



**Aspectos Termodinâmicos de um Vórtice Ciclônico
de Altos Níveis sobre a Região Nordeste do Brasil: um Estudo de Caso**
Thermodynamic Aspects of an Upper
Tropospheric Cyclonic Vortex in Northeast Region of Brazil: a Case Study

Rosaria Rodrigues Ferreira¹ & Enio Pereira de Souza²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-graduação em Ciências Climáticas, Campus Universitário, 1524, 59078-970, Lagoa Nova, Natal, RN, Brasil

²Universidade Federal de Campina Grande Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Rua Aprígio Veloso, 882 Universitário, 58429-900, Campina Grande, PB, Brasil

Emails: rosa.rf.mt@gmail.com; enio.souza@ufcg.edu.br

Recebido em: 16/04/2019 Aprovado em: 29/07/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_504_513

Resumo

Este trabalho descreve os aspectos termodinâmicos associados à atuação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) na Região Nordeste do Brasil, que ocorreu no período de 13 a 24 de janeiro de 2011. O foco é nos dias em que a borda do sistema esteve atuando em áreas da costa leste do Nordeste, sobre a cidade de Natal no Estado do Rio Grande do Norte. Dados de reanálises do European Centre for Medium-Range Forecast (ECMWF) foram utilizados para calcular a fonte aparente de calor (Q1) e o sumidouro aparente de umidade (Q2). Os resultados para a cidade de Natal mostraram que durante a atuação da borda do VCAN, Q1 e Q2 se mostraram bem correlacionados, indicando que o processo de formação de convecção profunda e a liberação de calor latente estavam acontecendo. A presença do VCAN ajustou o perfil atmosférico para uma estrutura adiabática saturada. Os valores da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) acima de 1000 Jkg⁻¹ e da Inibição Convectiva (CIN) abaixo de 10 Jkg⁻¹ registrados durante a atuação da borda do vórtice sobre Natal, serviram como indicativos da ocorrência de tempestades severas que causaram chuvas na região.

Palavras-chave: Índices de Instabilidade; Convecção; Chuva

Abstract

This work describes the thermodynamic aspects associated with an Upper Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV) in the Northeast Region of Brazil, which occurred in the period from January 13th to 24th, 2011. The focus is on the days when the edge of the system was acting on the areas of the east coast of Northeast Brazil, on the city of Natal in the state of Rio Grande do Norte. Data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) were used to calculate both the apparent heat source (Q1) and the apparent moisture sink (Q2). The results for the city of Natal show that during the life cycle of the UTCV edge Q1 and Q2 are well correlated, indicating that the process of forming deep convection and the corresponding latent heat release. The presence of the VCAN adjusted the atmospheric profile to a saturated adiabatic structure. Convective Available Potential Energy (CAPE) values above 1000 Jkg⁻¹ and Convective Inhibition (CIN) below 10 Jkg⁻¹ recorded during the occurrence of the vortex edge over Natal, served as indicators of severe storms that caused rain in the region.

Keywords: Instability Indices; Convection; Rain

1 Introdução

O regime de precipitação na região Nordeste do Brasil (NEB) é marcado por uma variabilidade espaço-temporal. A região NEB apresenta um acumulado anual acima de 1000 mm/ano na parte norte com chuvas concentradas no período de fevereiro a maio, no setor leste observa-se um padrão de chuvas acima de 1500 mm/ano que ocorrem no período de maio a agosto e, o Semiárido Nordestino apresenta acumulado anual abaixo de 500 mm/ano com ocorrências de chuvas no período de março a junho (Oliveira *et al.*, 2016). Essa característica climática depende em parte do tipo de sistema meteorológico que poderá estar atuando sobre a região (Gomes *et al.*, 2019).

O Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) é um sistema meteorológico classificado na escala sinótica, que pode influenciar as condições de tempo no NEB (Kousky & Gan 1981). Esse sistema de baixa pressão pode ser responsável pelas chuvas da pré-estação chuvosa na região, em que sua ocorrência é mais comum durante o mês de janeiro (Coutinho *et al.*, 2010; Palharini & Vila, 2017)

O VCAN pode ser definido como uma baixa pressão formada nos altos níveis da atmosfera, apresentando um centro mais frio, em relação a sua periferia (Frank, 1970; Ramirez *et al.*, 1999; Gan & Dal Piva, 2013). A parte que compreende a borda do vórtice possui movimentos ascendentes que podem contribuir para convecção na superfície, ao formar nuvens convectivas com forte instabilidade (Ferreira *et al.*, 2001; Fedorova *et al.*, 2017). Kousky & Gan (1981) sugeriram a hipótese de que a origem do VCAN poderia estar relacionada à intensificação do escoamento da Alta da Bolívia e do Cavado sobre o NEB em altos níveis. No entanto, algumas informações sobre outros aspectos do VCAN ainda são pouco conhecidas.

As chuvas esporádicas que ocorrem por conta da presença da borda de um VCAN tem grande importância para o NEB, principalmente para as áreas que são atingidas por eventos extremos de seca, a exemplo, o Semiárido Nordestino (Marengo *et al.*, 2016; Reboita *et al.*, 2017). Após um longo período de estiagem, as chuvas associadas ao VCAN podem

contribuir, por exemplo, para a recarga de mananciais e açudes que abastecem a população dessas áreas. Neste sentido, tornam-se importante pesquisas científicas, que busquem avaliar os efeitos da atuação de um VCAN sobre as condições de tempo na região NEB.

Diante do exposto, o objetivo desta pesquisa foi avaliar os aspectos termodinâmicos das nuvens associadas a um VCAN através da sua evolução temporal, por meio da análise de um evento de vórtice que ocorreu no mês de janeiro de 2011. Este VCAN foi escolhido para ser estudado, em razão da forte instabilidade que houve na costa leste da região NEB por conta de sua atuação.

2 Metodologia e Dados

2.1 Área de Estudo

A área de estudo desta pesquisa compreende a região NEB, por ser um local típico de atuação do VCAN. A base das análises que foram realizadas, tem foco no município de Natal capital do Estado do Rio Grande do Norte (Figura 1). A escolha desta cidade como ponto de estudo foi feita, levando em consideração o critério de disponibilidade de dados meteorológicos de superfície na estação meteorológica, que pertence ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

2.2 Dados

Foram utilizados dados atmosféricos do conjunto de reanálises do ERA-Interim pertencentes ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) (Dee *et al.*, 2011), com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ obtidos para o mês de janeiro de 2011.

