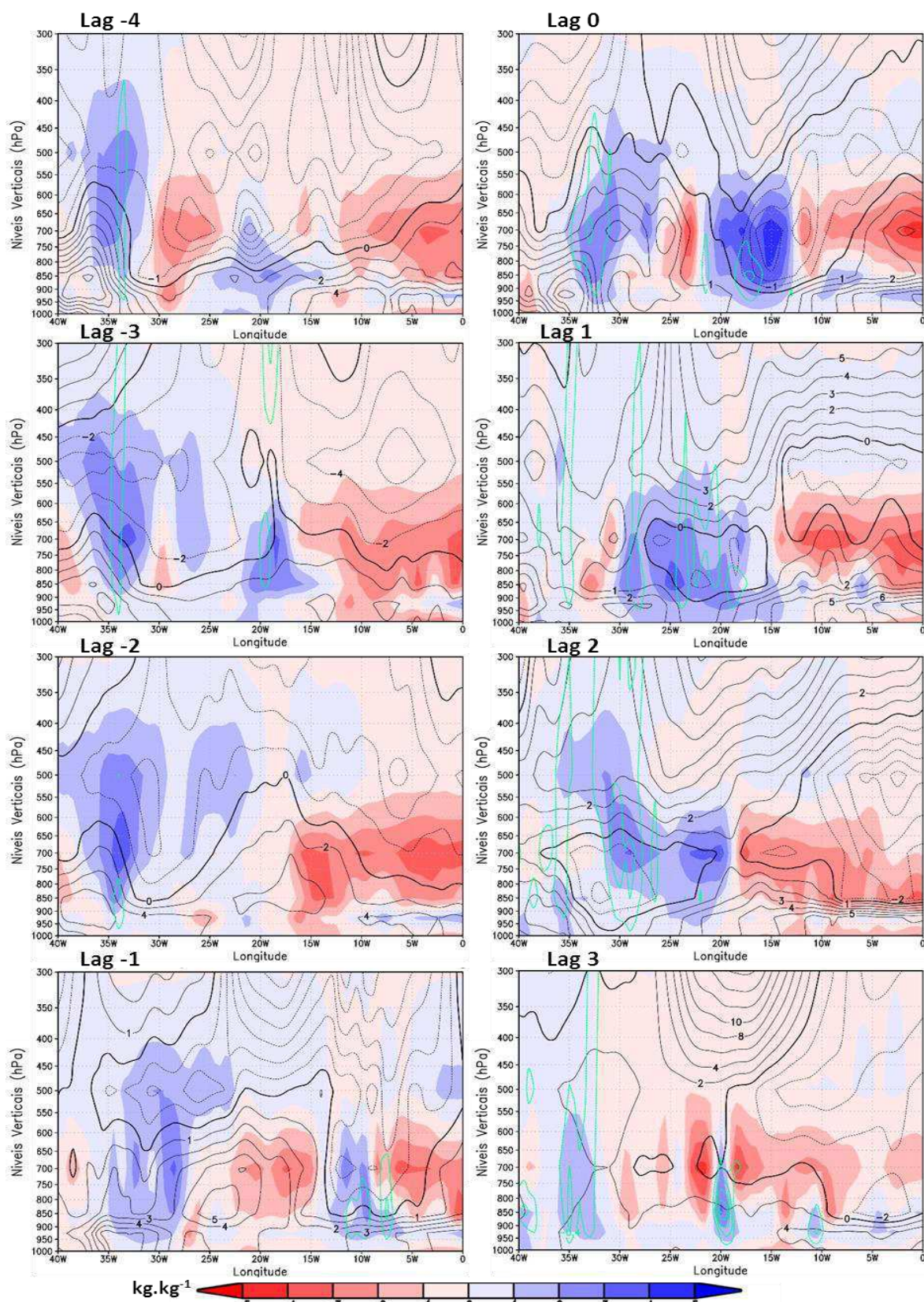


Figura 52. Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006.

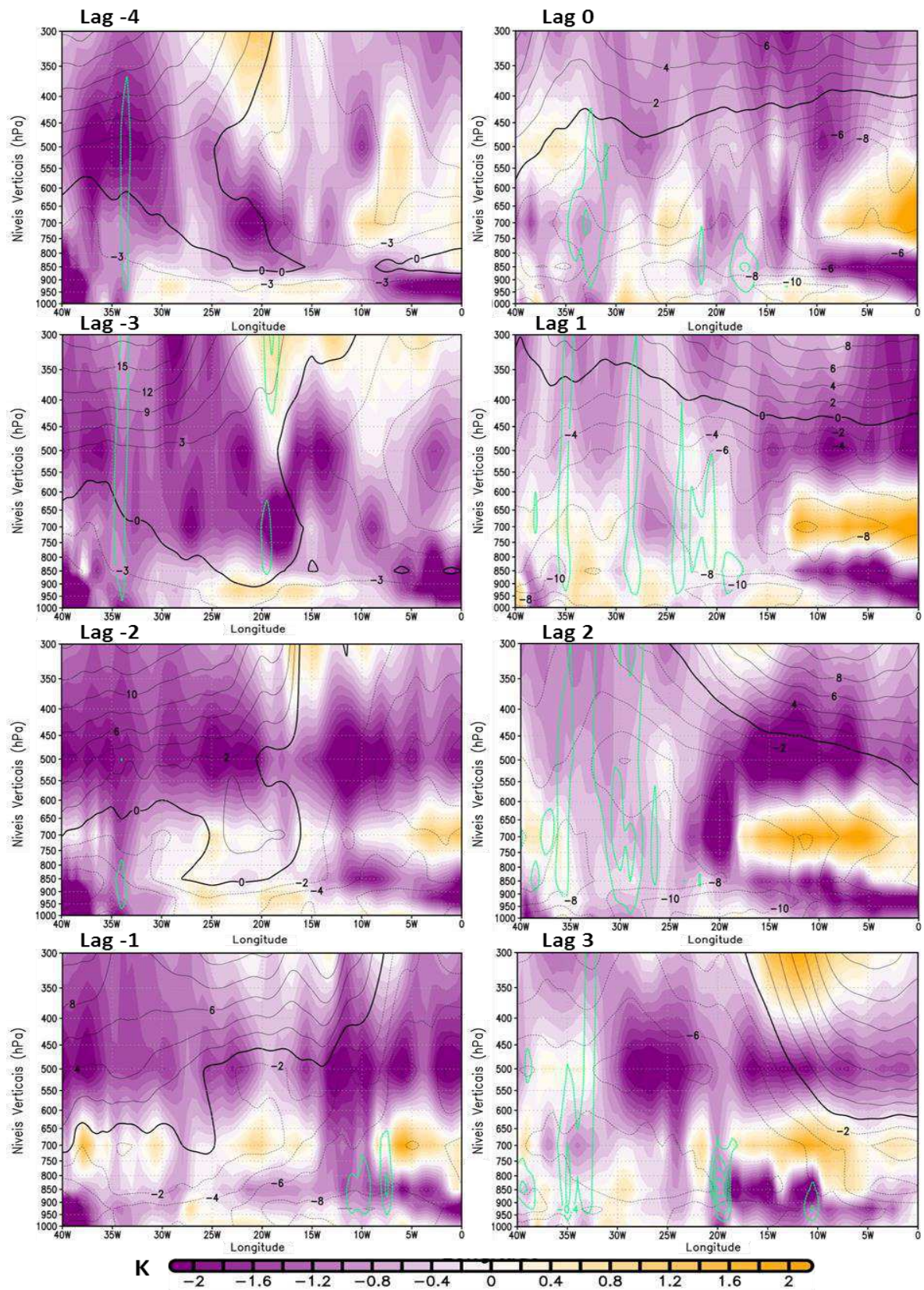


Figura 53. Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde), para o período de 18 a 25 de maio de 2006 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 22 de maio de 2006.

As análises conduzidas nesse estudo são baseadas principalmente nos dados de reanálise do CFSR, acrescentando sempre que possível, dados de outras fontes para verificar e confirmar os padrões observados nos dados de reanálise, tais como dados de temperatura de brilho, imagens de satélite e dados observados de precipitação do INMET. Neste sentido, também foram consultados perfis termodinâmicos do tipo SkewT-logP, obtidos a partir de radiossongens, disponibilizados pela Universidade de *Wyoming*.

A Figura 54 apresenta os perfis termodinâmicos da atmosfera sobre Natal-RN às 00UTC, para os dias em análise neste evento de DOL. Observa-se a concordância dos perfis termodinâmicos com os campos apresentados anteriormente, com a coluna atmosférica bastante úmida e se instabilizando entre os *lag* -4 e -2. A umidificação é evidenciada pela aproximação dos perfis de temperatura do ar (T) e da temperatura do ponto de orvalho (Td) em baixos níveis, e pelos valores de água precipitável superior a 57 mm. A instabilização é evidenciada pelos valores crescentes dos índices de instabilidade, com destaque para o índice CAPE. Esta estrutura termodinâmica da atmosfera provavelmente ocorreu influenciada pela atuação do remanescente do sistema frontal referido anteriormente e cuja nebulosidade convectiva associada, atuou sobre o litoral do leste do NEB até o *lag* -2 (Figura 51). Nos *lag* -1 e 0 ocorre uma pequena redução nos valores de água precipitável (52 mm) e nos índices de instabilidade, coerente com o deslocamento do remanescente do sistema frontal do continente para o oceano. No *lag* 1, a redução no valor de água precipitável (43 mm) é acentuada pela aproximação do DOL ao litoral do NEB, com seu eixo advectando anomalias negativas de umidade na sua dianteira (Figura 49 e 52). Nos *lag* 2 e 3, a coluna atmosférica recebe novo aporte de umidade associado ao deslocamento do DOL para oeste adentrando o continente, evidenciado pelo aumento nos valores de água precipitável, que juntamente com o aumento nos índices de instabilidade (Figura 54), propiciaram condições para precipitação.

A Figura 55 apresenta diagramas de Hovmöller para maio de 2006, com todos os cavados identificados objetivamente, sobrepostos a campos de vorticidade de curvatura (Figura 55 (a)), NPWI (Figura 55 (b)), Tb e Tb filtrado na frequência MRG (Figura 55 (c)). No caso analisado a marcação do cavado inicia em 21 de maio próximo a 10° W, atingindo o NEB em 24 de maio, em meio a um sinal de MRG na Tb, tendo valores reduzidos de NPWI e elevados de Tb no seu eixo enquanto o padrão oposto antecede e sucede a passagem do eixo do cavado sobre o leste do NEB (linha tracejada). Este caso de DOL ilustra de forma satisfatória os padrões identificados nos compostos de umidade, ressaltando o sinal da MRG na Tb e o sistema frontal instabilizando e umedecendo a atmosfera antes da chegada do DOL.

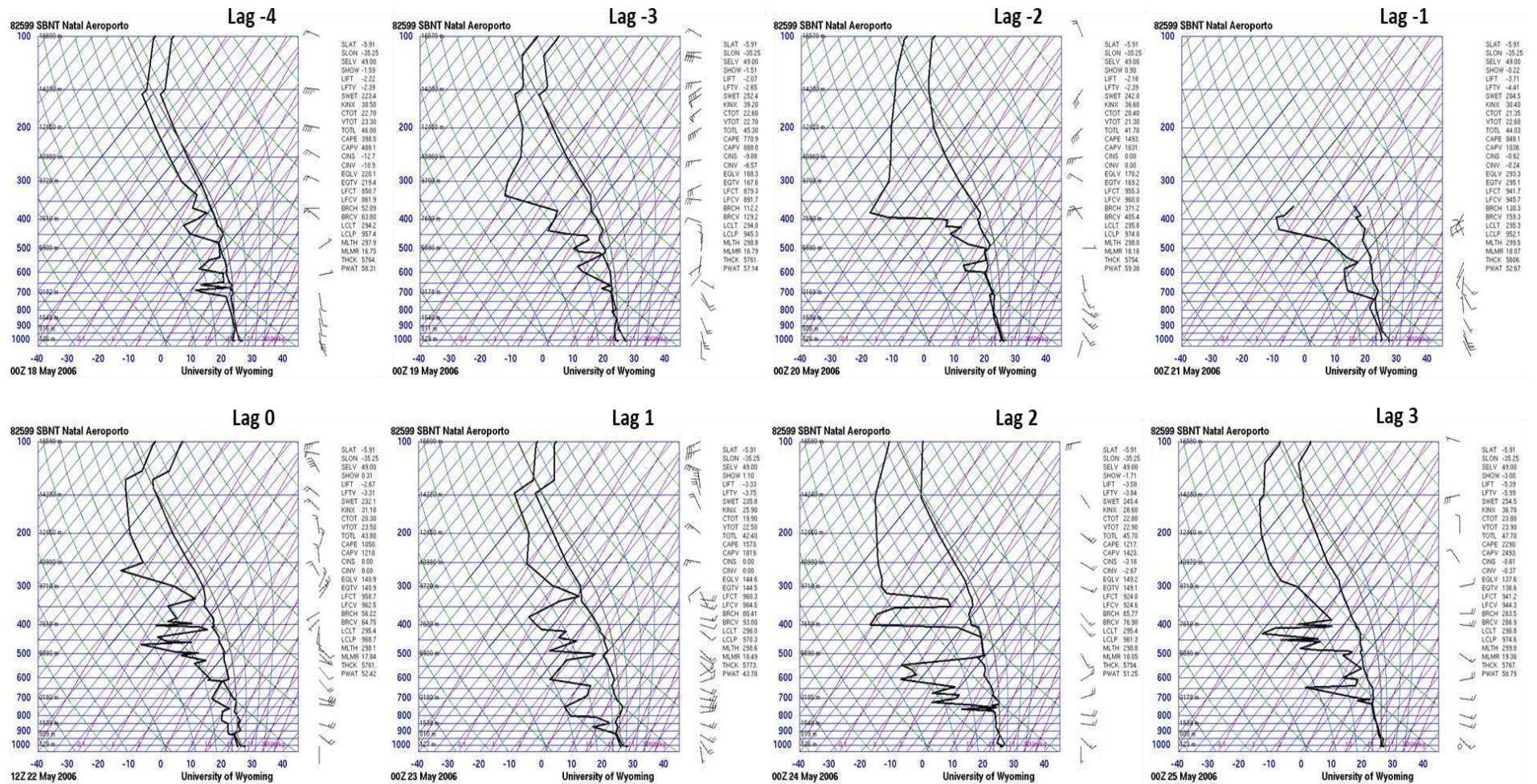


Figura 54. Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Natal de 18 a 25 de maio de 2006 correspondendo respectivamente do lag -4 ao lag 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com as 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: *University of Wyoming* (<http://weather.wywo.edu/upperair/sounding.html>).

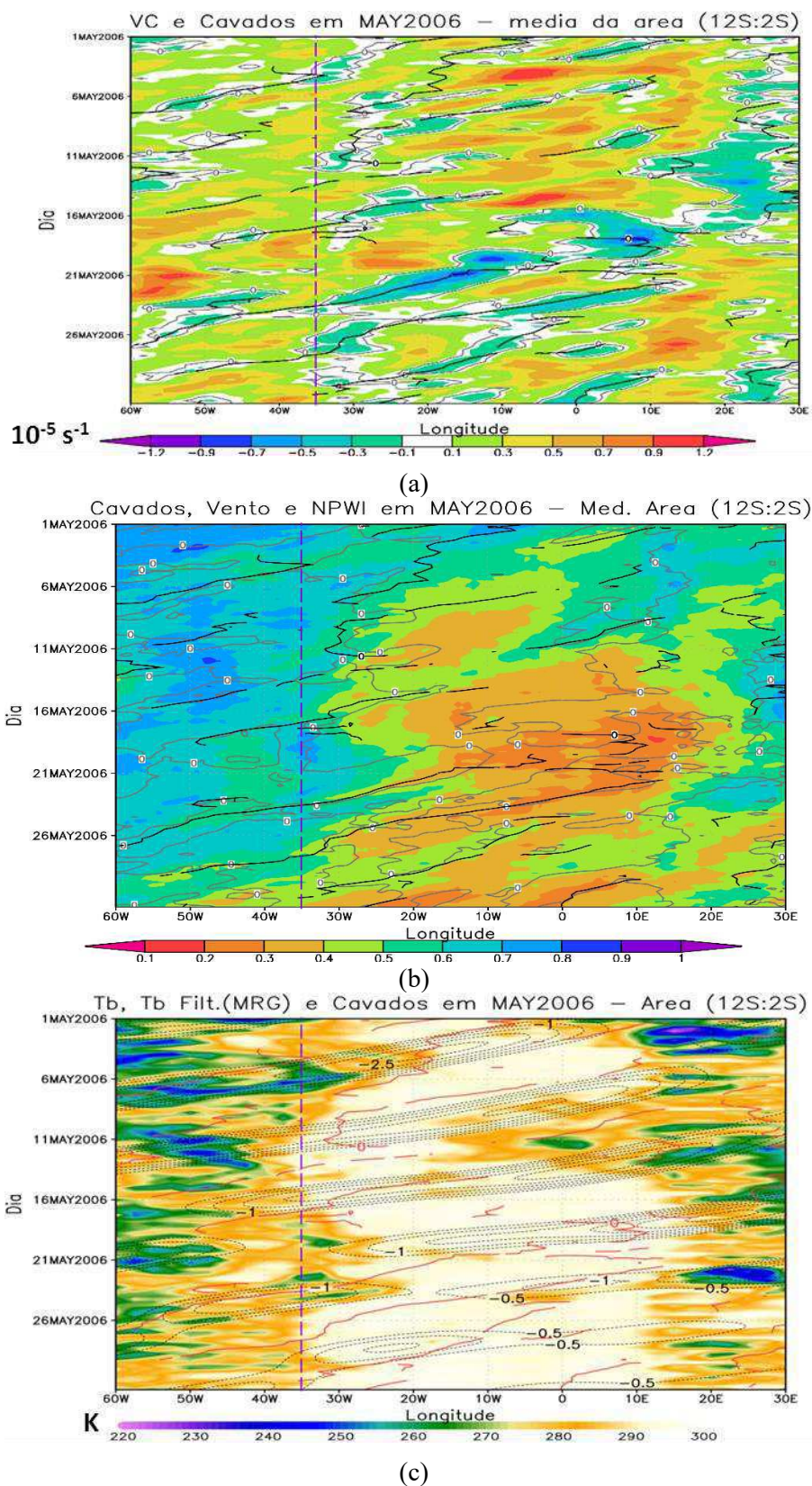


Figura 55. Diagramas de Hovmöller de (a) Vorticidade de Curvatura (sombreado) e eixos de cavados (linha preta); (b) NPWI (sombreado), valor zero da componente meridional do vento (linha cinza) e eixos de cavados (linha preta); (c) Temperatura de brilho - Tb (sombreado), Tb filtrado na frequência de MRG (linhas tracejadas) e eixo dos cavados (linha vermelha), entre 12° S e 2° S para maio de 2006.

