



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADEMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**APLICAÇÃO DE UMA TEORIA TERMODINÂMICA NO ESTUDO  
DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O  
NORDESTE DO BRASIL**

**RAFAELA LISBOA COSTA**

**CAMPINA GRANDE – PARAÍBA**

**2012**

**RAFAELA LISBOA COSTA**

**APLICAÇÃO DE UMA TEORIA TERMODINÂMICA NO ESTUDO  
DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O  
NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub – Área: Sinótica/ Dinâmica da Atmosfera

**CAMPINA GRANDE – PARAÍBA**

**FEVEREIRO DE 2012**

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

L769a Costa, Rafaela Lisboa  
Aplicação de uma Teoria Termodinâmica no Estudo de um Vórtice  
Ciclônico de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil / Rafaela Lisboa Costa.  
- Campina Grande, 2012.  
69f.: il. Color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de  
Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.  
Referências.

1. Convecção Atmosférica. 2. VCAN. 3. Teoria da Máquina Térmica.  
4. BRAMS. I. Título.

CDU 551.5 (812/813) (043)

RAFAELA LISBOA COSTA

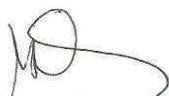
APLICAÇÃO DE UMA TEORIA TERMODINÂMICA NO ESTUDO DE UM  
VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 16/02/2012

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profª. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA  
Programa Nacional de Pós-Doutorado  
Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

*Dedico este trabalho ao meu avô, Antônio Alves Lisboa (in memorium), por todos os ensinamentos dedicados a mim.*

## AGRADECIMENTOS

*Primeiramente a Deus pelas alegrias e pela força para enfrentar os obstáculos e pelas oportunidades oferecidas para o enriquecimento de meu aprendizado.*

*Ao professor Enio Pereira de Souza pela orientação eficaz e sempre constante, pela amizade, por ter acreditado em mim e na minha capacidade e por todos os conselhos e ensinamentos durante o Curso.*

*Aos meus pais, Vera e Ari, por todos os sacrifícios feitos para me proporcionar uma boa educação, pelos ensinamentos, conselhos, amor e dedicação e a minha irmã Isabele, pelo carinho retribuído.*

*A toda minha família pela paciência, amor, carinho, apoio e compreensão em todos os momentos.*

*A todos os amigos e colegas do curso de Meteorologia, em especial a Fabrício Daniel, Herika, Roni Valter, Edvânia, Roberto Alan, Everson, Fernanda e Soetânia, que se tornaram verdadeiros amigos dando todo o apoio em todos os momentos.*

*Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande (DCA – UFCG) que foram fundamentais em meu aprendizado durante a vida acadêmica.*

*A Divanete, secretária da Pós-Graduação em Meteorologia, pela sua dedicação, paciência e ajuda em todos os momentos.*

*À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro.*

*A todos que contribuíram para a realização deste trabalho e a conclusão do curso.*

## RESUMO

Este trabalho teve como objetivo principal simular um evento de Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) ocorrido sobre o Nordeste do Brasil e aplicar a teoria da máquina térmica com o intuito de analisar um dos mecanismos de manutenção desses sistemas. A teoria da máquina térmica, baseada na segunda lei da termodinâmica, foi utilizada para calcular a diferença de pressão existente entre dois pontos localizados na área do VCAN, o centro e a periferia, respectivamente. O modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) simulou bem o evento ocorrido no período de 10 a 21 de janeiro de 2011, mostrando uma maior intensidade deste evento no período de 16 a 19 de janeiro de 2011. As variáveis meteorológicas analisadas, velocidade vertical, precipitação e temperatura potencial equivalente, mostraram-se intensos nos primeiros dias analisados, sendo observado um enfraquecimento e, logo em seguida, uma intensificação. A teoria da máquina térmica apresentou-se como uma ferramenta capaz de ser utilizada no estudo dos VCANs, mostrando boa concordância com as simulações realizadas com o modelo.