O conjunto de dados de precipitação foi obtido através da estimativa de chuva pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (Kummerow *et al.*, 2000) e resolução temporal de 24 horas, para o mês de janeiro de 2011. Os dados de precipitação diária acumulada medidos *in situ*, foram da estação meteorológica de superfície da cidade de Natal pertencente ao INMET ($5^\circ 83' 73'' S$; $35^\circ 20' 76'' W$, conforme a Figura 1).

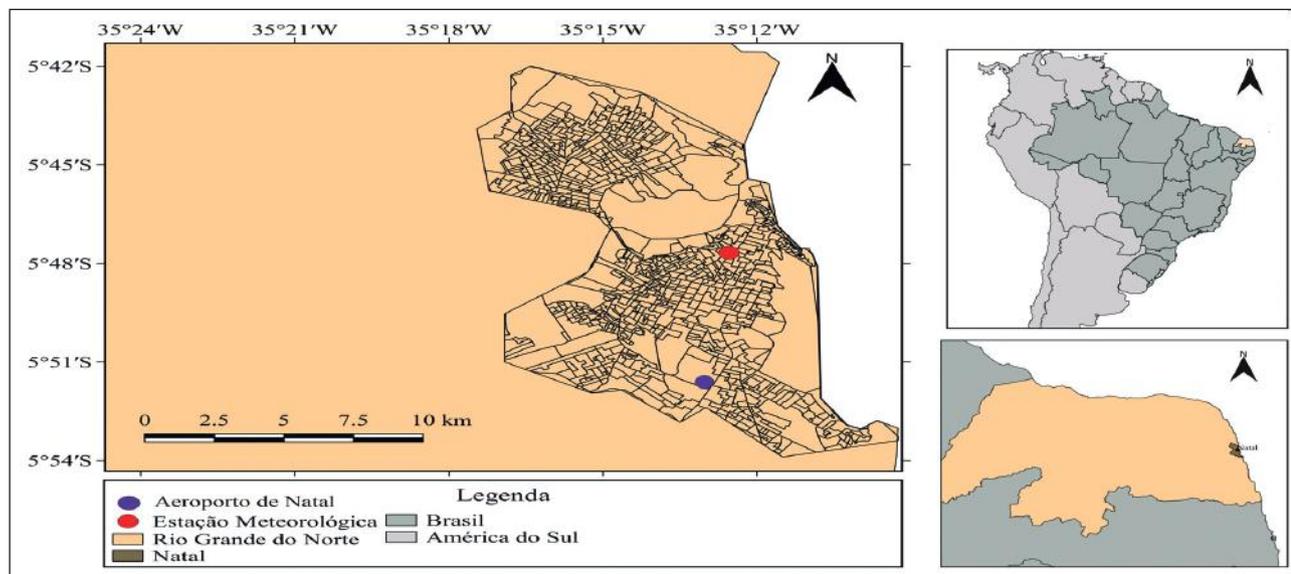


Figura 1 Área de estudo com a localização da estação meteorológica e da base aérea de Natal.

A análise sinótica do VCAN também contou com o uso de imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-12), do canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC. Essas imagens de satélite foram obtidas do banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/INPE).

Para avaliar a instabilidade atmosférica durante os dias de atuação do VCAN, foram utilizadas informações de radiossondagens de ar superior realizadas na base aérea de Natal (5°54'30"S; 35°14'57"W, conforme a Figura 1), obtidas do banco de dados da universidade norte americana de *Wyoming*.

2.3 Metodologia

O caso de VCAN escolhido para ser avaliado teve início no dia 13/01/2011 e se dissipou em 24/01/2011, como mostra a Figura 2 retirada do Boletim Climanálise do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE. Nesse boletim há o registro do monitoramento mensal dos casos de VCAN que ocorreram no mês de janeiro de 2011 (Figura 2). A avaliação sinótica e termodinâmica do VCAN compreendeu apenas o período de 18 a 21 de janeiro de 2011, pois durante esses dias a atmosfera da cidade de Natal esteve sob influência da borda do vórtice em altos níveis, o que contribuiu para convergência na superfície.

A justificativa para a escolha deste evento levou em consideração o critério definido por Ramirez *et al.* (1999), em que os autores descreveram que um VCAN intenso pode ter duração média acima de quatro dias, nos quais o posicionamento de sua borda sobre o continente pode contribuir para convecção. Deste modo, foi verificado que o VCAN escolhido apresentou estas características quanto ao posicionamento e duração.

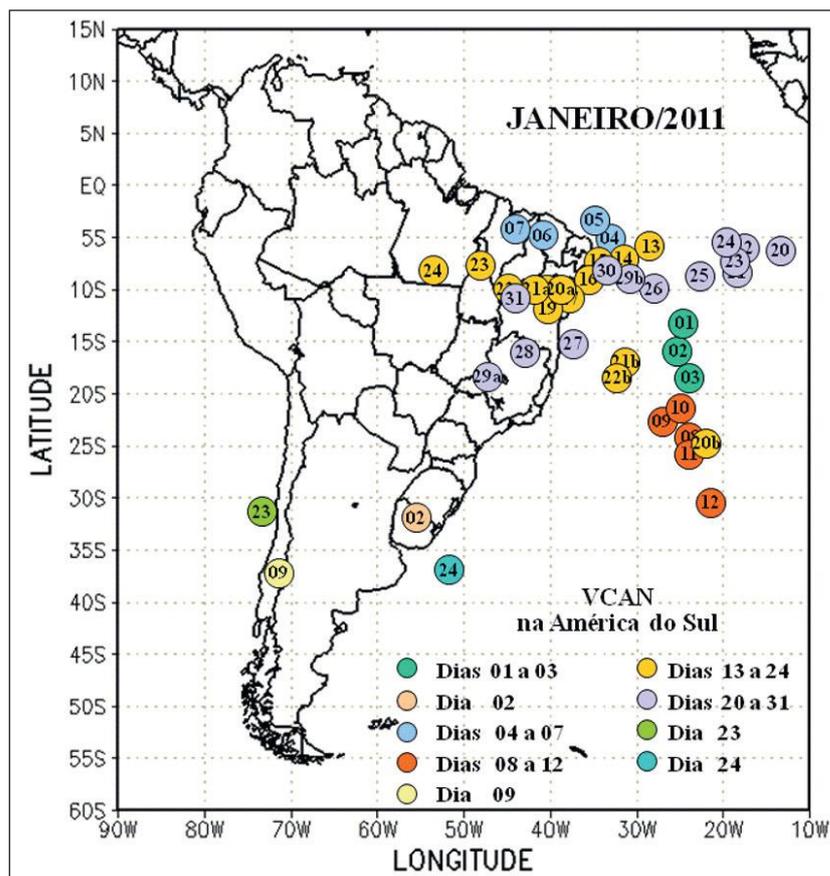
2.3.1 Parâmetros de Instabilidade Atmosférica