Caso 2

O caso a ser analisado a seguir ocorreu entre os dias 12 e 19 de junho de 2010, sobre o leste do NEB, impactando principalmente os estados de Pernambuco e Alagoas com valores expressivos de precipitação entre os dias 16 e 19 de junho, ilustrados pela Figura 56, com destaque para o acumulado de aproximadamente 340 mm de precipitação em Recife num período de três dias. Estes valores extremos de precipitação contribuíram para ocorrência de inundações em vários municípios na bacia hidrográfica do Rio Una, conforme o estudo de Alves *et al.* (2013), com vários prejuízos à população.

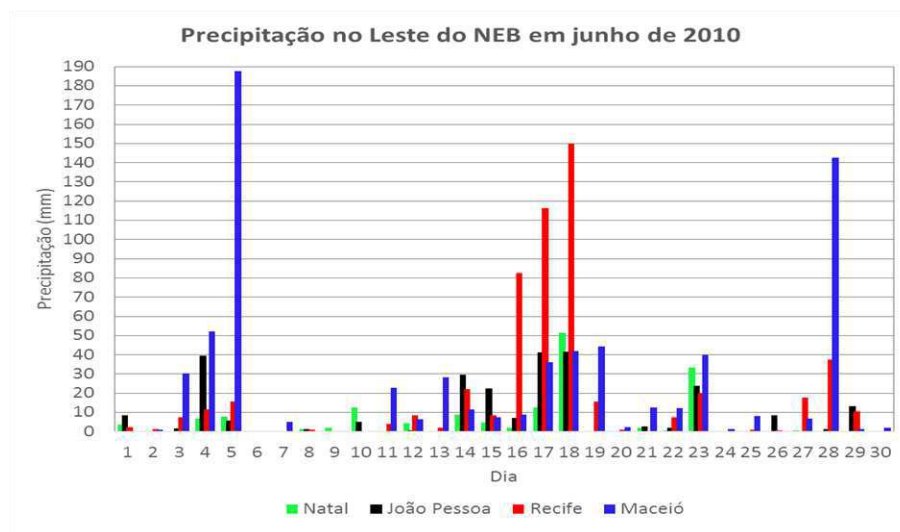


Figura 56. Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em junho de 2010 (INMET).

Neste caso há dois momentos com precipitação associada a dois cavados distintos. O primeiro momento está associado a um cavado que atua sobre o litoral do NEB entre os *lag* -4 e -1 contribuindo para a precipitação registrada entre os dias 12 e 15 de junho. O segundo momento ocorre na sequência com um cavado se deslocando sobre o Atlântico sul entre os *lag* 0 a 3 atingindo o litoral do NEB no *lag* 2, como pode ser visto na Figura 57.

O primeiro cavado apresenta valores negativos de vorticidade de curvatura se estendendo diagonalmente desde o Atlântico Norte, em 10° N e 50° W, até o leste do NEB em 15° S e 30° W, no *lag* -4, quadro confirmado também pelo campo de vento horizontal que apresenta uma circulação ciclônica (HS) na área citada. No *lag* -3 a porção deste cavado no Atlântico Norte se desloca para oeste desconfigurando a porção que se estendia sobre o leste do NEB, porém ainda é possível observar vorticidade de curvatura negativa e vento horizontal ciclônico próximo ao NEB. A marcação do cavado é retomada no *lag* -2, avançando depois sobre o litoral do NEB no *lag* -1, associada ao deslocamento de uma crista no Atlântico Norte.

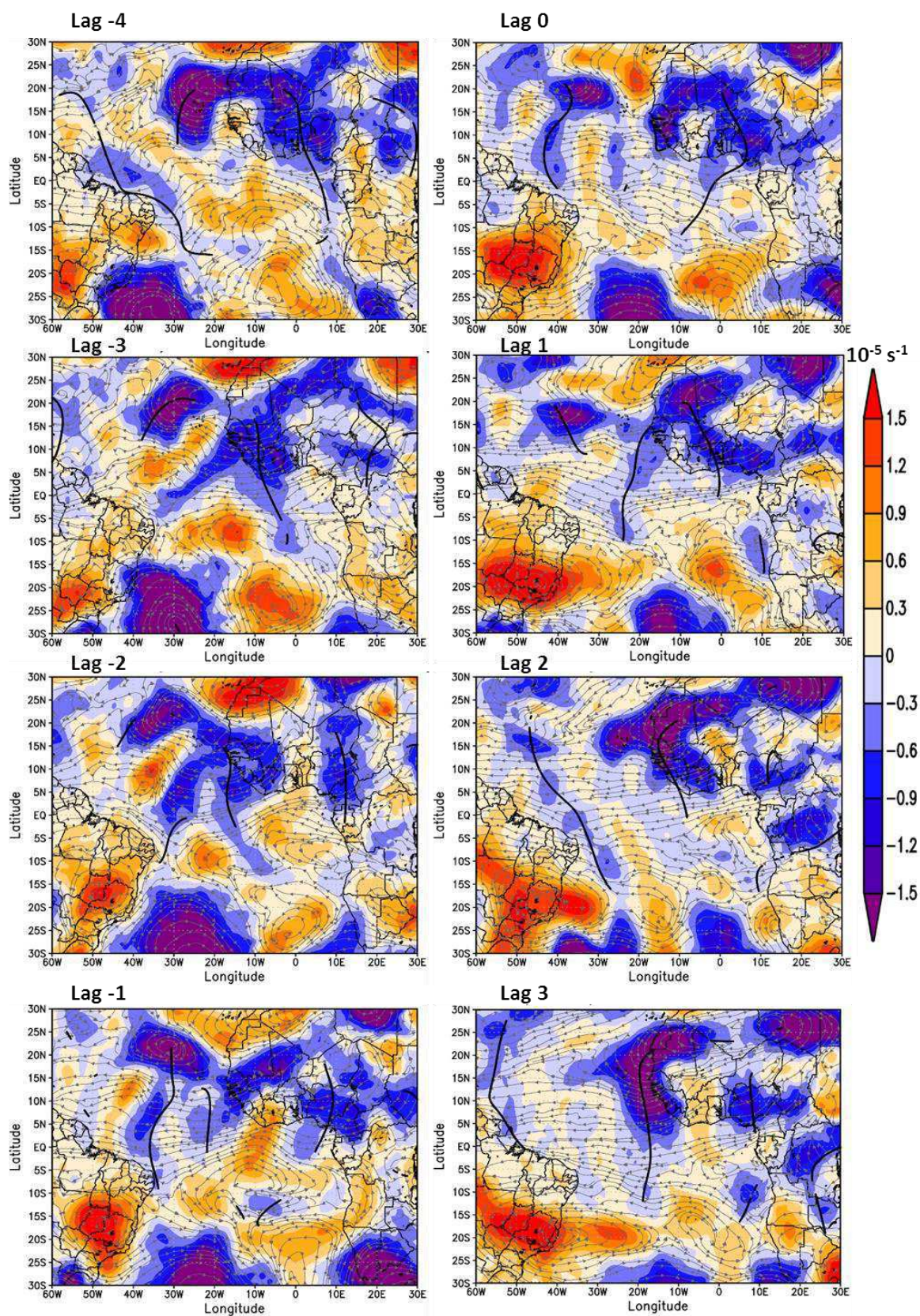


Figura 57. Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) em 700 hPa, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010.

No *lag* 0 se observa uma sequência organizada de cavados e cristas no Atlântico Norte que podem estar associados à OLA. Alguns destes sistemas que se propagam no Atlântico Norte, próximo à região equatorial, por vezes apresentam uma extensão meridional que ultrapassa o equador e se prolongam até o hemisfério sul, com menor intensidade evidenciada pelos menores valores de vorticidade de curvatura, mas capazes de interferir no estado do tempo, como por exemplo, em áreas do norte e leste do NEB. É o que se observa no *lag* 0, com uma crista no Atlântico Norte se propagando em meio a valores negativos de vorticidade de curvatura próximo a 10° N e 25° W, se estendendo até o Atlântico Sul onde configura um cavado, com a marcação objetiva ocorrendo no *lag* 1 seguido da propagação para o NEB.

O campo da pressão reduzida ao nível médio do mar, com os cavados em 700 hPa obtidos objetivamente para esse evento é apresentado na Figura 58. Identifica-se entre o *lag* -4 e *lag* -1, uma ondulação nas isóbaras de 1015 hPa e 1016 hPa próximo ao litoral do NEB com cavados de curta amplitude em superfície, posicionados em fase com os eixos dos cavados em 700 hPa. Observa-se também nesse período a formação de um centro de baixa pressão próximo a 27° S e 30° W com deslocamento posterior para latitudes mais altas. No *lag* 0 a propagação do segundo cavado sobre o Atlântico ocorre em meio às isóbaras de 1015 hPa e 1016 hPa, com uma ligeira queda na pressão para 1014 hPa próximo ao litoral do NEB nos *lag* seguintes, conferindo um gradiente meridional de pressão à superfície sobre o leste do NEB, de aproximadamente 3 hPa, com um cavado no oceano e uma crista no continente. Este gradiente de pressão contribui para a advecção de mais umidade sobre o litoral do continente.

Os campos de anomalia de água precipitável, anomalia de ômega e vento horizontal são apresentados na Figura 59. No *lag* -4 observa-se anomalia negativa de água precipitável no eixo do cavado próximo ao litoral do NEB. As anomalias positivas de água precipitável são identificadas no eixo de um cavado do Atlântico Norte próximo ao equador e associadas ao centro de baixa pressão em superfície identificado na Figura 58, e se estendem até o litoral do NEB. Nessas áreas de anomalia positiva de umidade se observa também, anomalia negativa de ômega, o que sugere a ocorrência de convecção, que pode ser confirmada por meio da Figura 60, que apresenta a temperatura de brilho. Nos lags seguintes com o deslocamento dos cavados do Atlântico Sul e do Atlântico Norte para oeste, o sinal da anomalia positiva água precipitável se aproxima do NEB, convergindo com a umidade associada ao centro de baixa pressão, que se desloca para leste.

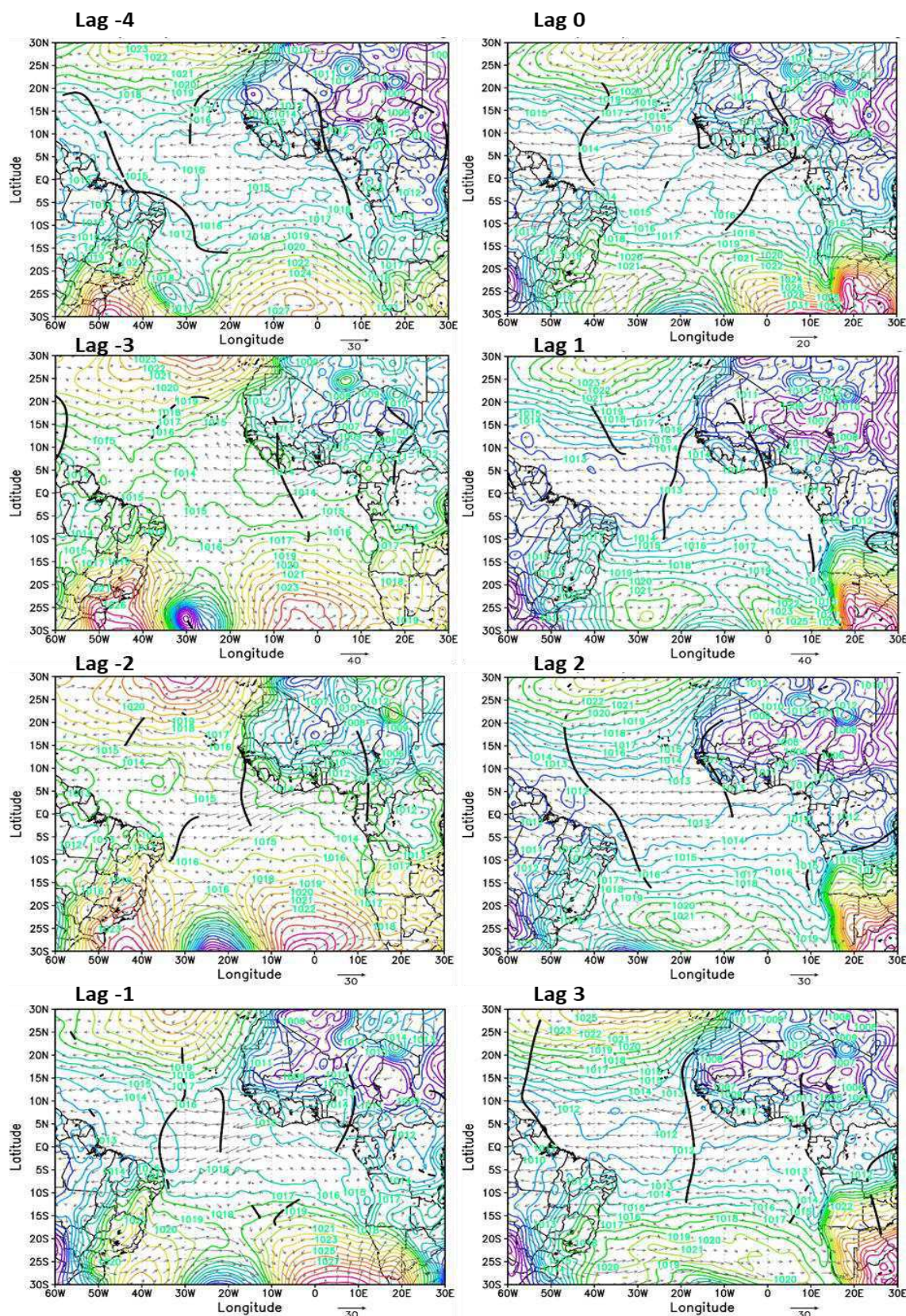


Figura 58. Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas) vento em m.s^{-1} (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 16 de junho de 2010.

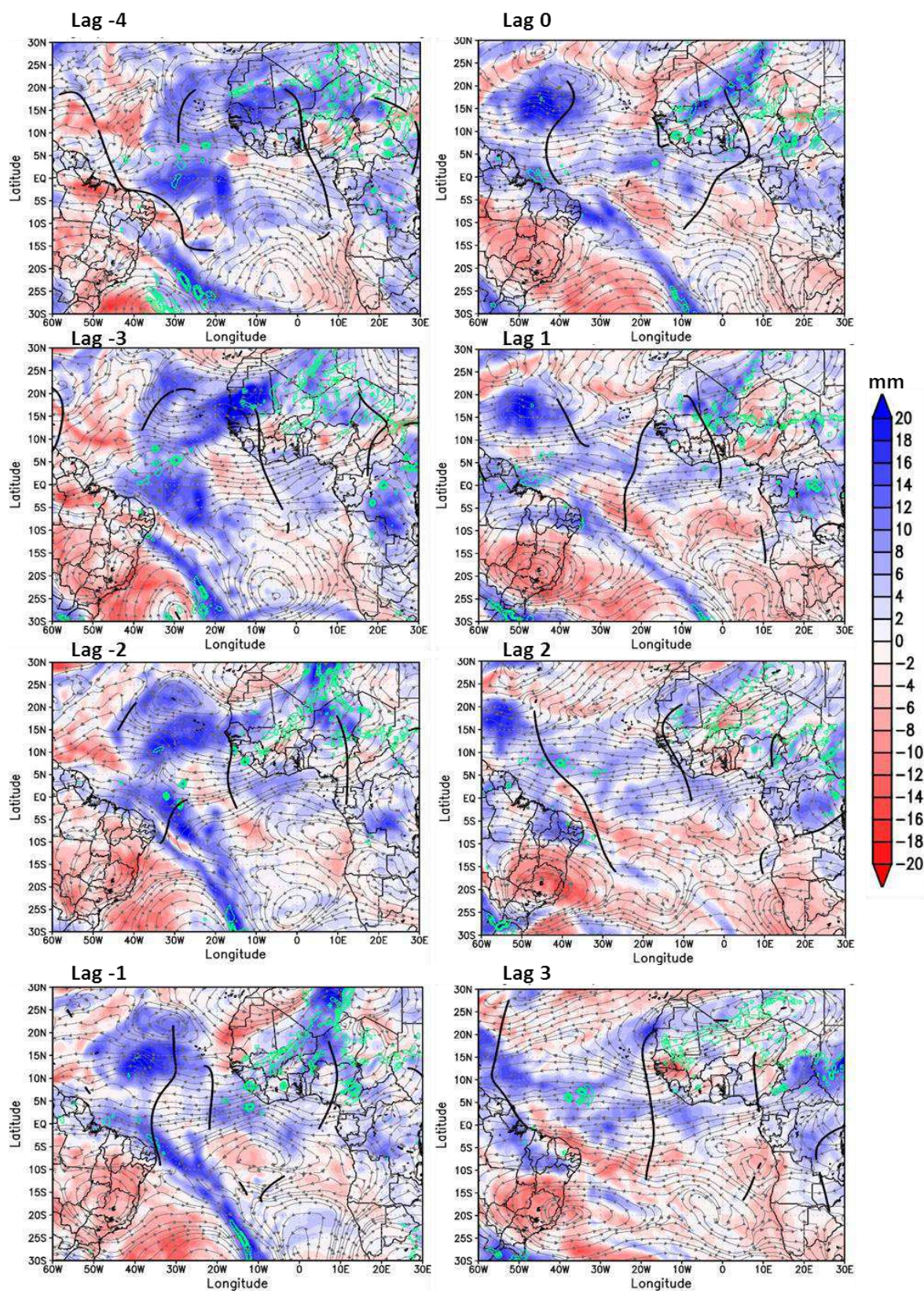


Figura 59. Anomalia de água precipitável (sombreado), valores negativos de ômega (contorno), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 16 de junho de 2010.

Esta disponibilidade de umidade proporcionada por diferentes sistemas, deslocada sobre o eixo do cavado do DOL próximo ao continente, combinada com as anomalias negativas de ômega pode estar na origem da nebulosidade convectiva (Figuras 60, 61) e precipitação (Figuras 56) ocorrida entre os *lag* -2 e *lag* -1 (14 e 15 de junho).

No *lag* 0 (Figura 59) ainda se observam anomalias positivas de água precipitável, canalizadas entre o leste do NEB e a área associada ao centro de baixa pressão no Atlântico Tropical Sul (30°S;10° W). Este canal de umidade é muito importante nos lags seguintes, visto que a aproximação do segundo cavado ao NEB, contribui para advectar a umidade para o continente, principalmente entre os *lag* 1 e *lag* 2. Nesses instantes a dianteira do cavado apresenta anomalias positivas de água precipitável e seu eixo anomalias negativas.

Os momentos em que é observada a formação de nebulosidade convectiva no leste NEB associado aos cavados, no *lag* -1 e no *lag* 2 podem ser analisadas com mais detalhes por meio da Figura 60 e é possível observar a evolução das áreas de temperatura de brilho médio de 255 K, sobre o eixo do cavado no primeiro caso e na dianteira do eixo do cavado no segundo caso, demonstrando variabilidade no posicionamento da convecção em relação ao eixo do cavado, como indicado por Semunegus *et al.* (2017).