**Palavras chave:** Convecção Atmosférica, VCAN, Teoria da Máquina Térmica, BRAMS

# **AN APPLICATION OF A THERMODYNAMIC THEORY TO STUDYING AN UPPER-TROPOSPHERIC CYCLONIC VORTEX OVER NORTHEAST BRAZIL.**

## **ABSTRACT**

In this work we study an upper-tropospheric cyclonic vortex (UTCV) that occurred on Northeast Brazil. We used the heat-engine theory to analyze one of the mechanisms responsible for the maintenance of these systems. The heat-engine theory based on the second law of thermodynamics was used to estimate the pressure drop between two points located at the vortex's center and periphery respectively. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) model simulated quite well an UTVC that occurred between 10 and 21 January 2011. We analyzed the time period between 16 and 19 January for the vortex presented a better configuration during these days. Through the analyze of some meteorological variables, namely vertical velocity, precipitation and equivalent potential temperature, we could see that the vortex is intense at the beginning, then weakens, and intensifies again at the end of the analyzed period. We concluded that the heat-engine theory is a powerful tool for studying UTVC since its results show good agreement with the model results.

**Key words:** Atmospheric Convection, UTVC, Heat-Engine Theory, BRAMS

# SUMARIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRAFICA.....</b>	<b>16</b>
<b>2.1. Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.....</b>	<b>16</b>
<b>2.2. A teoria da máquina térmica .....</b>	<b>19</b>
<b>2.3. O uso dos modelos atmosféricos.....</b>	<b>22</b>
<b>3. MATERIAIS E METODOLOGIA.....</b>	<b>24</b>
<b>3.1. Descrição do modelo utilizado.....</b>	<b>24</b>
<b>3.2. Descrição do Esquema Arakawa – Schubert (AS) .....</b>	<b>24</b>
<b>3.3. Descrição do Esquema Grell .....</b>	<b>26</b>
<b>3.4. Teoria da máquina térmica .....</b>	<b>28</b>
<b>3.5. Índices estatísticos .....</b>	<b>32</b>
<b>3.6. Descrição das simulações.....</b>	<b>36</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>38</b>
<b>4.1. Caracterização do ambiente sinótico .....</b>	<b>38</b>
<b>4.2. Análise dos parâmetros meteorológicos.....</b>	<b>42</b>
<b>4.3. Aplicação da teoria da máquina térmica.....</b>	<b>51</b>
<b>5. CONCLUSÕES .....</b>	<b>60</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>62</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Esquema da seção transversal de um VCAN .....	16
<b>Figura 2</b> – Idealização da convecção atmosférica: Um conjunto de sistemas convectivos em equilíbrio radiativo-convectivo .....	20
<b>Figura 3</b> - Esboço da circulação convectiva de um vórtice, sem escala .....	30
<b>Figura 4</b> – Localização geográfica dos pontos analisados no estudo: centro (ponto A) e periferia (ponto B) do VCAN.....	37
<b>Figura 5</b> - Linhas de corrente em 200 hPa, em 16/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) .....	39
<b>Figura 6</b> - Linhas de corrente em 200 hPa, em 17/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) .....	39
<b>Figura 7</b> - Linhas de corrente em 200 hPa, em 18/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) .....	40
<b>Figura 8</b> - Linhas de corrente em 200 hPa, em 19/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) .....	40
<b>Figura 9</b> - Linhas de corrente em 200 hPa, em 20/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) .....	41
<b>Figura 10</b> – Variação do geopotencial para o período de 16 a 20 de janeiro de 2011 para a latitude de 9°S em 200 hPa.....	42
<b>Figura 11</b> - Velocidade vertical (w) em cm/s simulada sobre o Nordeste no dia 16 de janeiro, às 00h00 UTC, no nível de 500 hPa.....	43
<b>Figura 12</b> – Evolução da velocidade vertical (cm/s) simulada em perfil vertical sobre (9°S, 37°W) .....	43
<b>Figura 13</b> – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 16 de janeiro.....	44
<b>Figura 14</b> – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 17 de janeiro.....	45
<b>Figura 15</b> – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 18 de janeiro.....	45