Como forma de analisar as condições termodinâmicas foi avaliada a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e a Inibição Convectiva (CIN). A CAPE representa um índice utilizado para computar a possibilidade de ocorrência de convecção em função das condições termodinâmicas de superfície e seu cálculo foi feito de acordo com a Equação 1:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_{VP} - T_V}{T_V} dz \quad (1)$$

em que, T_{vp} e T_v são a temperatura potencial virtual da parcela que experimenta uma ascensão adiabática úmida e a temperatura potencial virtual do ambiente, respectivamente; g é a aceleração gravitacional; NCE é o Nível de Convecção Espontânea; NE é o Nível de Equilíbrio. A unidade de medida do CAPE é Jkg^{-1} .

Figura 2 Posição dos centros dos VCAN com a indicação dos dias de atuação sobre a América do Sul, durante o mês de janeiro de 2011. O VCAN escolhido neste estudo está representado pelo círculo de cor amarela. Fonte: Boletim Climanálise, CPTEC.



A CIN corresponde à região dos primeiros níveis da atmosfera, na qual uma parcela em convecção está mais densa que o ar do ambiente e necessita, de um forçamento externo para elevá-la até o NCE (Williams & Rennó, 1993). Na disponibilidade de sondagens atmosféricas o CIN (também medido em Jkg^{-1}) pode ser obtido de forma semelhante à CAPE, porém, muda-se os limites de integração. Enquanto o CAPE vai do NCE até o NE, o CIN é integrado desde a superfície até o NCE, como mostra a Equação 2:

$$\text{CIN} = \int_{\text{SUP}}^{\text{NCE}} \frac{T_{\text{VP}} - T_{\text{V}}}{T_{\text{V}}} dz \quad (2)$$

2.3.2 Fonte Aparente de Calor e Sumidouro Aparente de Umidade

O estudo da energética do VCAN foi feito através da fonte aparente de calor (Q_1) e sumidouro aparente de umidade (Q_2), seguindo a metodologia

proposta por Yanai *et al.* (1973). Esse método diz que o balanço de energia e de umidade na atmosfera podem causar uma fonte aparente de calor e um sumidouro aparente de umidade, podendo ser escritos, respectivamente, como:

$$Q_1 \equiv \frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot s\vec{V} + \frac{\partial s\omega}{\partial p} \quad (3)$$

$$Q_2 \equiv L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\vec{V} + \frac{\partial q\omega}{\partial p} \right) \quad (4)$$

em que s é a energia estática seca ($s = C_p T + gz$); \vec{V} é o vetor velocidade horizontal; ω é a velocidade vertical média em coordenadas de pressão; q é a umidade específica do vapor de água; L é o calor latente de condensação.

3 Resultados

3.1 Análise Sinótica

A Figura 3 apresenta o padrão sinótico de posicionamento do VCAN sobre a região NEB atra-

vés das imagens de linha de corrente em 200 hPa e vorticidade relativa. Observou-se um alongamento e intensificação da Alta da Bolívia com centro em torno de 19°S ; 76°W no dia 18/01. Isso pode ter influenciado a amplificação do cavado sobre o NEB e o seu fechamento com giro ciclônico dando origem ao VCAN (Figura 3A). O centro do VCAN esteve com o núcleo assumindo mínimos de vorticidade relativa em torno de $-1,4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ a $-0,8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ localizados sobre o norte do Estado da Bahia no horário de 18:00 UTC, onde a sua borda atingiu os estados do Rio Grande do Norte, Pernambuco e Alagoas (Figura 3A). As variações de vorticidade relativa sobre o centro do vórtice no dia 19/01 (Figura 2B) mostram que ao longo do tempo o movimento ciclônico do VCAN foi intensificado.

Este caso de VCAN foi classificado como um vórtice de formação do tipo “Clássico”, baseado no modelo conceitual de formação de VCAN proposto

por Kousky & Gan (1981), pois sua origem se deu devido ao aumento da circulação ciclônica e fechamento do cavado sobre o NEB. Paixão & Gandu (2002) ressaltaram esse modelo conceitual de formação, ao afirmar que a origem de um VCAN situado na troposfera superior sobre a costa da região NEB, pode estar associada com a intensificação da Alta da Bolívia, através da propagação de calor latente em grande escala no escoamento do vento sobre a América do Sul durante o verão.

Alguns autores sugeriram que a presença de menores valores de vorticidade relativa geralmente são encontradas no núcleo do VCAN (Hirota *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2016). Desta forma, foi visto na Figura 3 o padrão dessa variável com valores abaixo de $-0,6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ na parte central do vórtice.