Com relação à nebulosidade observa-se por meio da Figura 61, a presença de nuvens baixas estratiformes em quase toda a bacia do Atlântico Sul e algumas áreas com nuvens convectivas próximas ao litoral do NEB, no sudoeste do Atlântico Sul, sobre a África e Atlântico Norte. Há uma concordância satisfatória entre as Figuras 60 e 61, na localização das áreas de convecção, principalmente nos *lag* -2, *lag* -1 e *lag* 2, associados a presença dos cavados de DOL, que segundo Araújo Palharini e Villa (2017) são os principais responsáveis pela modulação da precipitação no leste do NEB, por meio de nuvens de convecção rasa.

O perfil vertical da atmosfera na área entre os paralelos 12° S e 2° S foi analisado entre os níveis de 1000 hPa e 300 hPa, para as variáveis umidade específica, ômega e vento meridional, cujas anomalias foram plotadas na Figura 62. De forma semelhante foram plotadas as anomalias de temperatura do ar, anomalias de ômega e vento zonal na Figura 63. Para esse caso o escoamento zonal é dominado por ventos de leste e as anomalias de temperatura do ar são predominantemente positivas, em grande parte da extensão vertical da atmosfera na área analisada, para todos os dias. Ainda assim é possível observar alguns valores negativos ou nulos de anomalias de temperatura (Figura 63) localizadas principalmente nas áreas onde se tem anomalias positivas de umidade específica (Figura 62).

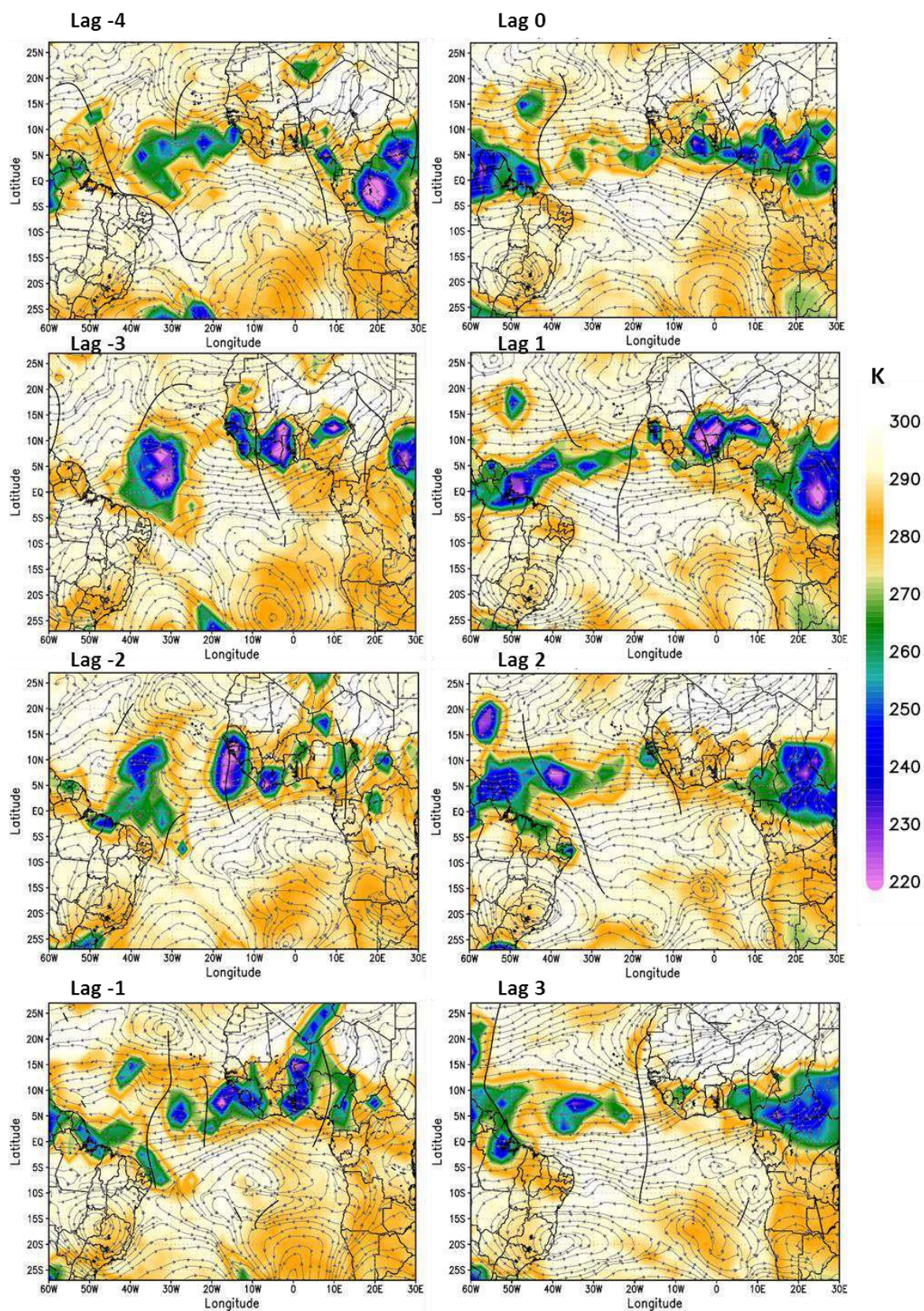


Figura 60. Temperatura de Brilho (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010.

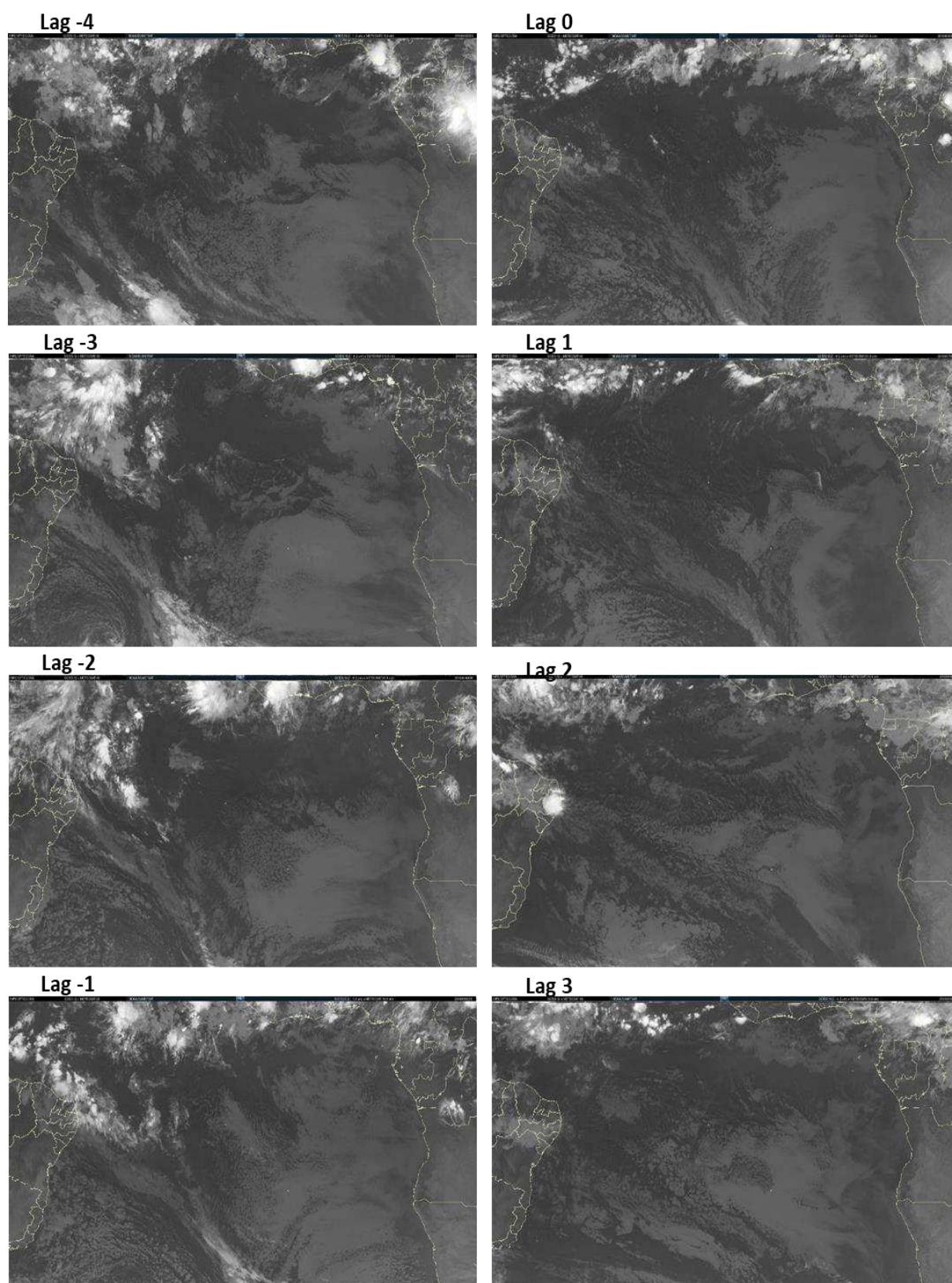


Figura 61. Composição de imagens dos satélites GOES 12 (canais 10.2 – 11.2 μm) e Meteosat 9 (canal 10.8 μm), para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010. Fonte: NOAA/EUMETSAT – Acesso por meio do banco de imagens do DSA/CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goesmet15.formulario.logic>).

Observa-se no *lag* -4 a presença do primeiro cavado entre 35° W e 25° W com inclinação vertical de leste para oeste entre os níveis de 900 hPa e 550 hPa, com ambiente caracterizado por anomalias negativas e nulas de umidade específica na dianteira e no eixo do cavado e anomalias positivas de umidade específica na retaguarda do sistema (Figura 62). De forma análoga, essa mesma área apresenta anomalias positivas (negativas) de temperatura do ar (Figura 63).

Nos *lag* seguintes o conteúdo de umidade na retaguarda do cavado se desloca para oeste à medida que o sistema se aproxima do leste do NEB, quando se observa uma aparente redução na sua velocidade de deslocamento. A rugosidade continental pode atuar no sentido de reduzir a velocidade de propagação do cavado, permitindo que o seu eixo seja alcançado pela umidade que antes estava na sua retaguarda. Isto é observável principalmente nos *lag* -2 e *lag* -1, quando o sinal do cavado se estende de 850 hPa até 350 hPa e apresenta uma maior inclinação com a altura, próximo a 35° W. Também se observa o deslocamento de valores nulos e negativos da anomalia de temperatura do ar (Figura 63) e a presença de anomalias negativas de ômega nos *lag* -2 e *lag* -1, próximos ao eixo do cavado.

Entre os *lag* 0 e *lag* 2 se observa anomalias positivas de umidade sobre o litoral do leste do NEB, e anomalias negativas de umidade sobre o oceano em aproximadamente 20° W. No *lag* 1 é possível observar o segundo cavado em aproximadamente 25° W, associado a valores negativos de anomalia de umidade específica e valores positivos de anomalia de temperatura do ar (Figura 63). O cavado se desloca para oeste nos *lag* seguintes advectando a umidade que se encontra sobre o litoral do leste do NEB, para o interior do continente. No *lag* 3 as anomalias de umidade específica são majoritariamente negativas ou nulas enquanto as anomalias de temperatura do ar são positivas em quase todo o perfil vertical, na área em análise, e mais especificamente sobre o eixo do cavado que se encontra entre 30° W e 35° W.

O perfil vertical da atmosfera é analisado por meio de radiossondagens para o horário das 00UTC em Fernando de Noronha (Figura 64), única estação de ar superior no leste do NEB com dados disponíveis para esse horário, por meio da Universidade de Wyoming. É possível identificar o umedecimento e a instabilização de toda coluna atmosférica associado ao primeiro cavado entre os *lag* -4 e *lag* -1, principalmente no *lag* -2, com 60 mm de água precipitável e CAPE de 2067, momento em que o sistema se desloca para o litoral do NEB antes de atingir o continente. O segundo cavado gerou instabilidades sobre PE e AL, áreas mais a sul da ilha de Fernando de Noronha, logo os perfis não refletem a atuação do sistema.

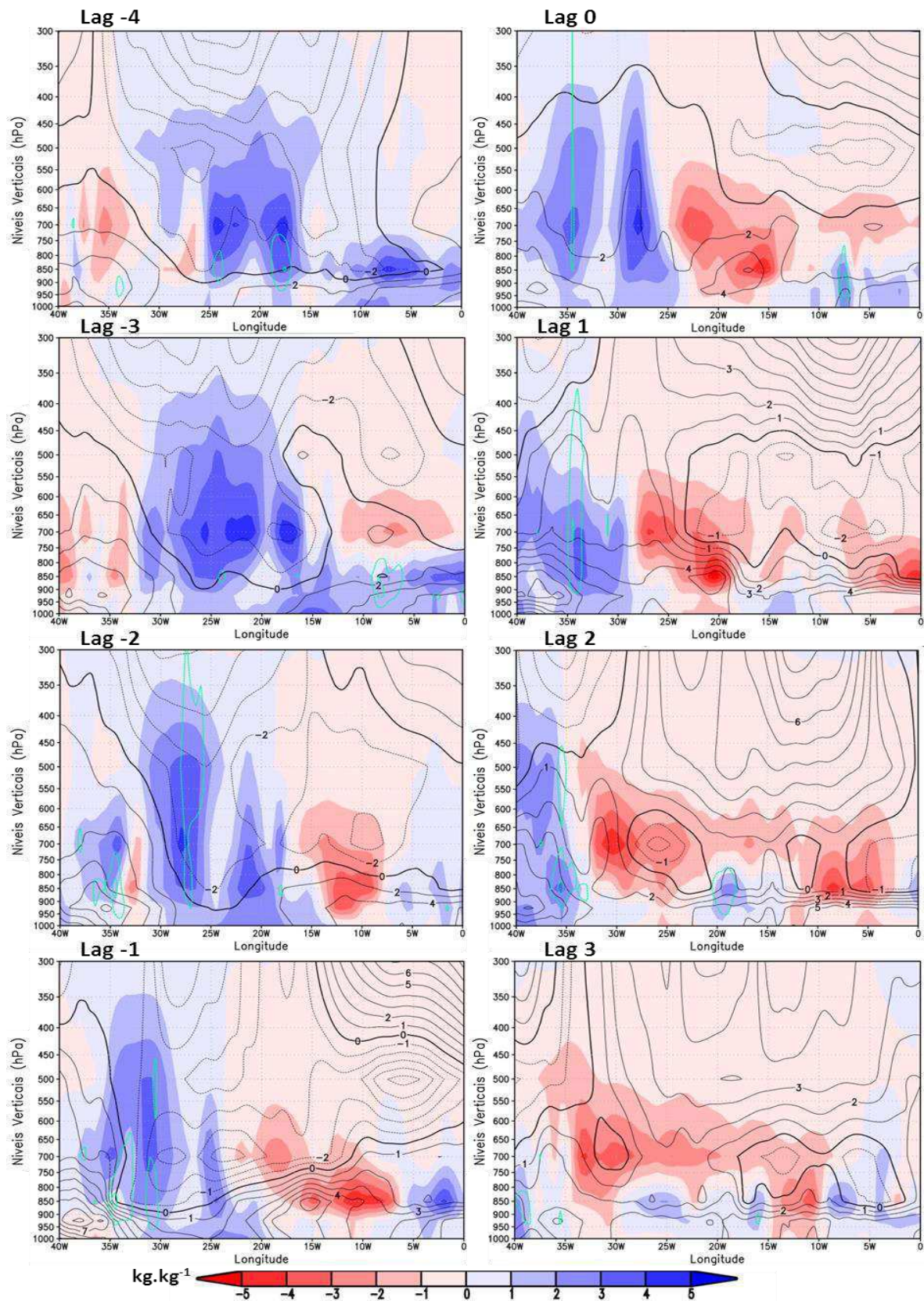


Figura 62. Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010.

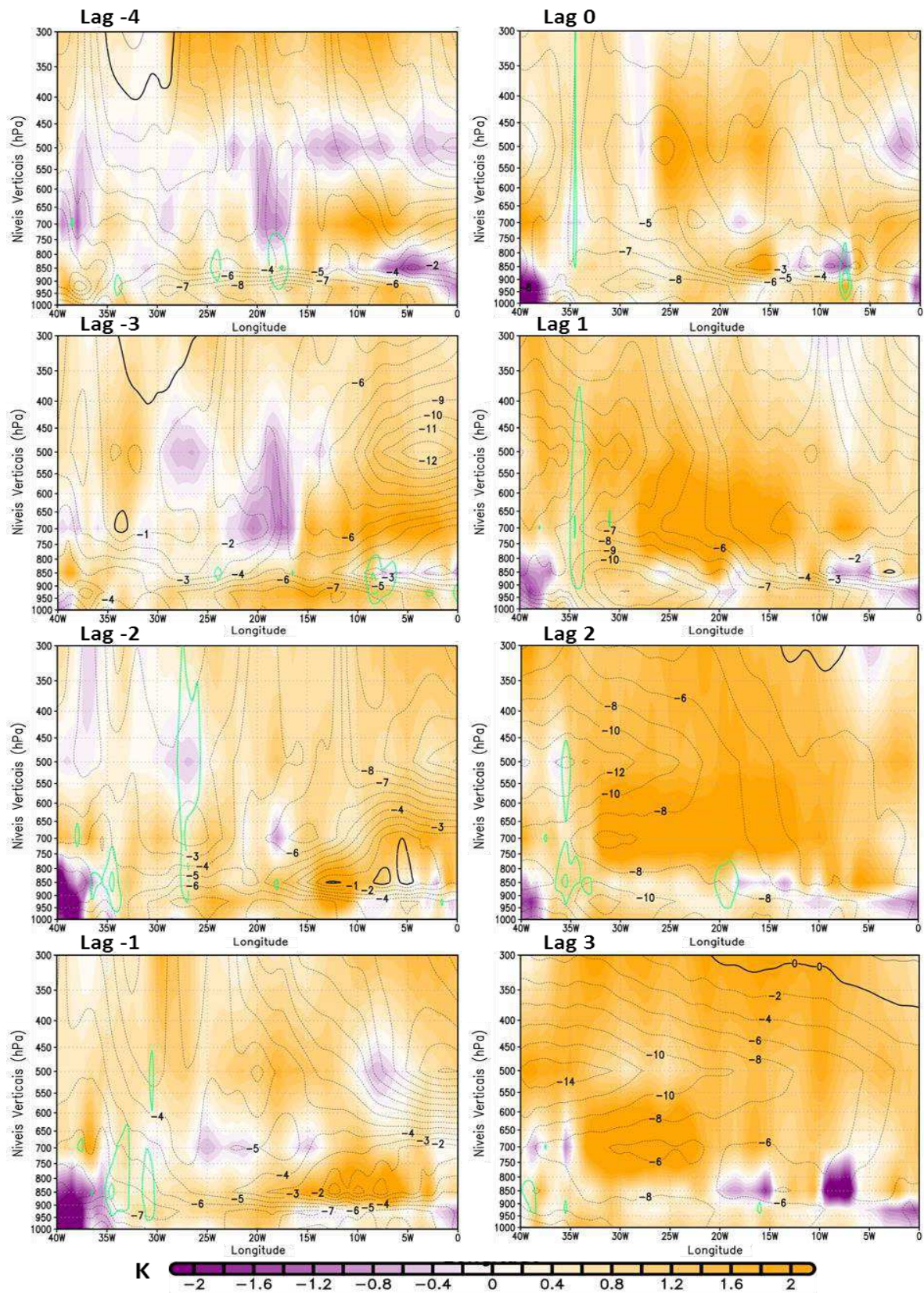


Figura 63. Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 12 a 19 de junho de 2010 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 16 de junho de 2010.