Através das imagens de satélite do canal infravermelho realçado (Figura 4) observou-se a distri-

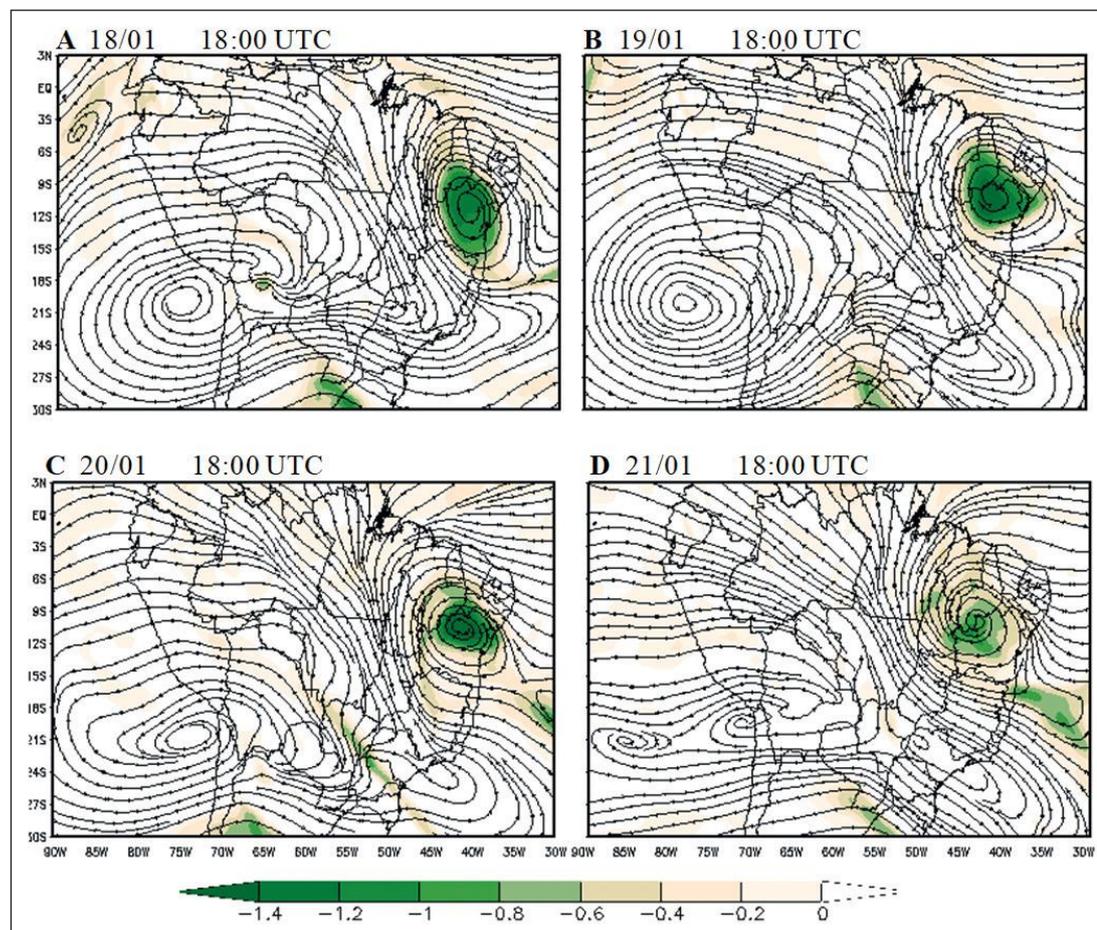


Figura 3 Linha de corrente em 200 hPa e vorticidade relativa representada pela cor sombreada (10^{-5}s^{-1}) construídas a partir de dados de reanálise do ERA-Interim, sempre no horário de 18:00 UTC.

A. 18/01;
B. 19/01;
C. 20/01;
D. 21/01.

buição espacial da nebulosidade sobre a região NEB e, também, que houve algumas áreas sem nebulosidade aparente, que podem ser vistas como as áreas de subsidência de ar frio e seco por conta do posicionamento do centro do VCAN. No dia 18/01 foi visto que algumas regiões possuíam nuvens de topo frio com temperatura em torno de -30°C sobre uma faixa que vai desde o sul do Estado do Ceará, oeste de Pernambuco e da Paraíba (Figura 4A).

A partir do dia 19/01 houve um aumento das áreas convectivas na superfície devido a atuação da borda do VCAN sobre a costa leste do NEB, em que esse padrão se manteve formado até o dia 21/01 (Figura 4D). Este evento de vórtice foi classificado como sendo um VCAN do tipo ‘úmido’ de acordo com Frank (1970), devido a presença de bastante nebulosidade assimétrica em torno de sua estrutura.

A Figura 5 apresenta o campo de precipitação espacial estimada pelo satélite TRMM com foco para região NEB durante o período de atuação do VCAN. Nota-se que ao longo do período quando a borda do vórtice esteve sobre a parte leste e norte do NEB nos dias 19/01, 20/01 e 21/01, a distribuição da precipitação apresentou valores acima dos 10 mm/dia, principalmente sobre os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e oeste de Pernambuco (Figura 5B, C, D).

O campo de precipitação reforçou a premissa de que a estrutura do VCAN teve movimentos inibidores de convecção em seu centro. Esse padrão foi ser visto nas áreas sobre parte do Estado da Bahia, onde nos dias 18/01 e 19/01 o centro do vórtice esteve atuando e reforçando a subsidência sobre o local (Figura 5A, B). Enquanto que na região da periferia do sistema, a atividade convectiva se mostrou intensa devido à presença de nuvens precipitantes.

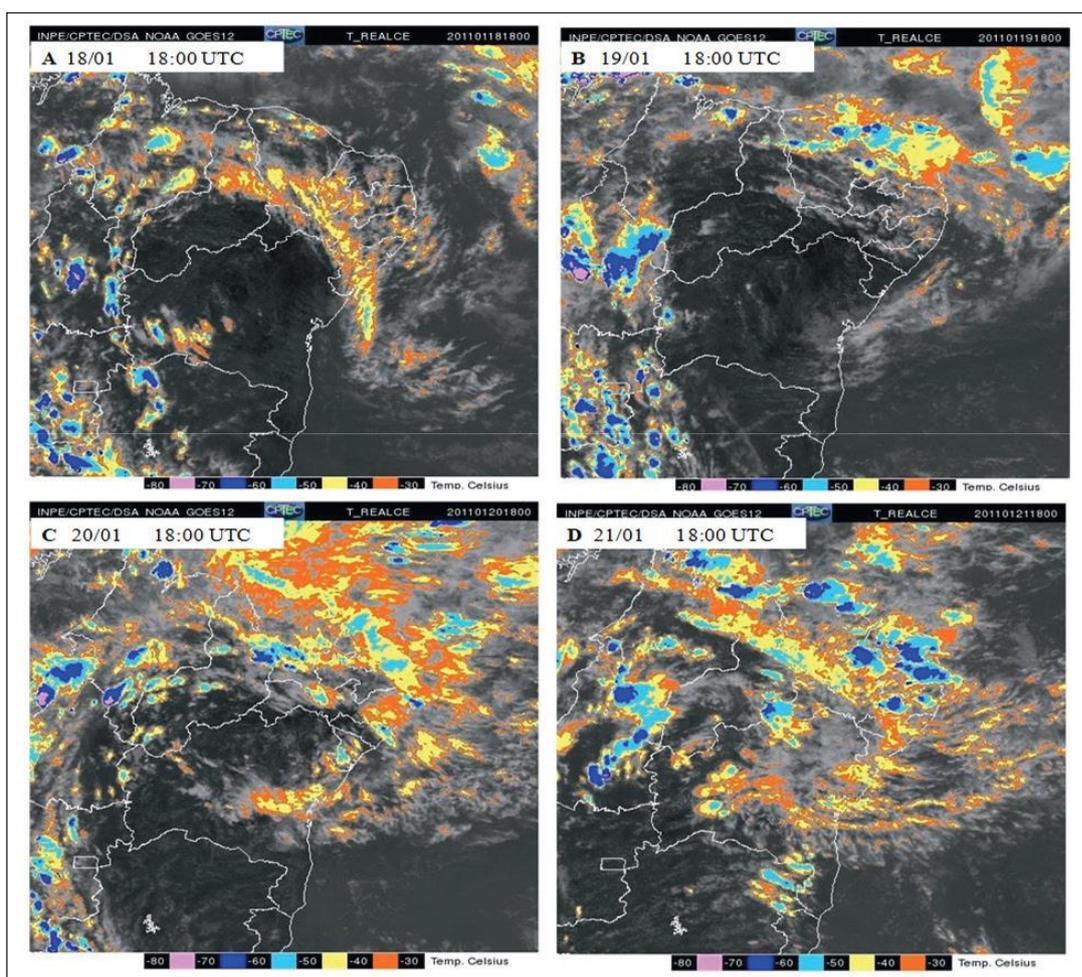


Figura 4 Imagens de satélite para o canal infravermelho realçado GOES-12 para cada dia de atuação do VCAN sobre a região NEB, sempre no horário de 18:00 UTC.
A. 18/01;
B. 19/01;
C. 20/01;
D. 21/01.

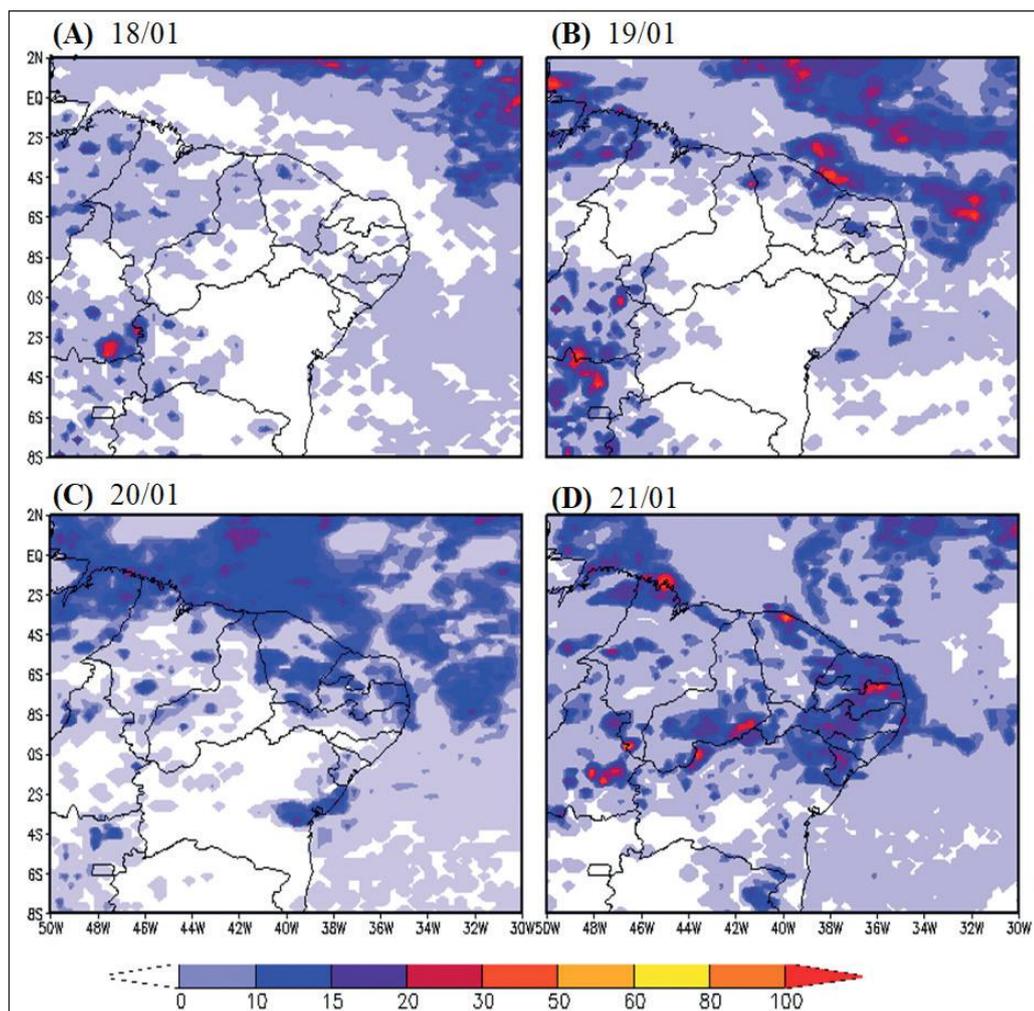


Figura 5 Distribuição espacial diária da precipitação (mm/dia) estimada pelo satélite TRMM. A 18/01; B. 19/01; C. 20/01; D. 21/01.