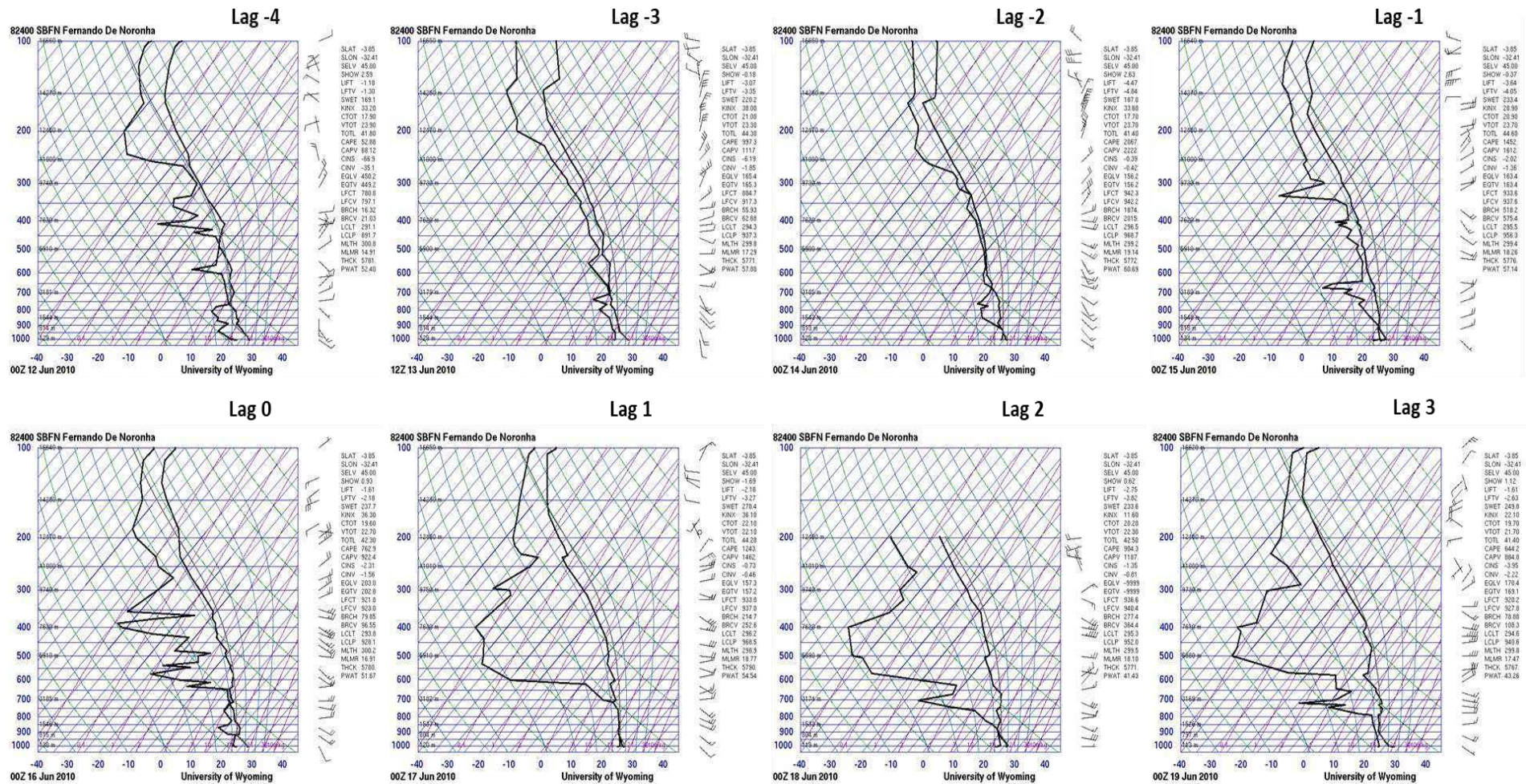


Figura 64. Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Fernando de Noronha de 12 a 19 de junho de 2010 correspondendo respectivamente do lag -4 ao lag 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com às 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: *University of Wyoming* (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

A Figura 65 apresenta diagramas semelhantes à Figura 55, para o mês de junho de 2010, onde se observam os dois cavados analisados sobre o leste do NEB (linha tracejada) nos dias 15 e 18. O primeiro cavado encontra-se associado a valores de NPWI superiores ao limiar de 0,618 e Tb em torno de 260 K acompanhado de um sinal de MRG na Tb, enquanto o segundo cavado encontra-se associado a valores de NPWI abaixo do limiar e de Tb elevado, em torno de 280 K, resultados coerentes com toda a análise que foi feita neste caso.

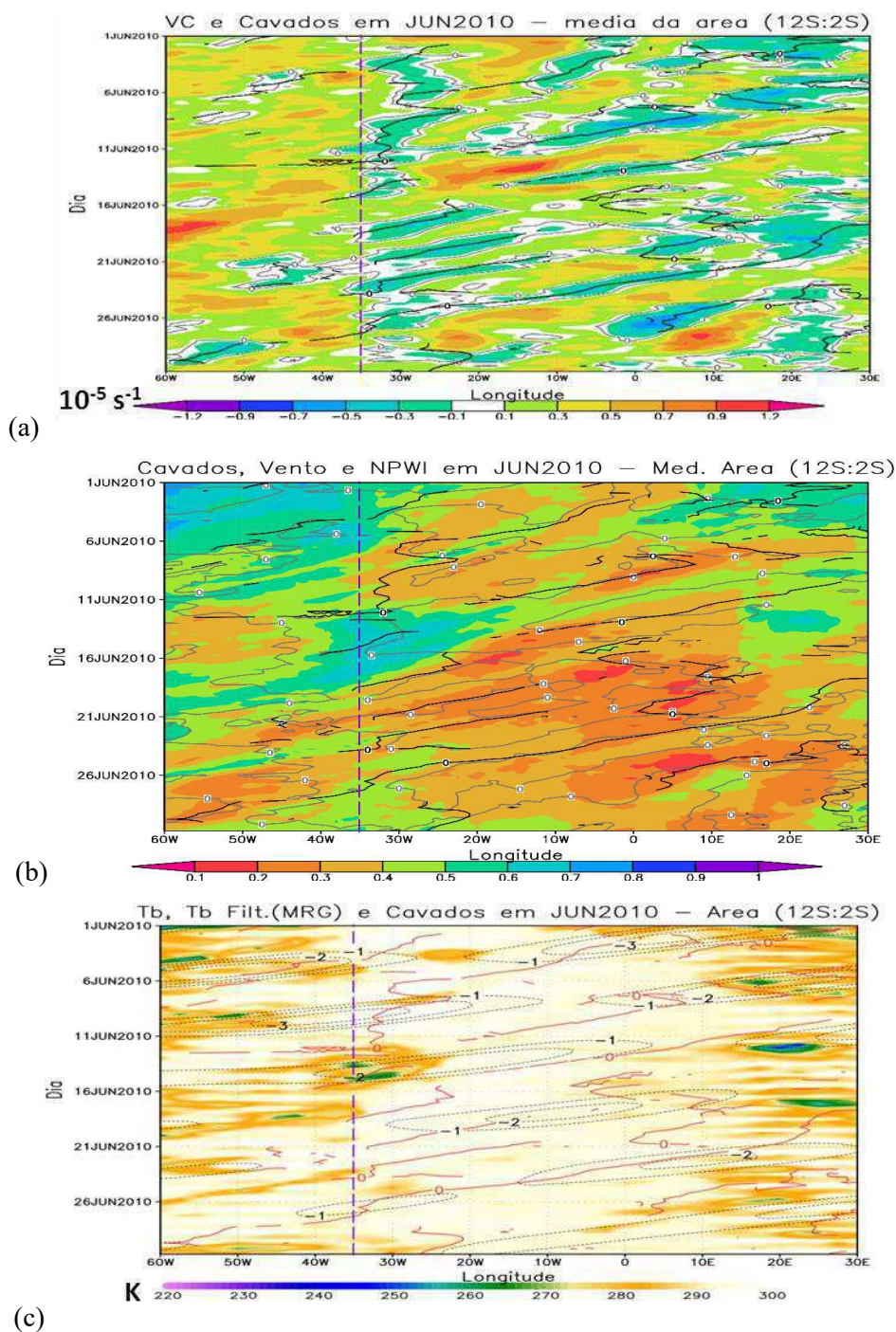


Figura 65. Semelhante à Figura 55, porém, para junho de 2010.

Caso 3

O terceiro e último caso a ser analisado ocorreu entre 11 e 18 de julho de 2011 contribuindo para a precipitação sobre áreas do norte e leste do NEB. Por meio da Figura 66 são visíveis dois momentos de pico na precipitação sobre as capitais do leste do NEB, sendo o primeiro momento entre 12 e 13 de julho e o segundo momento entre 16 e 17 de julho. A precipitação ocorrida no segundo momento foi objeto de estudo de Ribeiro *et al.* (2013), que a relacionaram a propagação de um cavado associado a DOL e que segundo os autores desenvolveu e organizou a convecção profunda numa estrutura em forma de linha de instabilidade.

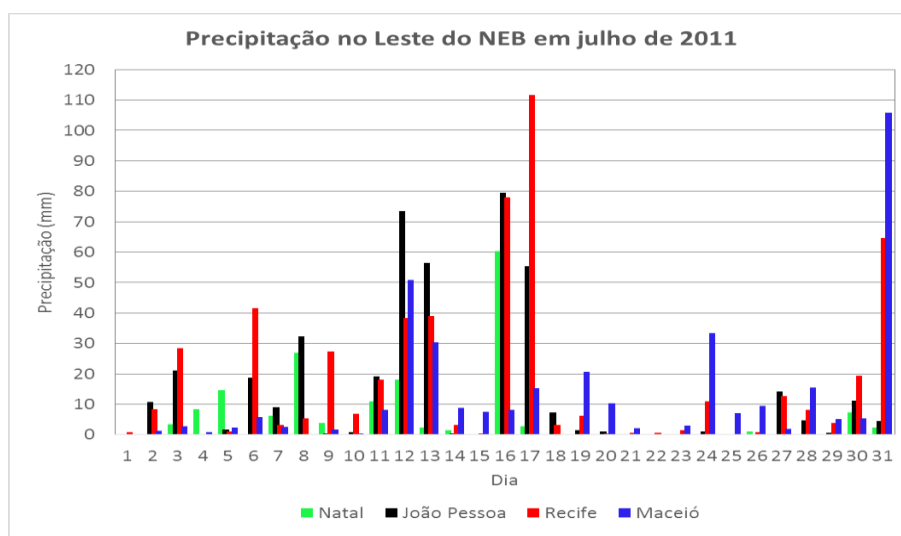


Figura 66. Precipitação (mm) observada nas capitais do leste do NEB em julho de 2011 (INMET).

Pelo campo da vorticidade de curvatura, apresentado na Figura 67, observa-se a propagação organizada para oeste de cristas e cavados sobre o Atlântico Norte, característico de OLA, que apresentam uma frequência de ocorrência maior no verão boreal. No Atlântico Sul a propagação de cavados e cristas de leste para oeste é mais desorganizada. Em todos os casos analisados se observou o padrão mais desorganizado na propagação dos cavados e cristas sobre o Atlântico Sul, que pode ser em parte, devido à atuação de sistemas extratropicais perturbando o escoamento de leste neste hemisfério, auxiliados pelo deslocamento mais a norte dos jatos subtropicais e polares.

No *lag* -4 se observa a marcação de uma crista no Atlântico Norte em 20° N e 37° W que se estende para o Atlântico Sul como um cavado próximo do leste NEB, com valores menores de vorticidade de curvatura, revelando uma circulação ciclônica de pouca ampla.

No *lag* -3, a crista identificada anteriormente no Atlântico Norte avança para oeste se desligando da sua extensão próxima ao NEB, cuja circulação ciclônica tende a ganhar amplitude, e a marcação do cavado é feita agora deslocada um pouco mais para leste da posição anterior. Entre os *lag* -2 e *lag* 0, o posicionamento do eixo do cavado é variável, conforme a circulação próxima ao NEB sofre influências do escoamento de ambos hemisférios. Todavia, o posicionamento médio do eixo do cavado próximo ao leste do NEB se dá em torno de 30° W, se estendendo de 5° N a 10° S aproximadamente.

A partir do *lag* 0, o cavado propaga para oeste associado ao escoamento de uma crista no Atlântico Norte e não se observa mais marcação de cavados no litoral do leste do NEB, entre os *lag* 1 e *lag* 3, ficando o escoamento dominado por circulação ciclônica no norte do NEB e anticiclônica sobre o leste do NEB. Este caso aparenta receber forte influência do escoamento do Atlântico Norte associado à propagação de OLA, sistemas que modulam a circulação atmosférica sobre essa área do oceano, nessa época do ano.

No campo da pressão reduzida ao nível médio do mar, indicado na Figura 68, é possível observar uma configuração diferente da analisada nos casos anteriores, com as isóbaras associadas a ASAS dispostas meridionalmente ocupando toda a bacia do Atlântico Tropical Sul, se estendendo ainda sobre o Sudeste do Brasil, principalmente entre os *lag* -4 e *lag* 0, padrão de pressão característico do inverno austral.

No *lag* -3 identifica-se uma oscilação na isóbara de 1015 hPa próximo ao leste do NEB, com uma pequena depressão na dianteira do eixo do cavado em 700 hPa. Entre os *lag* -1 e *lag* 0 essa depressão amplifica e se observa um gradiente meridional de pressão de 3 hPa sobre o litoral do leste do NEB em fase com o cavado identificado em 700 hPa, o que pode contribuir para maior advecção de umidade do oceano para o continente. O padrão de pressão associada a ASAS é perturbado por um centro de baixa pressão no *lag* 2 e *lag* 3, próximo a 25° S e 15° W, com um sinal de circulação ciclônica no escoamento de oeste, visível no campo de vorticidade de curvatura (Figura 67). Esse centro de baixa pressão contribui para a manutenção da pressão reduzida próximo ao litoral do NEB nesses dias.

Na Figura 69 é apresentado o campo de anomalia de água precipitável, vento horizontal, anomalia de ômega e os cavados marcados objetivamente em 700 hPa, para os dias do evento. Pode se observar no *lag* -4 um canal de umidade entre o leste do NEB e o centro do Atlântico, evidenciado pelos valores positivos de anomalia de água precipitável, que pode estar associado a algum remanescente de sistema frontal.

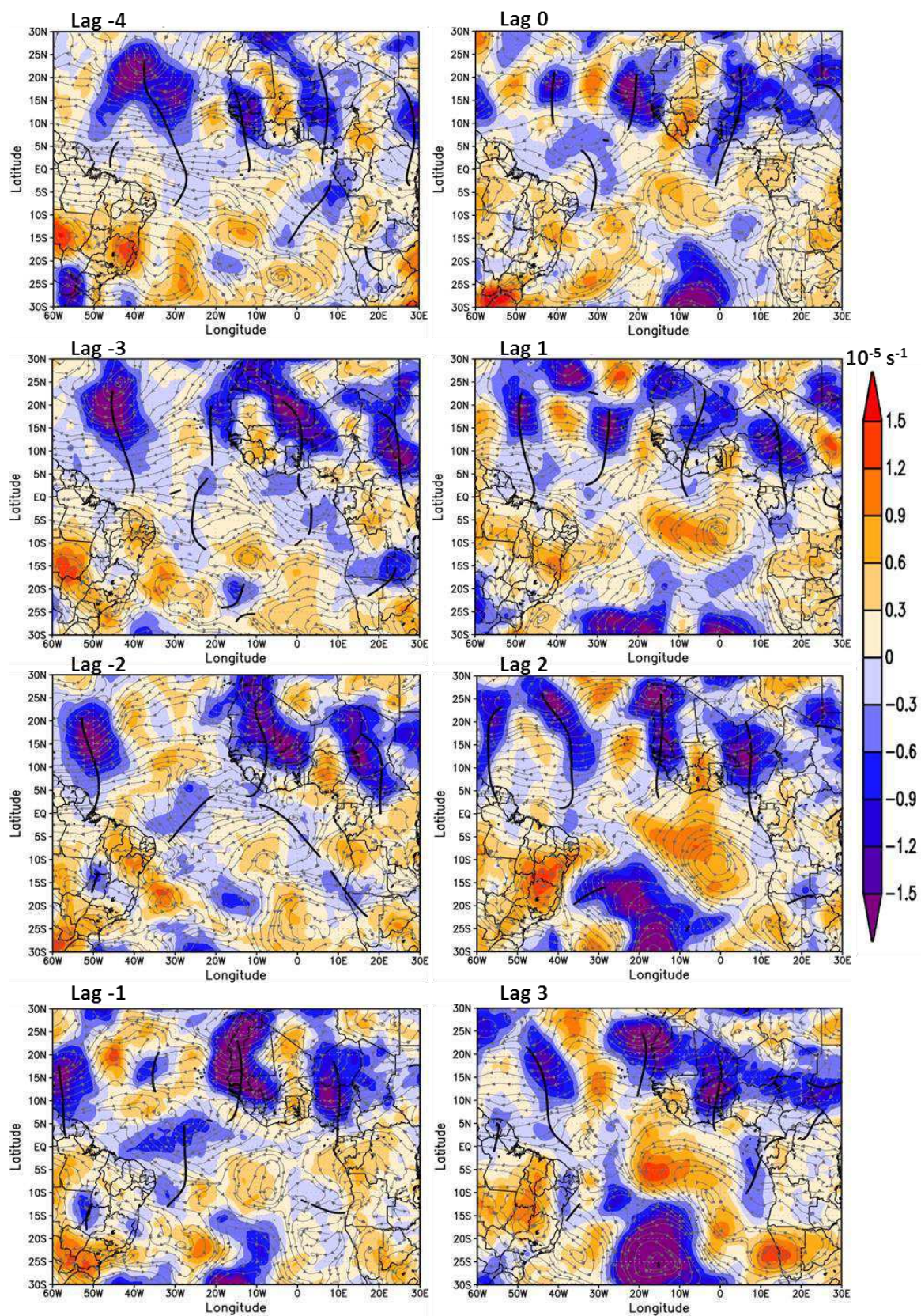


Figura 67. Vorticidade de Curvatura (sombreado), vento horizontal (linha de corrente) e cavados em 700 hPa (linha preta) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011.