3.2 Avaliação Termodinâmica

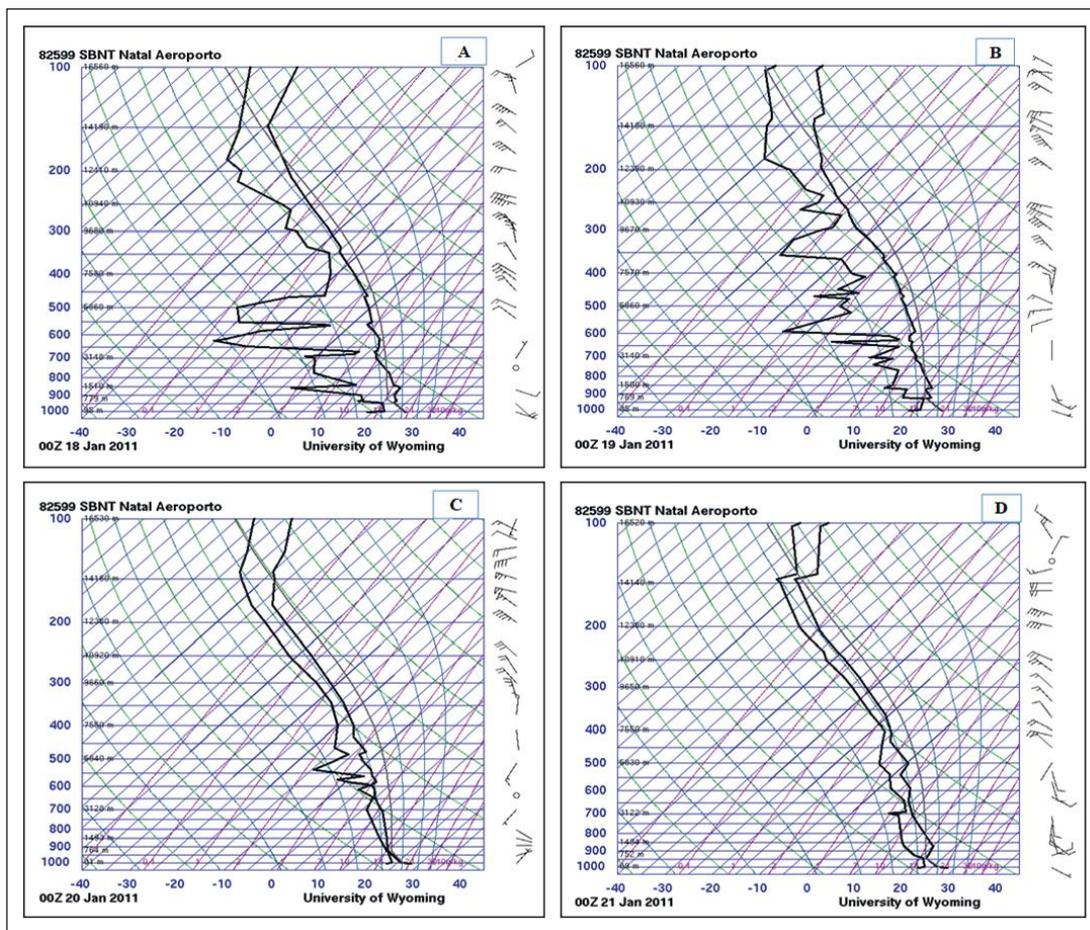
A Figura 6 apresenta a distribuição dos diagramas Skew-t LogP construídos com dados de radiossodagens realizadas na base aérea da cidade de Natal, como forma de avaliar as condições termodinâmicas da atmosfera local durante a atuação do VCAN. Dentre os componentes do diagrama observa-se a distribuição das isolinhas de temperatura do ar e temperatura de ponto de orvalho (linhas pretas e grossas), para o período de 18/01 a 21/01 no horário de 00:00 UTC. Foi possível fazer uma clara distinção entre os dias 18/01 e 19/01 (Figura 6A, B) e os dias 20/01 e 21/01 (Figura 6C, D). No dia 18/01, antes de a precipitação acontecer em Natal, a distribuição de umidade foi bastante variável, sugerindo a presença de nuvens não precipitantes sobre o local.

No dia 19/01, observou-se um aumento do conteúdo de umidade na atmosfera, visto por um aumento na temperatura do ponto de orvalho (Figura 6B).

Ainda em relação a Figura 6, pode-se verificar que nos dias 20/01 e 21/01, a troposfera ficou mais próxima da saturação (medida pela aproximação das curvas de temperatura do ar e do ponto de orvalho) e que, também, a precipitação ajustou o perfil de temperatura para se aproximar de uma distribuição pseudo-adiabática, o que pode ser visto pela tendência da curva de temperatura do ar se situar sobre uma adiábata saturada.

Os índices termodinâmicos serviram como bons indicadores das condições de estabilidade atmosférica. Desse modo, a Tabela 1 apresenta in-

Figura 6 Diagrama Skew-t LogP com as radiossondagens atmosféricas realizadas na base aérea de Natal (5°54'30"S; 35°14'57"W) com as isolinhas de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, no horário de 00:00 UTC. A. 18/01; B. 19/01; C. 20/01; D. 21/01.



formações em relação aos índices termodinâmicos CAPE, CIN e, também, mostra os dados de precipitação diária acumulada para a cidade de Natal. Valores de CAPE acima de 1000 Jkg^{-1} podem indicar uma condição de instabilidade atmosférica, com possível ocorrência de tempestades por conta do aumento da energia obtida pelo aquecimento da superfície (Wallace & Hobbs, 2006).

A Tabela 1 mostra que partir do dia 19/01 os valores de CAPE reforçaram o estado de instabilidade atmosférica para Natal, com valores de CAPE acima de 1000 Jkg^{-1} e valores de CIN abaixo de 10 Jkg^{-1} . O resultado desse padrão convectivo foi registrado nos acumulados de precipitação, a exemplo do dia 21/01 em que o valor de CAPE foi de $1092,0 \text{ Jkg}^{-1}$ e acumulado diário de precipitação foi de 10 mm.