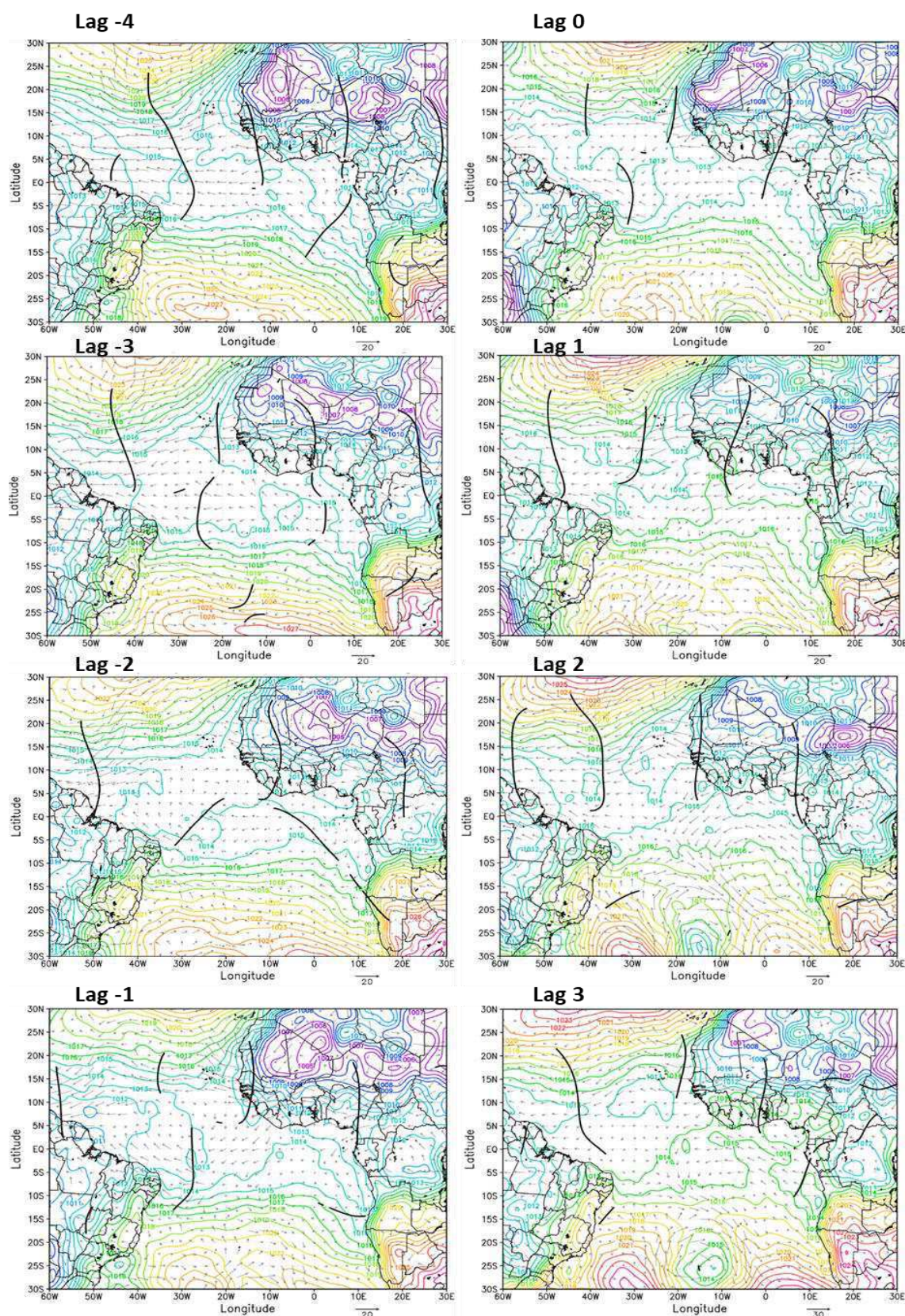


Figura 68. Pressão ao nível médio do mar em hPa (isolinhas) vento em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (vetores) e cavados no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 15 de julho de 2011.

Assim como observado nos casos anteriores a disponibilidade de umidade no leste do NEB é benéfica para a produção de precipitação na dianteira do cavado associado ao DOL, o que é observado neste caso principalmente nos *lag* -2 e *lag* -1, corroborando os totais precipitados nos dias 12 e 13 de julho nas capitais do leste do NEB (Figura 66).

No *lag* -1 o cavado próximo ao NEB se encontra entre áreas de anomalias positivas de água precipitável, enquanto ao longo do seu eixo se observam valores nulos e negativos de anomalia de água precipitável, combinando com o padrão observado nos compostos das anomalias de umidade. No *lag* 0, a porção sul do eixo do cavado é alcançado pelas anomalias positivas umidade que se encontravam na sua retaguarda, enquanto as anomalias negativas atingem o continente, compatíveis com a redução na precipitação ocorrida nos dias 14 e 15 de julho (Figura 66).

Nos *lag* 1 e *lag* 2 apesar de não se observar a marcação do cavado próximo ao leste do NEB, o conteúdo de umidade que se encontrava associada ao seu eixo, atinge áreas do leste e norte do NEB, acompanhado de anomalias negativas de ômega, contribuindo para os totais precipitados entre os dias 16 e 17 de julho nas capitais do leste do NEB (Figura 66). A ausência de cavados associado à DOL junto ao NEB nesses dias pode ser resultado da perturbação no escoamento de leste, provocado por um cavado de oeste de latitudes mais elevadas. No *lag* 3 se observa que esse cavado de oeste está associado ao centro de circulação ciclônica, identificada anteriormente na mesma área do centro de baixa pressão em superfície (Figura 68).

Os campos de temperatura de brilho (Figura 70) e as imagens de satélite (Figura 71) corroboram a análise feita sobre a disponibilidade de umidade com relação ao posicionamento do eixo do cavado, com os dois momentos de convecção sobre o leste do NEB. O primeiro entre os *lag* -2 e *lag* -1 em que a temperatura de brilho fica em torno de 260 K e a nebulosidade é baixa, possivelmente associada a convecção rasa, enquanto o segundo momento entre os *lag* 1 e 2 apresenta temperatura de brilho em torno de 240 K indicando convecção profunda, confirmada também pelas imagens de satélite que mostram a presença de nebulosidade convectiva, principalmente sobre os estados de Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, condizentes com os valores elevados de precipitação observados nas capitais desses estados (Figura 66). Entre os *lag* 1 e 3 é possível identificar áreas de convecção rasa associadas à circulação ciclônica em 700 hPa e ao centro de baixa pressão em superfície localizado entre 20° W e 10° W e centrado em aproximadamente 25° S.

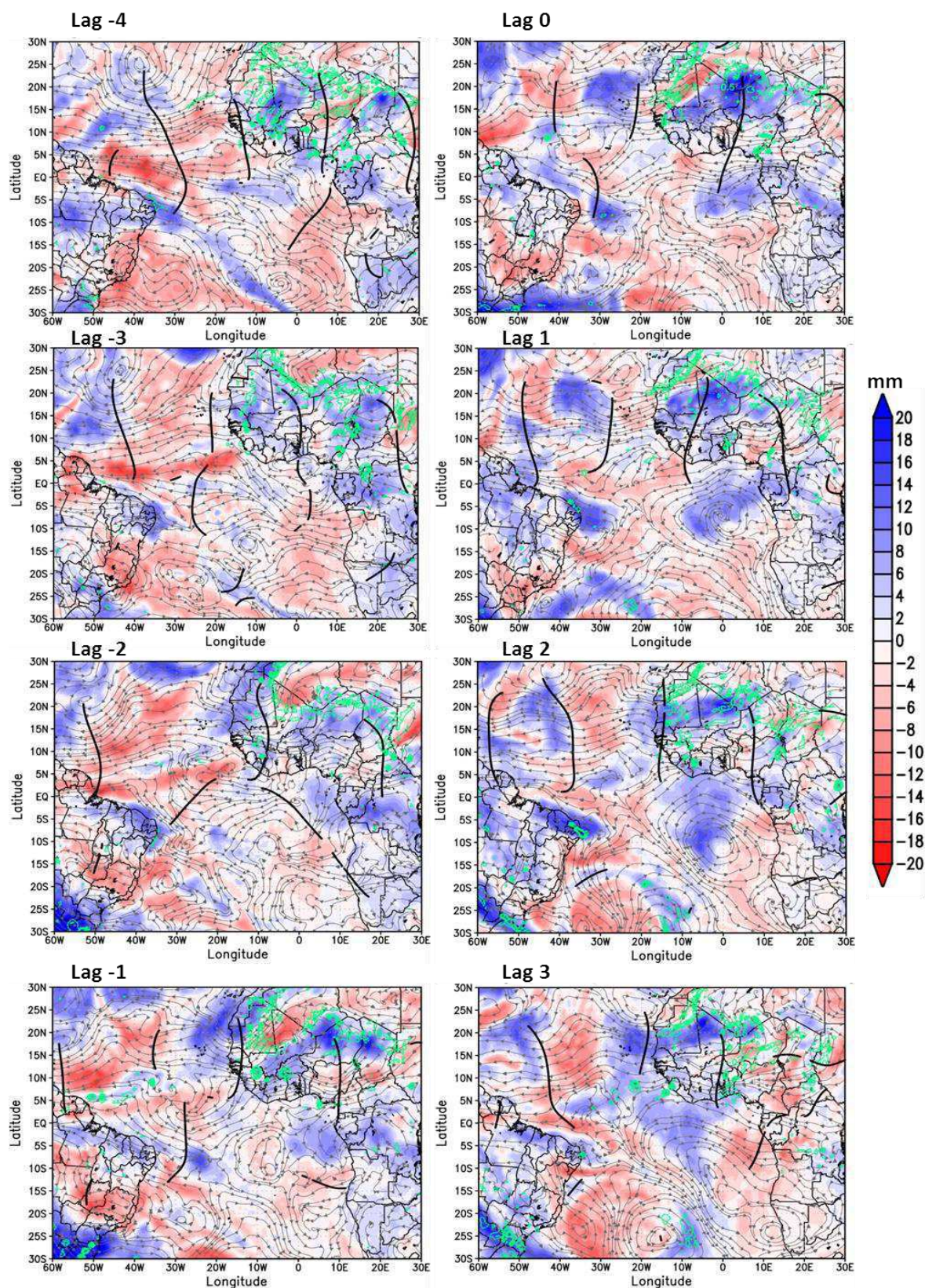


Figura 69. Anomalia de água precipitável (sombreado), valores negativos de ômega (contorno), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, sem limiar de vorticidade, para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag -4* ao *lag 3*), centrado no *lag 0* correspondendo a 15 de julho de 2011.

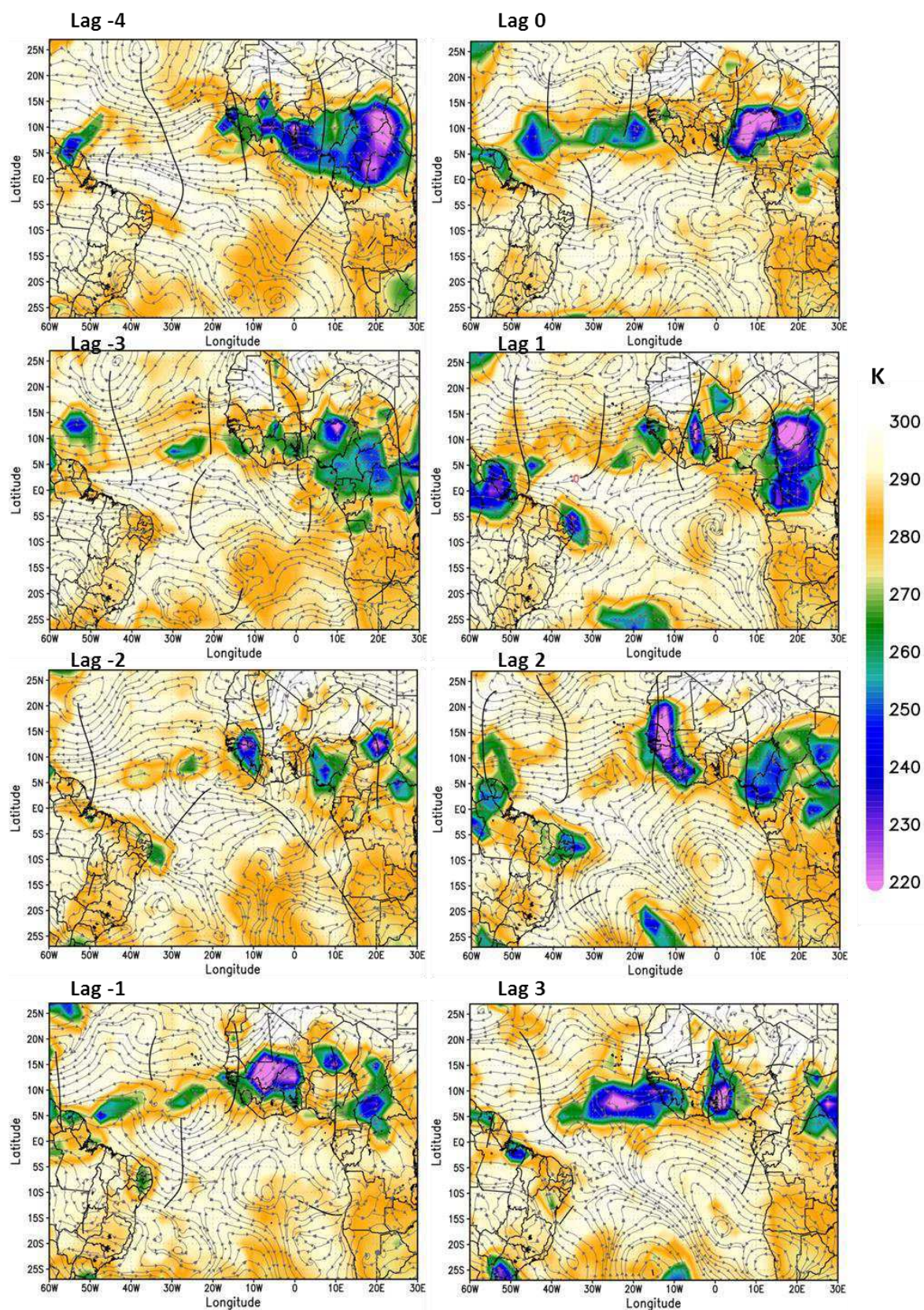


Figura 70. Temperatura de Brilho (sombreado), vento (linha de corrente) e cavados (linha preta) no fluxo de leste em 700 hPa, para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011.

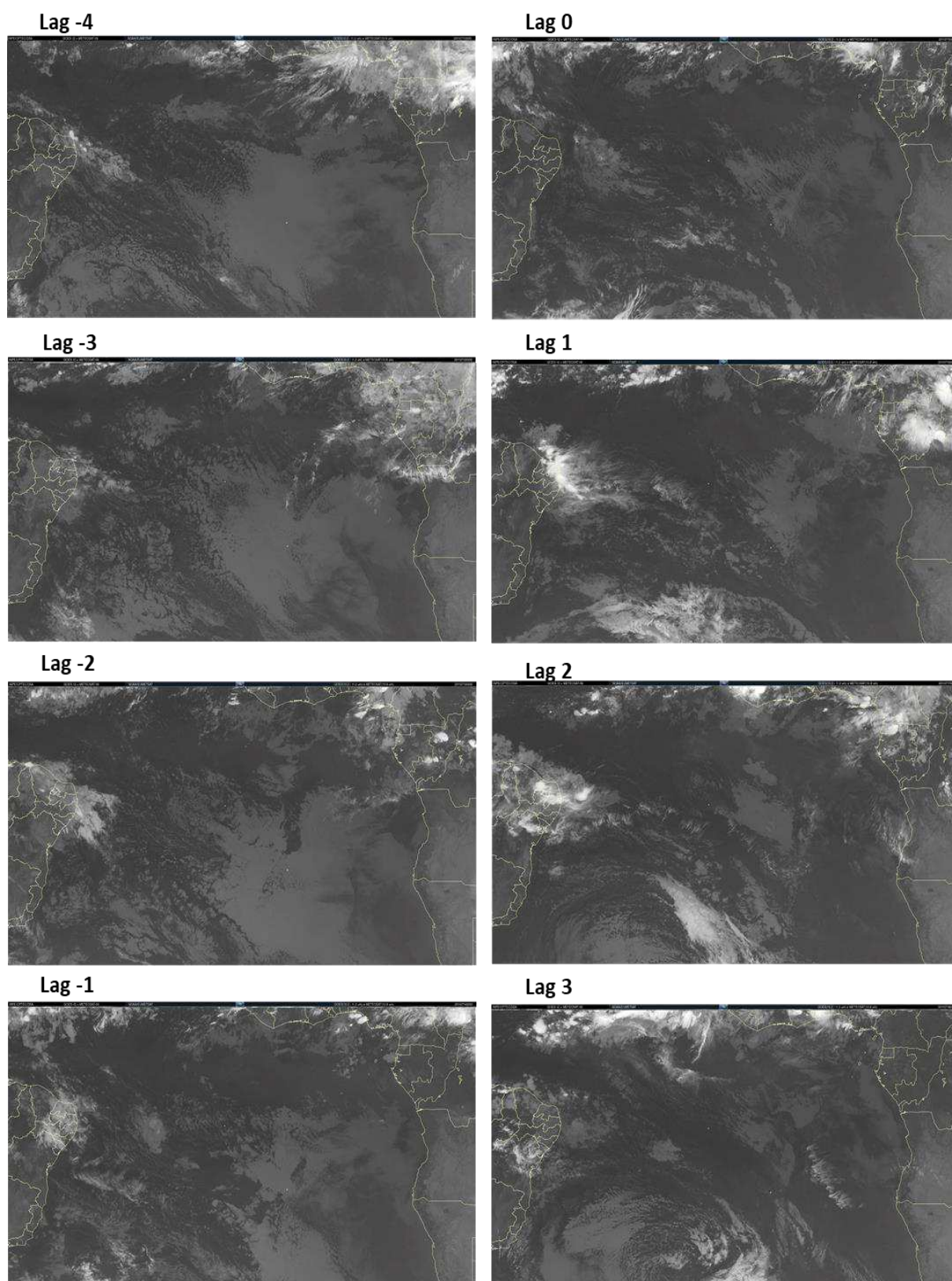


Figura 71. Composição de imagens dos satélites GOES 12 (canais 10.2 – 11.2 μm) e Meteosat 9 (canal 10.8 μm), para o período de 11 a 18 de julho de 2011 (*lag* -4 ao *lag* 3) às 00UTC, centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011. Fonte: NOAA/EUMETSAT – Acesso por meio do banco de imagens do DSA/CPTEC/INPE (<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goesmet15.formulario.logic>).