A Figura 7 apresenta as variações de Q_1 e de Q_2 referentes à cidade de Natal (5°54'30"S; 35°14'57"W) desde o nível de 1000 até 100 hPa, du-

VARIÁVEL	18/01	19/01	20/01	21/01
CAPE (Jkg^{-1})	627,8	2937,4	1255,7	1092,0
CIN (Jkg^{-1})	2,6	1,9	3,5	9,4
PRECIPITAÇÃO (mm/dia)	0,3	5,8	28,5	10,0

Tabela 1 Distribuição das variáveis CAPE, CIN e precipitação diária acumulada para a cidade de Natal durante a atuação do VCAN.

rante o período de atuação do VCAN. Observando o período de 18 a 21 de janeiro, nota-se que a fonte de calor se mostrou com núcleos intensos em torno de 500-300 hPa, chegando até a 10 K/dia , nos dias em que a borda do VCAN esteve sobre o continente.

Os perfis de Q_1 e de Q_2 geralmente são dispostos como mostra a Figura 7. Nota-se que o perfil de Q_1 médio teve um máximo em torno de 400 hPa, enquanto que no perfil de Q_2 apresentou um máximo nos níveis mais baixos em torno de 800 hPa. De

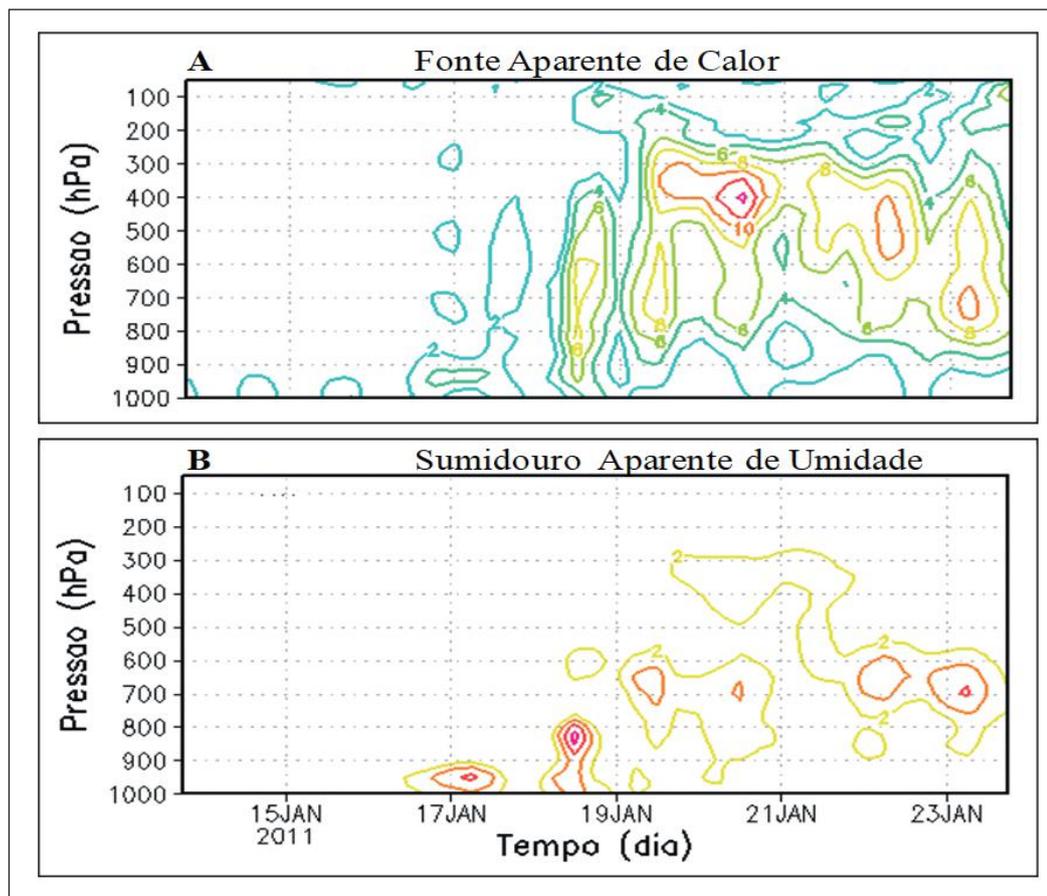


Figura 7 Distribuição temporal e vertical das variáveis: A. Fonte Aparente de Calor (Q_1); B. Sumidouro Aparente de Umidade (Q_2) para a cidade de Natal. A unidade de medida dessas variáveis é dada em K/dia.

acordo com Yanai *et al.* (1973), isso pode ser explicado pelo fato de que o calor quando é liberado em um nível, geralmente é transportado para cima pelas correntes ascendentes de ar. Dessa forma, os valores de Q_1 tem um aumento nos níveis mais altos da atmosfera. Em contrapartida a isso, no perfil de Q_2 há uma diminuição à medida que ascende na atmosfera, isso pode estar associado a um aquecimento devido ao processo de mudança de fase e liberação de calor latente. É importante ressaltar que a distribuição de Q_1 e Q_2 se aprofundaram na atmosfera do dia 18/01 ao 21/01. Essa distribuição corroborou o que foi discutido sobre o ajuste convectivo da atmosfera nas Figuras 6 A-D.

No caso da cidade de Natal, quando a sua atmosfera esteve sob influência da nebulosidade associada à borda do VCAN, a presença de convecção profunda esteve associada ao sumidouro da umidade, que foi convertida na precipitação acumulada (Tabela 1). Tang *et al.* (2016) chegaram a essa

mesma conclusão, quando encontraram valores de Q_1 e Q_2 negativos, ao concluir que esses indicadores poderiam estar associados a presença de nuvens não precipitantes, que se formaram quando a atmosfera esteve numa condição de forte estabilidade.

É importante saber que as nuvens precipitantes do tipo cumulos que foram encontradas na região da borda do VCAN, têm uma importante função na manutenção dos campos de temperatura e umidade na baixa troposfera, pois elas retiram a umidade dos baixos níveis e a transportam para os altos níveis, proporcionando um equilíbrio natural na estrutura termodinâmica da troposfera.

4 Conclusões

Neste trabalho foi possível concluir que o escoamento visto no conjunto de imagens de linha de corrente mostrou que o vórtice assumiu uma movimentação, com deslocamento do núcleo para as área

sul do NEB e isso favoreceu a convecção nas áreas mais ao norte da região, o que ocasionou uma inibição da convecção na parte em que seu núcleo esteve atuando e a formação de convecção em sua borda.

Em relação aos aspectos termodinâmicos do VCAN, foi mostrado que em um período de poucos dias, a atmosfera tende para um perfil adiabático saturado em virtude do mecanismo de distribuição de aquecimento e umedecimento da atmosfera, resultante da atividade de um sistema convectivo precipitante intenso.

Em termos de distribuição vertical através de Q_1 e Q_2 , os resultados mostraram que, as mudanças vistas na magnitude desses indicadores nos dias de movimentação do vórtice, ocorreram devido as variações de calor e umidade sobre o NEB. A análise dos índices de instabilidade atmosférica CAPE e CIN, durante a atuação do VCAN representaram bem a convecção e a supressão ocorrida nas áreas em que o vórtice se movimentou.

5 Agradecimentos

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de mestrado concedida ao primeiro autor (Processo nº 1505768) e também agradecem aos provedores dos dados utilizados na elaboração desta pesquisa, são eles: *ECMWF*; *INMET*; *INPE*; *TRMM* e Universidade de *Wyoming*.

6 Referências

Costa, R.L.; Souza, E.P. & Silva, F.D.S. 2014. Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29: 96–104.

Coutinho, M.D.L.; Gan, M.A. & Rao, V.B. 2010. Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região Tropical Sul: validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25: 311–323.

Dee, D.P.; Uppala, S.M.; Simmons, A.J., Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S., Andrae, U.; Balmaseda, M.A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; Bechtold, P.; Beljaars, A.; Van De Berg, L.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Delsol, C.; Dragani, R.; Fuentes, M.; Geer, A.J.; Haimberger, L.; Healy, S.B.; Hersbach, H.; Hólm, E.V.; Isaksen, I.; Kallberg, P.; Köhler, M.; Matricardi, M.; McNally, A.P.; Monge-Sanz, B.M.; Morcrette, J.; Park, B.K.; Peubey, C.; De Rosnay, P.; Tavolato, C.; Thépaut, J.N. & Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 137: 553–597.

Fedorova, N.; Santos, D.M.B.; Segundo, M.M.L. & Levit, V. 2017. Middle Tropospheric Cyclonic Vortex in Northeastern Brazil and the Tropical Atlantic. *Pure and Applied Geophysics*, 174:

397–411

Ferreira, N.J.; Lacava, C.I.V. & Sobral, Z.R. 2001. A climatological study of convective cloudbands in northeastern Brazil Part I: preliminary analysis. *Australian Meteorological Magazine*, 50: 105–113.

Frank, N.L. 1970. On the energetics of cold lows. In: SYMPOSIUM TROPICAL METEOROLOGY. *American Meteorological Society*, Boston, 1970, p.6.

Gan, M.A. & Dal Piva, E. 2013. Energetics of a Southeastern Pacific cut-off low. *Atmospheric Science Letters*, 14: 272–280.

Gomes, H.B.; Ambrizzi, T.; Silva, B.P.; Hodges, K.; Dias, P.L.S.; Herdies, D.L.; Silva, M.C.L.; Gomes, H.B. 2019. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical south atlantic. *Climate Dynamics*, 53: 1–19.

Hirota, N.; Takayabu, Y.; Masaya, K. & Arakane, S. 2016. Roles of an Atmospheric River and a Cutoff Low in the Extreme Precipitation Event in Hiroshima on 19 August 2014. *Monthly Weather Review*, 10: 190–210.

Kousky, V. & Gan, M.A. 1981. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33: 538–551.

Kummerow, C.; Simpson, J.; Thiele, O.; Barnes, W.; Chang, A. T. C.; Stocker, E.; Adler, R.F.; Hou, A.; Kakar, R.; Wentz, F.; Ashcroft, P.; Kozu, T. Hong, Y.; Okamoto, K.; Iguchi, T.; Kuroiwa, H.; IM, E.; Haddad, Z.; Huffman, G.; Ferrier, B.; Olson, W.S.; Zipser, E.; Smith, E.A.; Wilheit, T.T.; North, G.; Krishnamurti, T. & Nakamura, K. 2000. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. *Journal of Applied Meteorology*, 39: 1965–1982.

Marengo, J.A.; Torres, R.R. & Alves, L.M. 2016. Drought in Northeast Brazil-past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*, 124: 1–12.

Oliveira P.T.; Silva, C.M.S. & Lima, K.C. 2016. Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 125: 1–14.

Paixão, E.B. & Gandu, A.W. 2000. Caracterização do Vórtice Ciclônico de Ar Superior no Nordeste Brasileiro. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Rio de Janeiro, 2000. Resumos expandidos, p. 75–88.

Palharini, R.S.A. & Vila, A.D. 2017. Climatological Behavior Precipitating Clouds in the Northeast Regions of Brazil. *Advances in Meteorology*, 1-12.

Pinheiro, H.R.; Hodges, K.I. & Gan, M.A. 2016. A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 48: 541–559.

Ramirez, M.C.V.; Kayano, M.T. & Ferreira, N.J. 1999. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989. *Atmosfera*, 12: 75–88.

Reboita, M.S.; Campos, B. Santos, T.; Gan, M.A. & Carvalho, V.S.B. 2017. Análise sinótica e numérica de um VCAN no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 10: 041–059.

Tang, T.; Xie, S.; Zhang, Y.; Zhang, M.; Schumacher, C.; Upton, H.; Jensen, M.P.; Johnson, K.L.; Wang, M.; Ahlgrimm, M.; Feng, Z.; Minnis, P. & Thieman, M. 2016. Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon 2014/5 experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16: 4249–4264.

Wallace, J. & Hobbs, P. 2006. *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. California, Elsevier, 550 p.

Williams, E. & Rennó, N. 1993. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, 121: 21–36.

Yanai, M.; Esbensen, S. & Chu, J. H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal Atmospheric Scientific*, 30: 611–627.