A Figura 72 apresenta o perfil vertical do vento meridional, anomalia de ω e anomalia de umidade específica, enquanto a Figura 73 apresenta o perfil vertical da anomalia de temperatura do ar, vento zonal e anomalia de ω , para os dias em análise. Por meio destas figuras, se observa no *lag* -4 o posicionamento de um cavado próximo a 25° W, se estendendo verticalmente entre os níveis de 700 hPa e 400 hPa, caracterizado por anomalias negativas de umidade específica e positivas de temperatura do ar no seu eixo, enquanto se observa anomalias positivas de umidade específica e anomalias negativas de temperatura do ar na dianteira e na retaguarda do cavado. A área na dianteira do cavado caracterizada pela disponibilidade de umidade apresenta também anomalias negativas de ω e se localiza entre 30° W e 35° W, próximo ao litoral do leste do NEB, coerente com as análises anteriores e com a ocorrência de precipitação nos *lag* seguintes (Figuras 66).

No *lag* -3 o sistema se move ligeiramente para oeste com um pequeno deslocamento vertical do eixo do cavado para baixo, se localizando agora entre 450 hPa e 750 hPa. Entre os *lag* -3 e *lag* -1, se observa um posicionamento quase constante do cavado entre 25° W e 35° W, porém com o deslocamento para oeste do conteúdo de umidade e intensificação das anomalias de ω sobre o continente no *lag* -2.

No *lag* 0 se observam valores negativos de anomalias de umidade específica sobre o litoral do leste do NEB (35° W) à frente do cavado, enquanto em seu eixo se observam valores positivos de anomalia de umidade específica e negativos de anomalia de ω . O sistema se move para oeste nos lags seguintes com uma descida do cavado para 850 hPa no *lag* 1, desconfiguração do cavado no *lag* 2 e reconfiguração do cavado em 700 hPa no *lag* 3, com uma intensificação das anomalias de ω e de umidade específica sobre o continente, contribuindo para a precipitação nos dias 16 e 17 de julho nas capitais do leste do NEB.

Neste caso o perfil vertical de anomalia de temperatura do ar, apresentado pela Figura 73 indica uma atmosfera anormalmente fria entre o *lag* -4 e o *lag* -1 e anormalmente quente do *lag* 0 ao *lag* 3, com as áreas associadas a presença de umidade (Figura 72) caracterizados por anomalias nulas e/ou negativas de temperatura do ar. O escoamento zonal apresenta configuração variada ao longo do tempo na coluna vertical da atmosfera, com os baixos níveis dominados por ventos de leste e os médios e altos níveis por vento de oeste, revelando uma atmosfera com cisalhamento vertical desfavorável ao crescimento de sistemas convectivos. Pode-se observar que as maiores anomalias de ω ocorrem principalmente fora da área de cisalhamento vertical desfavorável, sobre o litoral do leste do NEB, do *lag* 1 ao *lag* 3.

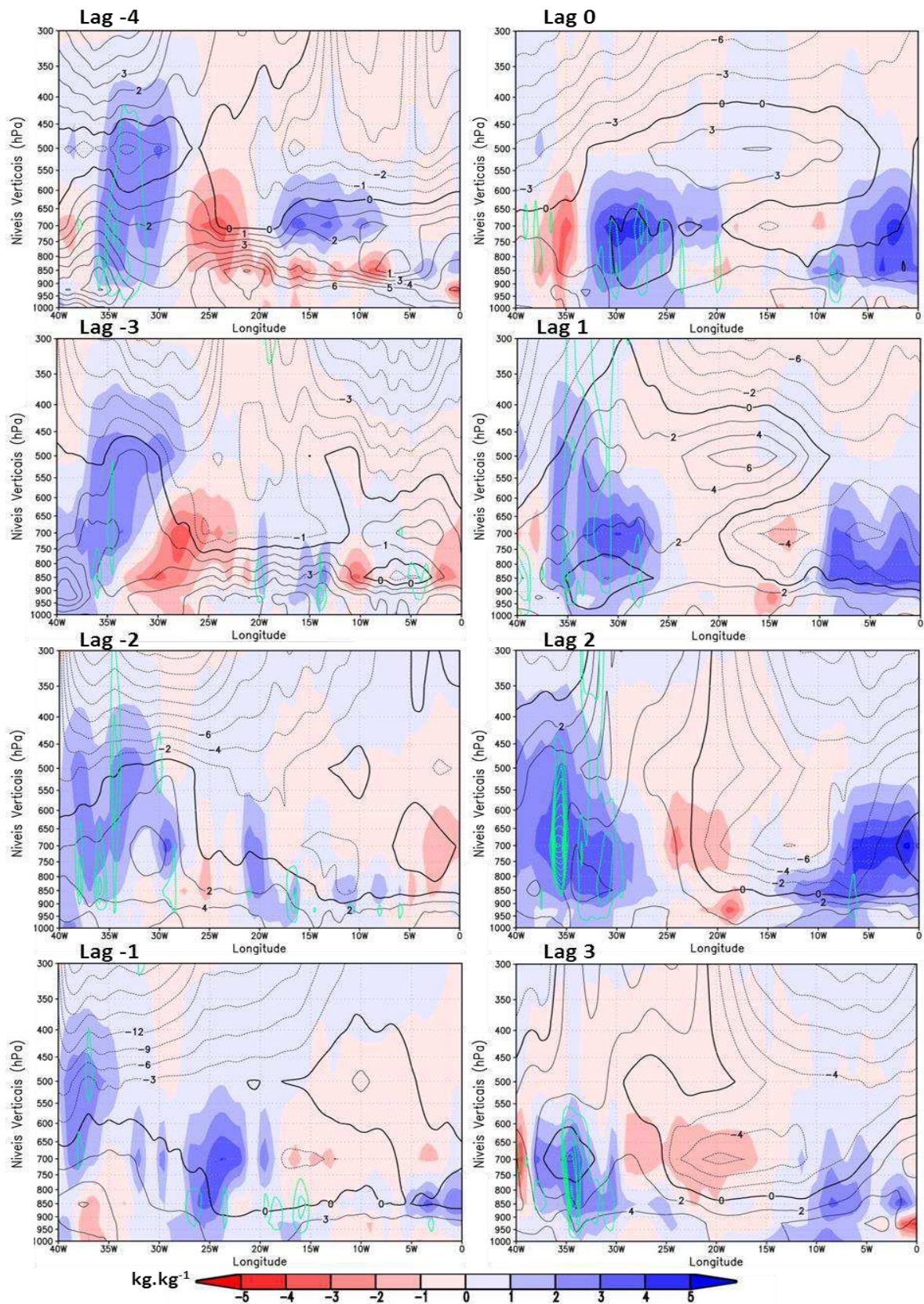


Figura 72. Perfil vertical de anomalia de umidade específica (sombreado), vento meridional (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011.

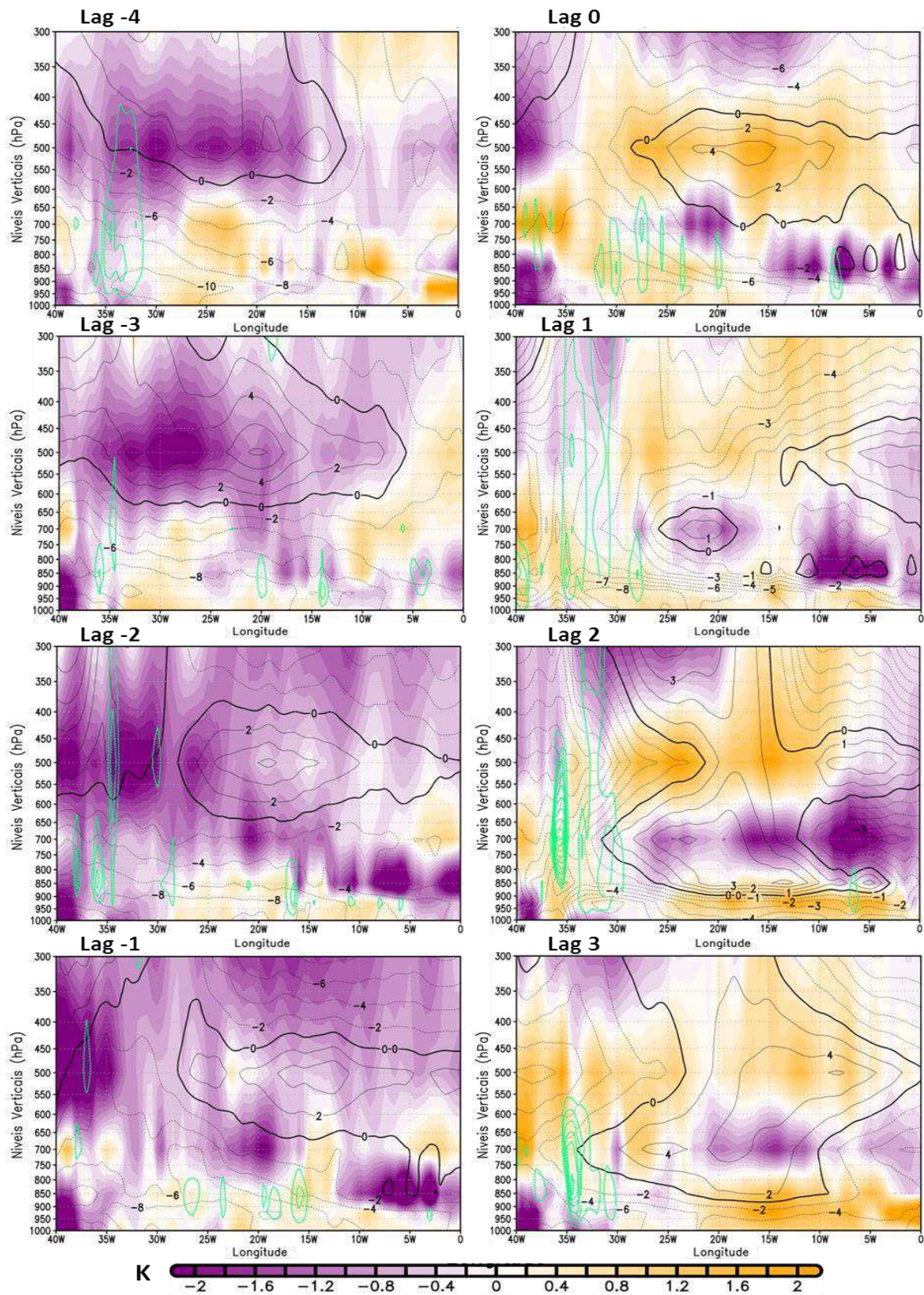


Figura 73. Perfil vertical de anomalia de temperatura (sombreado), vento zonal (contorno preto) e anomalia de ômega (contorno verde) para o período de 11 a 18 de julho de 2011 às 00UTC (*lag* -4 ao *lag* 3), centrado no *lag* 0 correspondendo a 15 de julho de 2011.

O perfil termodinâmico da atmosfera foi avaliado sobre Natal – RN, a partir de diagramas SkewT-logP, para o horário das 00UTC nos dias do evento, disponibilizados pela universidade de Wyoming (Figura 74). A seleção da cidade de Natal se deu em virtude da disponibilidade de radiossondagens próximas ao local e horário de pico de atuação do DOL.

No *lag* -4 a coluna atmosférica sobre Natal se apresenta umedecida entre 1000 hPa e 500 hPa como pode ser visto pela aproximação das curvas de temperatura T e Td e pelo valor de água precipitável em torno de 60 mm. Apesar de no *lag* -3 se observar uma redução no conteúdo de umidade para 52 mm o perfil vertical está coerente com as áreas de anomalias positivas de água precipitável observados na Figura 69 e com a precipitação observada sobre Natal entre os dias 11 e 12 de julho (Figura 66). Os valores dos índices de instabilidade revelam uma atmosfera pouco instável durante todo o evento.

O conteúdo de água precipitável diminui gradativamente entre o *lag* -2 e *lag* 0 para valores em torno de 45 mm, coincidindo com a redução observada na precipitação sobre Natal entre os dias 13 e 15 de julho. Nos *lag* 1 e *lag* 2 há um novo aumento no conteúdo de água precipitável evidenciado pela aproximação das curvas de T e Td em toda extensão vertical da atmosfera, culminando na precipitação de 60 mm em Natal no dia 16. No *lag* 3, observa-se uma secagem nos médios níveis da atmosfera, com o afastamento dos perfis de T e Td coerentes com a redução na precipitação no dia 17 de julho.

Os perfis verticais foram úteis para confirmação dos padrões de umidade identificados nas figuras anteriores e complementam a análise como dados observados.

A Figura 75 apresenta os diagramas de Hovmöller para julho de 2011, com todos os cavados identificados objetivamente sobrepostos a vortacidade de curvatura, NPWI e Tb respectivamente. A marcação do cavado analisado nesse evento apresenta uma trajetória variável com vários avanços e recuos no seu percurso em direção ao leste do NEB, apesar de estar sempre inserido numa área de vortacidade de curvatura ciclônica. Observa-se a marcação do eixo do cavado cruzando a longitude de 35° W referente ao leste do NEB, próximo ao dia 16 de julho, inserido em valores de NPWI entre 0,5 e 0,7 que indicam um aporte de umidade significativo, visto também pelas radiossondagens. Nesta data a temperatura de brilho apresenta valores entre 250 K e 260 K após a passagem do cavado, indicativo de nebulosidade convectiva. Observa-se também o sinal da temperatura de brilho filtrada na frequência da onda MRG próximo ao eixo do cavado e coincidente com a ocorrência da convecção.

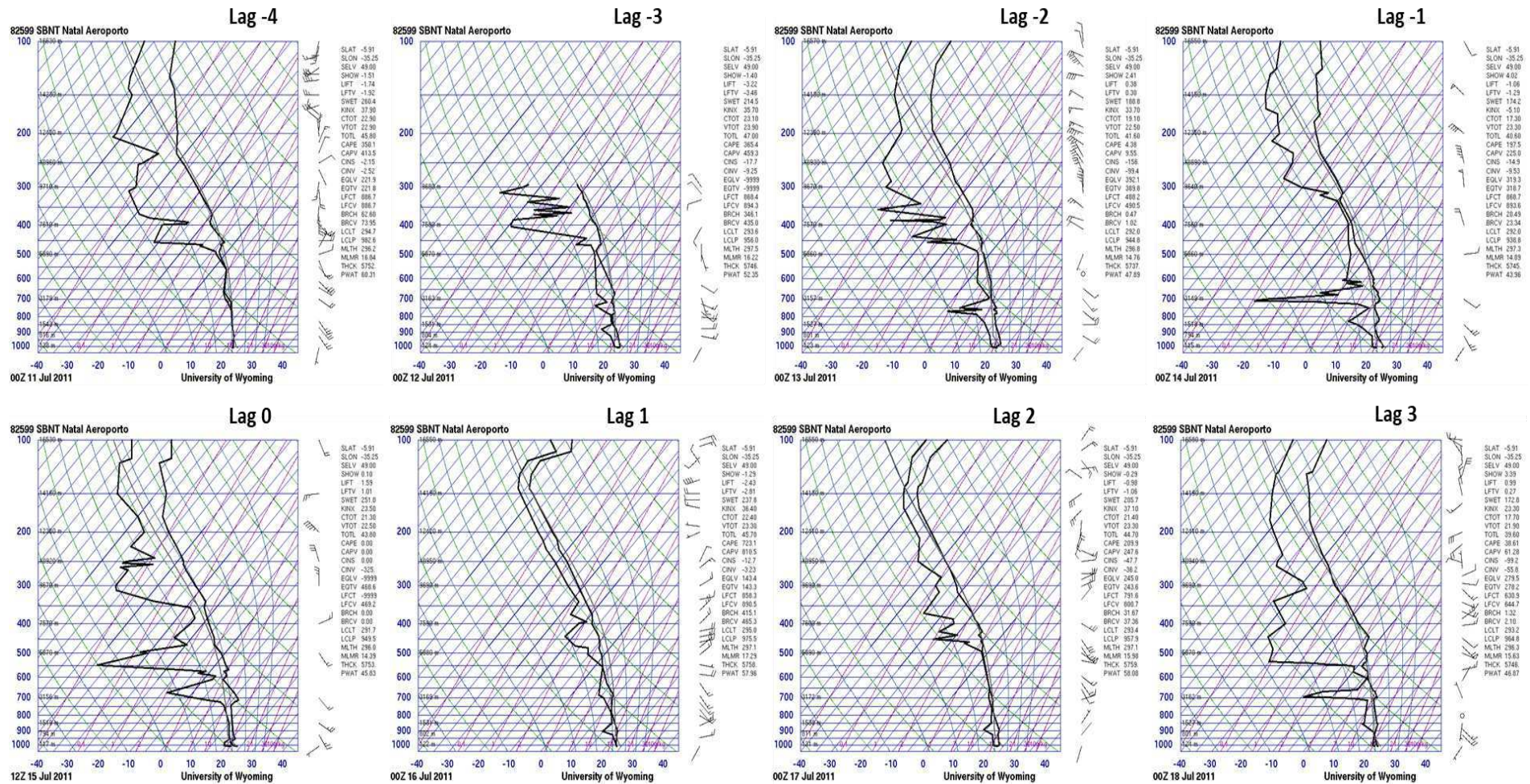


Figura 74. Perfis Termodinâmicos SkewT-LogP de radiossondagens efetuadas sobre Natal de 11 a 18 de julho de 2011 correspondendo respectivamente do lag -4 ao lag 3. O horário das radiossondagens foi selecionado de forma a coincidir com às 00UTC, horário das plotagens das Figuras anteriores. Fonte das radiossondagens e dos perfis: *University of Wyoming* (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Esta constatação suscita curiosidade para a compreensão da relação de causa-efeito entre a propagação da onda MRG em altos níveis, com a ocorrência de distúrbios ondulatórios de leste em baixos níveis, assim como a disposição do conteúdo de umidade e acoplamento com a convecção, relacionados a estes sistemas próximo ao leste do NEB.

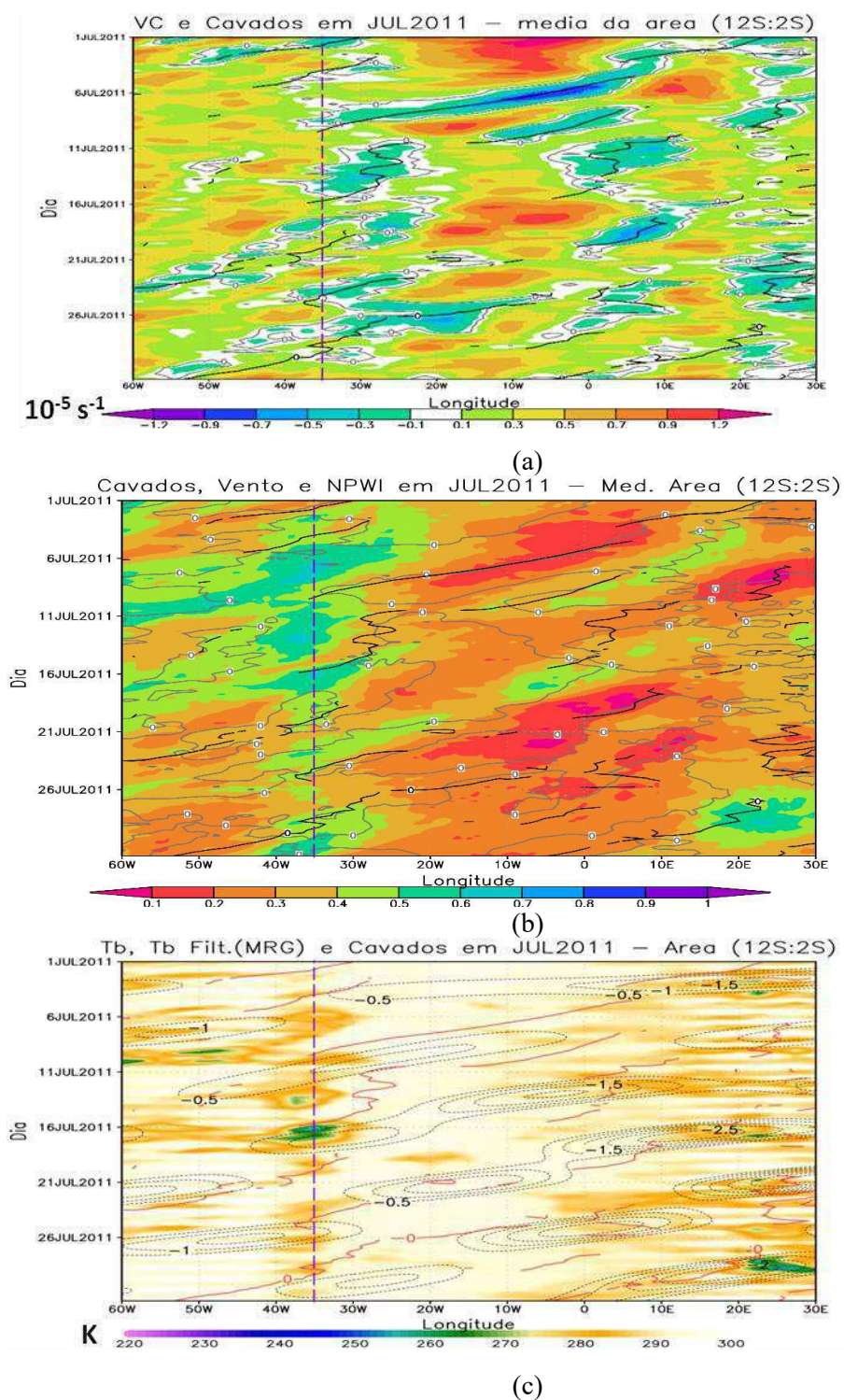


Figura 75. Semelhante à Figura 55, porém, para julho de 2011.

5 DISCUSSÕES

A análise de DOL conduzida neste estudo foi baseada principalmente na ocorrência de cavados se deslocando no fluxo de leste próximo ao leste do NEB e contemplando os padrões de umidade e precipitação associada. Por meio dos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento filtrado na escala de 2 a 6 dias, foi possível identificar o sinal de cavados e cristas associado a ondas no fluxo de leste nos níveis de 925 hPa, 850 hPa e 700 hPa.

O sinal dos cavados se apresenta mais evidente em 700 hPa, indicando que as ondas são mais amplas nesse nível. Nesse sentido as datas em que ocorreram cavados em 700 hPa próximo ao litoral do leste do NEB (35° W), foram registradas na Tabela 1, referente ao período de fevereiro a novembro da série temporal de 2000 a 2015. Alguns casos ocorridos e documentados na literatura em maio, junho e julho de 2006 serviram de exemplo para verificar a eficiência da metodologia na identificação dos cavados associados à DOL.

O método da variação da componente meridional do vento é útil para a identificação do cavado, mas apresenta dificuldades na distinção deste sistema com outros de escala semelhante e não permite filtrar sistemas menos intensos. Nesse caso o uso da vortacidade de curvatura na função de corrente é apresentado por Berry *et al.* (2007) como uma solução para eliminar o ruído associado a outros sistemas e para filtrar os cavados menos intensos.

Usando procedimento semelhante ao do vento meridional filtrado, foram identificados os cavados na vortacidade de curvatura filtrada (2 a 6 dias) em 700 hPa, numa área próxima ao leste do NEB, denominada área “A” (35°W:25°W; 12°S:2°S), indicada na Figura 8. Com esta variável foi possível impor o limiar de um desvio padrão ($\xi_{\psi}^{curvatura} < -0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), para a detecção dos cavados mais intensos, cujas datas de ocorrência foram registradas na Tabela 2.

A carência de dados na literatura sobre datas de ocorrência de DOL no leste do NEB, em todo o período de estudo, não permitiu uma comparação estatística sobre qual método apresenta melhor desempenho na identificação de DOL. Assim, foi feita apenas uma verificação proporcional das datas em que ocorreram cavados identificados por ambas as metodologias, com relação ao total identificado por cada uma, que resultou numa proporção de 20,3% do total de cavados registrados na Tabela 1, pela metodologia da variação da componente meridional do vento filtrado e de 30,3 % do total de cavados registrado na Tabela 2, por meio da vortacidade de curvatura na função de corrente. Essas proporções por si não agregam muita informação, sem uma comparação com casos observados de DOL.

Um fato importante evidenciado em ambas as metodologias foi presença de cavados em 700 hPa próximo ao NEB, durante todos os meses do ano, tanto por meio dos diagramas de Hovmöller do vento meridional filtrado, como pela série temporal de vorticidade de curvatura filtrada, resultado coerente com Chan (1990) e Coutinho e Fisch (2007).

A partir das datas registradas na Tabela 2, foram construídos gráficos das Figuras 20 e 21 exibindo a variabilidade mensal, anual e interanual dos cavados identificados próximo ao NEB. Além da constatação da presença de cavados em todos os meses, é possível observar grande variabilidade temporal, com máximos de cavados observados nos meses de maio e agosto e mínimo em fevereiro. A variabilidade interanual sugere a ocorrência de ciclos alternados de máximos e mínimos no total anual cavados, levantando questionamentos sobre uma possível correlação desta com o regime pluviométrico.

Também foram calculados compostos de algumas variáveis para cada mês entre fevereiro e novembro no período 2000 a 2015, os quais foram analisados para o *lag* 0, momento em que o cavado foi identificado na área “A”. Foi notável o sinal da média climatológica nos campos de umidade indicada pelas variáveis umidade específica em 700 hPa, precipitação e ROLE, com máximo de umidade no leste do NEB nos meses de maio, junho e julho, mínimos de agosto a novembro, enquanto de fevereiro a abril se observa um conteúdo de umidade variável, como indicado pela literatura (Pereira e Cavalcanti, 2013).

Os compostos de vorticidade de curvatura apresentaram valor mínimo de $-0.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ junto ao litoral do NEB em julho, agosto, outubro e novembro e nos outros meses o valor do desvio padrão ($-0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), indicando que em média os cavados que transitam próximo ao NEB são menos intensos do que os observados sobre a costa ocidental Africana e Atlântico Norte, cujo limiar de vorticidade de curvatura adotado por Berry *et al.* (2007) para identificá-los é de $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A menor intensidade do DOL com relação à OLA é mencionada na literatura, pelo que este resultado vem apenas confirmar este fato por meio de números.

Para identificar os padrões anômalos atmosféricos associados à propagação dos DOL, foram subtraídas a contribuição da climatologia e plotados os compostos das anomalias de uma série de variáveis, que indicaram anomalias negativas de umidade no eixo do cavado enquanto na sua dianteira e retaguarda são observadas anomalias positivas, padrão que não é totalmente contemplado nos modelos conceituais de Riehl (1954) e de Hall (1989).

O padrão de anomalias de umidade associado ao eixo do cavado, encontrado neste

estudo, contraria em grande medida a literatura sobre DOL, que indica a ocorrência de anomalias positivas de umidade e precipitação sobre o eixo do cavado (Hall, 1989; Pontes da Silva, 2011; Gomes *et al.* 2015). Por outro lado, Coutinho e Fisch (2007) ao descreverem que o DOL possui quatro regiões distintas, afirmam que a região de tempo instável, com escoamento convergente, forte movimento ascendente do ar com ocorrência de Cumulonimbus e precipitação de moderada a forte se localiza a leste do cavado. Vendo por este prisma, pode-se identificar uma semelhança, pois a área a leste do eixo do cavado nos compostos apresenta anomalia positiva de umidade.

Este padrão foi identificado inicialmente em 700 hPa, mas se estende por toda a atmosfera, como pode ser visto no perfil vertical da Figura 40, que ilustra bem o deslocamento médio dos cavados e das anomalias de umidade específica no trimestre de maio-junho-julho, desde quatro dias antes da sua chegada a área “A” até três dias depois.

Uma busca pela justificativa desse padrão leva a associação com o padrão de onda Mista Rossby Gravidade, que atua em níveis mais elevados da atmosfera, mas apresenta um padrão de umidade acoplado a sua propagação semelhante ao padrão de anomalias encontrado nesse estudo. Kiladis *et al.* (2009) em sua extensa revisão sobre ondas equatoriais acopladas a convecção, abordam o tema da associação das ondas MRG com distúrbios ondulatórios de leste e afirmam que estas ondas coexistem num contínuo e que alguns distúrbios fazem a transição de um tipo de onda para outro desenvolvendo estruturas híbridas, particularmente sobre o Pacífico Oeste. A identificação dessa transição sobre o Atlântico Sul deve ser explorada mais profundamente, e se confirmando pode ajudar na compreensão da dinâmica da precipitação sobre a área tropical, principalmente sobre o NEB.

Neste estudo foi aplicado um método objetivo de identificação de cavados no campo da vorticidade de curvatura na linha corrente, desenvolvido por Berry *et al.* (2007), com a finalidade de auxiliar na identificação dos cavados associados a DOL. Este método foi aplicado a três eventos de DOL ocorridos em maio de 2006, junho de 2010 e julho de 2011, sem imposição de limiares na vorticidade de curvatura ciclônica, em virtude dos cavados nas proximidades do NEB apresentarem em média valores reduzidos de vorticidade de curvatura.

O método permitiu identificar os cavados dos casos analisados com uma antecedência de 2 a 3 dias sobre o oceano Atlântico central ou mesmo sobre o litoral do continente Africano, com propagação para oeste em direção ao leste do NEB, onde este tende a diminuir

a velocidade de propagação próximo ao *lag* 0, normalmente associado a áreas de anomalias negativas de umidade. Uma característica observada principalmente nos meses de maio e junho foi à presença de um canal de umidade próximo ao leste do NEB, associada a remanescente de sistema frontal ou centro de baixa pressão no oceano, que contribuía para o umedecimento e instabilização da atmosfera antes da chegada do cavado associado ao DOL.

Com a chegada do cavado se observa, anomalias positivas de umidade, nebulosidade e precipitação na sua dianteira, área que corresponde ao litoral do NEB, enquanto no eixo do cavado as anomalias são negativas ou nulas e na retaguarda ou a leste do cavado se observam também anomalias positivas de umidade, confirmando o padrão apresentado pelos compostos. Nos casos estudados, a aproximação do cavado ao litoral é caracterizada de uma leve estagnação do seu eixo, enquanto as anomalias negativas de umidade seguem para leste e atingem o continente, contribuindo para a redução da precipitação e as anomalias positivas de umidade alcançam o eixo do cavado. Em seguida o cavado tende a se desconfigurar sobre o continente, talvez devido à ação da orografia perturbando o escoamento, enquanto se observa um segundo momento de precipitação, associado à área de anomalia positiva de umidade que acompanhava o eixo do cavado. Não foi possível identificar a passagem do eixo do cavado por meio das barbelas de vento dos perfis termodinâmicos, talvez por causa da desconfiguração do eixo sobre o continente, no entanto, os momentos de umidificação eram evidentes.

Os diagramas de Hovmöller apresentados nas Figuras 55, 65 e 75 ilustram bem a propagação dos eixos dos cavados em meio aos valores negativos de vorticidade de curvatura e caracterizados normalmente por baixos valores de umidade, principalmente sobre o centro do Atlântico Sul, enquanto próximo ao leste do NEB são antecidos e sucedidos por valores mais elevados de umidade, indícios de convecção e precipitação, em alguns casos em fase com o sinal da Tb filtrada na frequência da onda Mista Rossby Gravidade.

Podem-se acrescentar mais questionamentos sobre a associação da onda mista Rossby Gravidade com a ocorrência de cavados associados à DOL ao se comparar a Figura 23 (b) que apresenta o total anual de cavados próximo ao NEB, com a série temporal da QBO, indicada na Figura 76, observando que os ciclos alternados de máximos e mínimos no total anual cavados se assemelham até certo ponto com a variação da QBO no período de estudo.

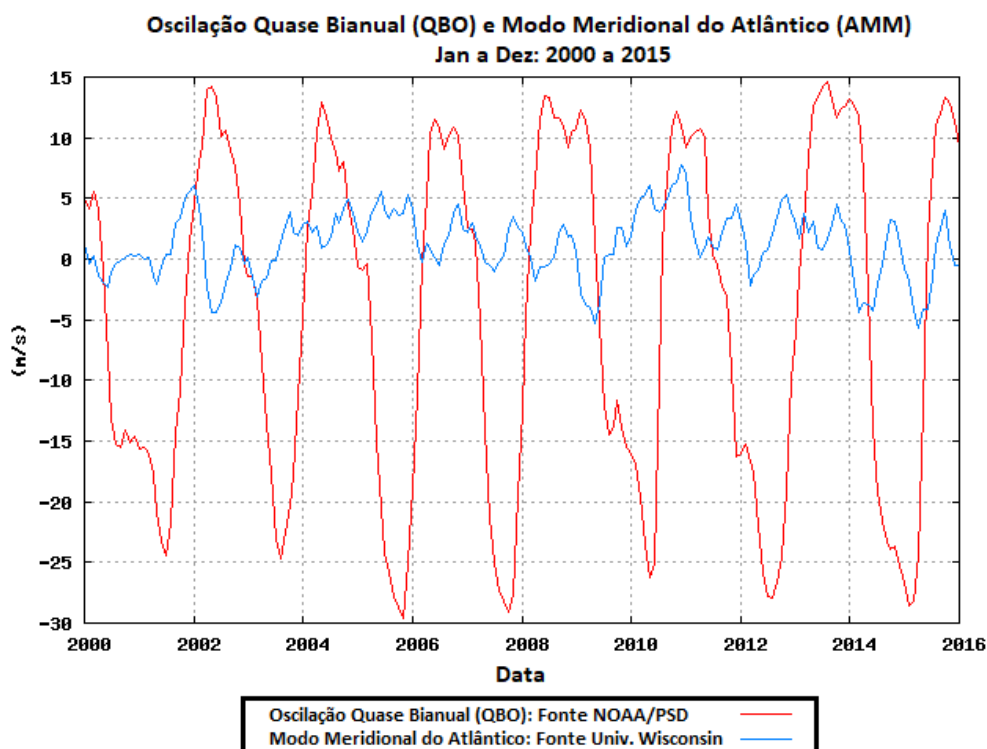


Figura 76. Série temporal da Oscilação Quase Bianual (QBO) - linha vermelha e do Modo Meridional do Atlântico (AMM) – linha azul, entre 2000 e 2016. Fonte: Adaptado de PSD/ESRL/NOAA <<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>>.

Durante a realização desse estudo foram testadas metodologias respaldadas na literatura, principalmente por meio de estudos sobre OLA, porém sem aplicação identificada a DOL, seja na literatura ou nos ambientes operacionais. Foram encontrados resultados que corroboram os conhecimentos sobre DOL presentes na literatura, assim como resultados novos que contrariam em certa medida modelos conceituais clássicos, sobre a localização da umidade e precipitação em relação ao eixo do cavado.

O NEB se encontra numa área tropical sujeita a influência de uma variedade de sistemas atmosféricos tropicais e extratropicais, tanto na escala de tempo como de clima, portanto, a ocorrência de DOL pode ser condicionada pela atuação de outros sistemas, contribuindo para maior ou menor precipitação sobre o litoral da Região. Na procura por novos resultados relacionados a atuação de DOL, surgiram também novos questionamentos, principalmente sobre o regime de precipitação associado e sua interação com outros sistemas, tais como OLA, sistemas frontais e ondas Mistas de Rossby Gravidade. Estes questionamentos podem direcionar futuras pesquisas, com um aprofundamento em aspectos dinâmicos e termodinâmicos do sistema por meio de simulações numéricas, assim como por meio da investigação da influência das ondas MRG na frequência de ocorrência de DOL.

6 CONCLUSÕES

Diante dos objetivos traçados e resultados obtidos nesta pesquisa chegou-se às seguintes conclusões referentes aos padrões atmosféricos associados aos DOL no leste do NEB:

- A aplicação das técnicas de identificação dos cavados foi bem sucedida com ambas às metodologias permitindo uma identificação coerente, se mostrando adequadas ao uso para os casos de DOL sobre o NEB. O vento meridional filtrado (2 – 6 dias) permitiu identificar de forma clara o sinal de cavados nos níveis de 925 hPa, 850 hPa e 700 hPa, porém, com maior evidência em 700 hPa, indicando que as ondas são mais amplas nesse nível. A vorticidade de curvatura filtrada (2 – 6 dias) em 700 hPa permitiu estabelecer um limiar para reter os cavados mais intensos. Porém, não foi possível estabelecer uma medida da confiabilidade estatística sobre precisão dos métodos, devido à falta de uma base de dados de DOL observados próximo ao NEB.
- Os cavados identificados próximos ao NEB no nível de 700 hPa apresentam grande variabilidade mensal, anual e interanual com registros em todos os meses. O número mínimo de cavados foi observado em fevereiro, enquanto o máximo ocorreu em maio e agosto na média do período estudado, coerente com o máximo de precipitação no leste do NEB que é concentrada no período de outono-inverno, possivelmente associada à atuação dos DOL. A variância reduzida da vorticidade de curvatura próximo ao NEB, ilustra a fraca intensidade dos cavados associados ao DOL ($-0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), em comparação com a variância elevada sobre a costa Ocidental Africana, associada a maior intensidade dos cavados das OLA e dos furacões que ali se formam.
- A configuração atmosférica que permeia a formação, propagação e atuação do DOL apresentou um forte sinal do campo médio climatológico, com os compostos mensais da anomalia de vorticidade potencial e umidade específica em 700 hPa, ROLE e precipitação (GPCP) indicando uma configuração contraditória entre si e com a literatura. A área do cavado apresentou condições favoráveis ao crescimento vertical do sistema, porém desfavoráveis em termos de umidade à formação de nebulosidade, enquanto ocorreu o contrário próximo às cristas, contrariando a literatura.

- A configuração dos campos médios mensais de umidade permitiu que o cálculo dos compostos fosse feita numa base trimestral. Portanto o trimestre maio-junho-julho serviu de base para que a formação e propagação dos cavados pudessem ser rastreadas a partir da área central do continente Africano até o leste da América do Sul, sofrendo influência de outros sistemas atmosféricos ao longo do escoamento zonal de leste. Os campos anômalos de umidade (água precipitável, precipitação, ROLE) indicam cristas úmidas e cavados secos. Esse padrão é confirmado em toda a coluna atmosférica por meio do perfil vertical da anomalia de umidade específica e de vento meridional. Associado ao DOL pode-se observar dois momentos de precipitação, antecedendo e sucedendo o cavado do sistema. O padrão de umidade encontrado associado aos cavados em 700 hPa, se assemelha ao da onda mista Rossby-Gravidade.

- O método objetivo de identificação de cavados associados à DOL desenvolvido por Berry *et al.* (2007), foi aplicado com sucesso a 3 casos de DOL estudados previamente na literatura e permitiu observar o mesmo padrão de anomalia de umidade indicado pelos compostos. O uso do método objetivo se mostra útil na identificação dos cavados, com 2 a 3 dias antecedência do litoral do NEB, quando este se encontra sobre o oceano ATS central, ou mesmo sobre o litoral do continente Africano. Não foi considerado um valor específico do limiar de vorticidade de curvatura, visando captar toda a extensão espacial do cavado, que por vezes se estendia desde o Atlântico Norte. O campo de pressão reduzida ao nível médio do mar, não apresenta uma redução significativa na presença do DOL, no entanto, as anomalias de umidade, temperatura de brilho e imagens de satélite, permitiram acompanhar o deslocamento do sistema, com maior destaque próximo ao NEB, quando a nebulosidade convectiva se forma.

- Os perfis verticais indicaram uma atmosfera anomalmente seca e quente no eixo do cavado e anomalmente fria e úmida na dianteira e retaguarda do cavado. O padrão de cavado seco é observado também pela sobreposição dos cavados aos valores reduzidos do NPWI, estando os valores acima de 0,618 desse índice localizados antes e depois do eixo do cavado. Observa-se também uma sobreposição dos cavados com o sinal da temperatura de brilho filtrada na frequência da onda mista Rossby Gravidade, motivando pesquisas sobre a influência das Ondas Equatoriais na frequência dos DOL.

7 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

7.1 – Validação e Aplicação do método objetivo em saída de modelos numéricos.

Validar o método objetivo com um número maior de casos observados de DOL, definindo um limiar de vorticidade de curvatura coerente com a intensidade dos sistemas. Aplicar o método objetivo de identificação de cavados associados ao DOL em saídas de modelos numéricos, de preferência modelos em uso em ambientes operacionais no Brasil, com um domínio contemplando o NEB e o Atlântico Tropical Sul, visando verificar a sua adequação na identificação do sistema com diferentes janelas de previsão.

7.2 – Diferenças entre os DOL associados à convecção e os DOL sem convecção associada.

Identificar as diferenças nos campos atmosféricos entre os sistemas associados a precipitação e os sem precipitação associada, procurando padrões que permitam prever eventos de precipitação intensa.

7.3 – Influência da TSM no conteúdo de umidade do DOL

Avaliar a influência da TSM como forçante principal na disponibilidade de umidade para ocorrência de precipitação por meio dos DOL, calculando a correlação das anomalias de TSM, com a ocorrência de distúrbios ondulatórios de leste associados ou não à precipitação intensa, no leste do NEB. A construção de compostos dos eventos ocorridos na ocasião de El Niño/La Niña e dipolo do Atlântico pode auxiliar nessa avaliação.

7.4 – Influência das Ondas Mistas Rossby-Gravidade na frequência de DOL.

Investigar a ocorrência de ondas MRG sobre o litoral do leste do NEB, sua associação ou relação de influência com os DOL e respectiva precipitação. A confirmação dessa influência pode dar subsídios para a melhora da previsão climática sobre o litoral do NEB, principalmente no outono e inverno austral, relacionada a frequência e impacto dos DOL. Isso pode ser feito por meio do monitoramento da Oscilação Quase Bianual, além da Oscilação Madden-Julian e das condições oceânicas interferem na disponibilidade de umidade.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F.; HUFFMAN, G.J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147-1167. 2003.

ALVES, J.M.B.; SERVAIN, J.; CAMPOS, J.N.B. Relationship between ocean climatic variability and rain-fed agriculture in northeast Brazil. **Climate Research**, v. 38, n. 3, p. 225-236, 2009.

ALVES, K. M. A. S.; 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.

ARAÚJO PALHARINI, R.S.; VILA, D.A. Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2017, Article ID 5916150, 12 p., 2017. doi:10.1155/2017/5916150

ASNANI, G.C. **Tropical meteorology**. Vols. I-II Chapter 8 – Easterly waves, Pune-India: Noble Printers, 1201p, 1993.

BAIN, C.L.; WILLIAMS, K.D.; MILTON, S.F.; HEMING, J.T. Objective tracking of African easterly waves in Met Office models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 140, p. 47–57, 2014. DOI:10.1002/ QJ.2110.

BARRY, R; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9ª edição, Porto Alegre: Bookmam, 512 p., 2013.

BELANGER, J.I.; JELINEK, M.T.; CURRY, J. A. A Climatology of easterly waves in the tropical Western Hemisphere. **Geoscience Data Journal**, v. 3, p. 40-49, 2017.

BERRY, F. A., BOLLAY, E., BEERS, N.R. **Handbook of Meteorology**. McGraw-Hill Book Company, 1068 p., 1945.

BERRY, G. J.; THORNCROFT, C. D. Case study of an intense African easterly wave. **Monthly Weather Review**, v.133, p. 752-766. 2005.

BERRY, G.; THORNCROFT, C.; HEWSON, T. African easterly waves during 2004 – Analysis using objective techniques. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1251-1267. 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3343.1>

BRAMMER, A.; THORNCROFT, C.D. Variability and Evolution of African Easterly Wave Structures and Their Relationship with Tropical Cyclogenesis over the Eastern Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 143, p. 4975-4995, 2015.

BRAMMER, A.; THORNCROFT, C.D. Spatial and Temporal Variability of the Three-Dimensional Flow around African Easterly Waves. **Monthly Weather Review**, v. 145, p. 2879-2895, 2017.

BURPEE, R. W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 77–90. 1972.

CARLSON, T. N.: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 256–276. 1969a.

CARLSON, T. N.: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 716–726. 1969b.

CHAN, CHOU S. Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul. 134 p. (INPE 5222 - TDL/437). **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 1990.

CHANG, C. P.; MORRIS, V. F.; WALLACE, J. M. A statistical study of easterly waves in the western Pacific: July-December 1964. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.27, p.195-201, 1970.

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios ondulatórios de leste (DOLs) na região do centro de lançamento de Alcântara-MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.

DIEDHIOU, A.; MACHADO, L.A.; LAURENT, H. Mean Kinematic of Synoptic Easterly Disturbances over the Atlantic. **Advances on Atmospheric Research**. v. 27, n. 3, p. 483-499, 2010.

DUCHON, C.E. Lanczos Filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1016-1022, 1979.

DUNN G.E. Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 21, n. 6, p. 215-229, 1940.

ESPINOSA, E.S. Distúrbios nos ventos de leste no atlântico tropical. 127p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE. São José dos Campos. 1996.

FINK, A.H.; REINER, A. Spatio-temporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African squall lines in 1998 and 1999. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D11, 17 p., 2003. DOI: 10.1029/2002JD002816.

FRANK N.L. The ‘inverted-v’ cloud pattern – An easterly wave? **Monthly Weather Review** v. 97, n. 2, p. 130–140, 1969.

GOMES, H.B. Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro: Climatologia e Modelagem Numérica. 99 p. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 2012.

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D.L.; HODGES, K.; SILVA, B.F.P. Easterly Wave Disturbances over Brazil: An Observational Analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1-20, 2015. doi: 10.1155/2015/176238

HALL, B.A. Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **Meteorology Magazine**, v. 118, p. 175-181, 1989.

HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. D. Reidel Pub.Co., 455p., 1985.

HEWSON, T.D. Objective fronts. **Meteorological Applications**. v. 5, p. 37–65, 1998.

HODGES, K.I. A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2573-2586, 1994.

HODGES, K.I. Feature Tracking on the Unit Sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3458-3465, 1995.

HODGES, K.I. Adaptive Constraints for Feature Tracking. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 1362-1373, 1999.

HOUNSOU-GBO, G.A.; ARAUJO, M.; BOURLÈS, B.; VELEDA, D.; SERVAIN, J. Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability Along the Northeast Brazilian Coast. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1-13, 2015. doi :10.1155/2015/902084

JANIGA, M.A.; THORNCROFT, C.D. Regional differences in the kinematic and thermodynamic structure of African easterly waves. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, p. 1598-1614, 2013.

KAYANO, M. T. Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Viena, v. 83, p. 263-276, 2003.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. 1^a ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 213-233, 2009.

KILADIS, G.N.; WHEELER, M.C.; HAERTEL, P.T.; STRAUB, K.H.; ROUNDY, P.E. Convectively coupled equatorial waves. **Reviews of Geophysics**, v. 47, p. 1-42, 2009.

KOUADIO, Y. K., SERVAIN, J., MACHADO, L. A. T. and LENTINI, C. A. D. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. 1-16, 2012. doi:10.1155/2012/369567

KRISHNAMURTI, T.N., STEFANOVA, L. and MIRSA, V. **Tropical Meteorology: An Introduction**. Springer Atmospheric Sciences, New York, p. 121-142. 2013. doi: 10.1007/978-1-4614-7409-8_6

LAMB, H. **Hydrodynamics**. 6th Edition, Cambridge - England, Cambridge University Press, 738 pp., 1932.

LANCZOS, C. **Applied Analysis**. Prentice-Hall, 539 pp, 1956.

LEE, H.-T., Climate Algorithm Theoretical Basis Document (C-ATBD): Outgoing Longwave Radiation (OLR) - Daily. **NOAA's Climate Data Record (CDR) Program**, CDRP-ATBD-0526, 46 pp. 2014.

LUCENA, D.B., SERVAIN, J., GOMES FILHO, M.F. Rainfall Response in Northeast Brazil from Ocean Climate Variability during the Second Half of the Twentieth Century. **Journal of Climate**, v. 24, n. 23, p. 6174-6184, 2011.

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**, v. 11, p. 146-188, 2012. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v11i0.28699>.

MARENGO, J. A., NOBRE, C. A. Clima da Região Amazônica. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 197-212, 2009.

MATSUNO, T. Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 44, n. 1, p. 25-42, 1966.

MBELE-MBONG, J. Rainfall in West Central Africa. **Atmospheric Science Paper N° 222**, Colorado State University, 126 pp. 1974.

MEKONNEN, A., THORNCROFT, C.D. AIYYER A.R. Analysis of convection and its association with African easterly waves. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5405–5421, 2006.

MEKONNEN, A., ROSSOW, W. B. The interaction between deep convection and easterly waves over tropical North Africa: A weather state perspective, **Journal of Climate**, v. 24 p. 4276-4294, 2011

MERRITT, E. S. Easterly waves and perturbation, a reappraisal. **Journal of Applied Meteorology**, v. 3, p. 367-382. 1964.

MOLINARI, J.; KNIGHT, D.; DICKINSON, M.; VOLLARO, D.; SKUBIS, S. Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2699-2708, 1997.

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

MOTA, G.V. Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro. 92 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico – USP, São Paulo, 1997.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 38, n. 12, p. 2653–2675, 1981.

NEIVA, E. J. F. An investigation of wave-type disturbances over the Tropical South-Atlantic. 58 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Naval Post Graduate School, Monterey, California, USA. 1975.

NEVES, D. J. D., ALCANTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Estudo de Caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o Estado do Rio Grande do Norte - Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 31, n. 4, p. 490-505, 2016.

NOBRE, C. A., MOLION., L.C.B. The Climatology of Droughts and Drought Prediction. In: **Impacts of Climatic Variations on Agriculture**, v.2: Assesments in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N. T. Konijn (eds.), D. Reidel Pub. Co., 764p., 1988.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, **Journal of Climate**, vol. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; CAVALCANTI, E. P. Energia estática na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e variação sazonal de energia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.10, n.1, p.132–139, 2006.

NÓBREGA, R.S.; SOUZA, E.P.; CAVALCANTI, E.P. Energia estática na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e variação sazonal de energia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.10, n.1, p.132-139, 2006.

OLIVEIRA, C.P. Interação da Oscilação de Madden Julian com as Ondas de Leste Africanas e sua relação com a mudança dos padrões de ventos que atingem o Norte da América do Sul. 204 p. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 2013.

PEREIRA, R.C.G. Índices de Instabilidade na Ocorrência de Distúrbio Ondulatório de Leste no Nordeste do Brasil. 216 p., **Tese** (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2013.

PEREIRA, R.C.G.; CAVALCANTI, E.P. Regimes pluviométricos da região NE do Brasil: Uma análise dos dados climatológicos de 1961 a 1990 utilizando ACP. **Revista de Geografia (UFPE)** v. 31, n. 2, p. 248-257. 2014.

PONTES DA SILVA, B. F. Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas. 123 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2011.

RAMOS, R. P. L. Precipitation characteristics in the Northeastern Brazil dry region. **Atmospheric Science Paper** N° 224, Colorado State University, 56 pp. 1974.

REBOITA, M.S., DA ROCHA, R.P., AMBRIZZI, T., SUGAHARA, S. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3) **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7, p. 1331-1347.

RENNICK, M. A. The generation of African Waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.33, p.1955-1969, 1976.

RIBEIRO, R. E. P., ARAGÃO, M. R. S., CORREIA, M. F. Distúrbio Ondulatório de Leste e Linhas de Instabilidade: Impacto na Precipitação no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 4, p. 837-856, 2013.

RIEHL, H., **Waves in the easterlies and polar front in the tropics**. Chicago: Chicago University, Department of Meteorology, 79 p., 1945.

RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. McGraw-Hill, 392 pp., 1954.

ROBINSON, G. Environmental Systems Science Centre: 3-hourly High Resolution Brightness Temperature (BT) images. **NCAS British Atmospheric Data Centre**, 2013. <<http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c2112bdd5f0ad698e70be6ab54c9a2ac>>Último Acesso em 23/01/2018

ROSSBY, C.G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-centers of action. **Journal of Marine Research**, v. 2, n.1, p. 38-55. 1939

SAHA, S.; and Coauthors, The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015–1057. 2010a. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>

SAHA, S., et al. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 6-hourly Products, January 1979 to December 2010. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. 2010b. <https://doi.org/10.5065/D69K487J>. Último acesso: 19 de outubro de 2017.

SAHA, S., et al., updated daily. *NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products*. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. 2011 <https://doi.org/10.5065/D61C1TXF>. Último acesso: 19 de outubro de 2017.

SANTOS, A. H. M. Dos, ARAGÃO, M. R. da S., CORREIA, M. de F., ARAUJO, H. A. de, & 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.

SEMUNEGUS, H.; MEKONNEN, A.; SCHRECK III, C.J. Characterization of convective systems and their association with African easterly waves. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 4486-4492, 2017. DOI: 10.1002/joc.5085

SILVA, V. P. Estudo de Caso sobre Distúrbios Ondulatórios de Leste que Afetaram a Costa Leste do NEB. 73 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

SIMPSON, R. H.; FRANK, N.; SHIDELER, D.; JOHNSON, H.M. The Atlantic Hurricane Season of 1967. **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 251-259, 1968.

SOUZA, E. P. Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica. 121 p. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

STRANG, D. M. G. D. Climatological analysis of rainfall normal in Northeast Brazil. **Paper n.º IAE-M02/72**. (Disponível no Centro Tecnológico Aeroespacial, 12200, São José dos Campos, São Paulo, Brazil.) 29 pp – 1972.

SUGAHARA, S. Variação Anual da Frequência de Ciclones no Atlântico Sul. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. 2607-2612, 2000.

THORNCROFT, C., HODGES, K. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1166–1179, 2001.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case Studies of Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil Using the Eta Model. **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 225-235, 2011.

WHEELER, M.; KILADIS, G. N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 374–399, 1999.

YAMAZAKI, Y. Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais. 56 p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) - São José dos Campos, 1975.

YAMAZAKI, I; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of The Meteorological Society of Japan**, 55(2):205-207, 1977.

YANAI, M.; MARUYAMA, T.; NITTA, T.; HAYASHI, Y. Power spectra of large scale disturbances over the tropical Pacific. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.46, p.308-323, 1968.

ZENG, X.; LU, E. Globally Unified Monsoon Onset and Retreat Indexes. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2241–2248, 2004.

ZIPSER, E. J. and 22 co-authors, The Saharan Air Layer and the fate of African easterly waves - NASA's AMMA field study of tropical cyclogenesis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, p. 1137-1156. 2009.

Sites Consultados:

The COMET Program (2007):

<https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?currentPage=showAll&tab=3&id=997#.VKb9PIViko> – Acesso em 17/05/2015 – Figura 3 extraída do material do The Comet Program – MetEd.

Dados de reanálise CFSR:

[https://rda.ucar.edu/#!lfd?nb=y&b=proj&v=NCEP Climate Forecast System Reanalysis](https://rda.ucar.edu/#!lfd?nb=y&b=proj&v=NCEP%20Climate%20Forecast%20System%20Reanalysis)

Dados de Precipitação GPCP e ROLE:

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>

Série temporal da Oscilação Quase Bianual (QBO) e do Modo Meridional do Atlântico (AMM):

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>

Dados de Precipitação INMET:

<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>

Dados Temperatura de Brilho:

<http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c2112bdd5f0ad698e70be6ab54c9a2ac>

Imagens de satélite CPTEC/INPE:

<http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>

Imagens de satélite University of Dundee:

<http://www.sat.dundee.ac.uk/geobrowse/geobrowse.php>

Imagens de satélite EUMETSAT:

<http://pics.eumetsat.int/viewer/index.html>

Scripts em NCL do Filtro de Lanczos:

<https://www.ncl.ucar.edu/Applications/filter.shtml>

Scripts em ncl do *kf_filter*:

https://www.ncl.ucar.edu/Document/Functions/User_contributed/kf_filter.shtml

Dados de radiossondagens da *University of Wyoming*:

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>