<b>Figura 16</b> – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 19 de janeiro.....	46
<b>Figura 17</b> – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 20 de janeiro.....	46
<b>Figura 18</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 16 de janeiro sobre a região NEB .....	48
<b>Figura 19</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 17 de janeiro sobre a região NEB .....	49
<b>Figura 20</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 18 de janeiro sobre a região NEB .....	49
<b>Figura 21</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 19 de janeiro sobre a região NEB .....	50
<b>Figura 22</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 20 de janeiro sobre a região NEB .....	50
<b>Figura 23</b> – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da $\theta_e$ sobre 9°S (b) para o dia 21 de janeiro sobre a região NEB .....	51
<b>Figura 24</b> – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 16 de janeiro .....	52
<b>Figura 25</b> – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 17 de janeiro .....	53
<b>Figura 26</b> – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 18 de janeiro .....	53
<b>Figura 27</b> – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 19 de janeiro .....	54
<b>Figura 28</b> – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W).....	54

<b>Figura 29</b> – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 16 de janeiro de 2011.....	56
<b>Figura 30</b> – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 17 de janeiro de 2011.....	56
<b>Figura 31</b> – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 18 de janeiro de 2011.....	57
<b>Figura 32</b> – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 19 de janeiro de 2011.....	57
<b>Figura 33</b> – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o período de 16 a 19 de janeiro de 2011.....	59

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Coeficiente de correlação estatística, ou coeficiente de correlação de Pearson. .....	35
<b>Tabela2.</b> Índices estatísticos analisados: Coeficiente de determinação ( $R^2$ ), coeficiente de correlação ( $r$ ), erro absoluto (EA) e erro quadrático médio (EQM) .....	58
<b>Tabela 3.</b> Parâmetros obtidos através do teste t-Student para os dias analisados.....	59

## LISTA DE SIGLAS

AB – Alta da Bolívia

ASAN – Alta Subtropical ou Semipermanente do Atlântico Norte

ASAS – Alta Subtropical ou Semipermanente do Atlântico Sul

BRAMS – Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System

CAPE – Convective Available Potential Energy

CLP – Camada Limite Planetária

DOL – Distúrbio Ondulatório de Leste

ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

OAT – Oceano Atlântico Tropical

MCG – Modelo Climático Global

NCAR – National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

NEB – Nordeste do Brasil

RAMS – Regional Atmospheric Modeling System

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ZCA – Zona de Confluência dos Alísios

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

## 1. INTRODUÇÃO

A alta variabilidade da precipitação em várias escalas de tempo e espaço caracteriza o tempo e o clima da região Nordeste do Brasil (NEB) (Aragão et al., 2007; Riehl, 1979; Trewartha, 1961). A variabilidade interanual é de particular importância porque uma sequência de anos com precipitação abaixo da normal leva à condição de grave seca na região (Aragão, 2007; Roucouet al., 1996; Rao et al., 1995, 1986). Por outro lado, a variabilidade interanual também contribui para as inundações que ocorrem durante os anos chuvosos (Aragão, 2007; Rao et al., 1997).

Ao longo dos anos, várias pesquisas têm sido realizadas para compreender essas variabilidades sazonais e interanuais do clima do NEB, numa tentativa de entender as frequentes ocorrências de secas e enchentes que ocorrem nesta região (Kousky e Gan, 1981). Essa é uma área, dentre as regiões da América do Sul, onde os sinais da variabilidade intrassazonal são mais evidentes.

As chuvas do NEB são influenciadas por vários sistemas meteorológicos, de diferentes escalas espacial e temporal. Está sob a influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN), e do cavado equatorial, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o clima da região. Os ventos de baixos níveis associados aos ASAS e ASAN são os ventos alísios de sudeste e de nordeste, respectivamente. No eixo do cavado equatorial está a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujas variações na posição e intensidade estão diretamente relacionadas às alterações no posicionamento e intensidade dos anticiclones.

As circulações atmosféricas regionais e os sistemas sinóticos atuantes no NEB podem ter origem externa ou interna à região, e constituem os principais fatores dinâmicos que determinam a precipitação sazonal (Kayano et al. 2004). A precipitação nessa região depende do sistema atuante, pois apresenta má distribuição temporal de um ano e grande variabilidade espaço-temporal (Costa, 2009). Os quatro principais sistemas meteorológicos causadores dessas intensas precipitações são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é responsável pelas precipitações que ocorrem no centro norte da região; os Sistemas Frontais que provocam chuva no centro sul, os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) responsáveis pelas chuvas na costa leste do NEB e os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

(VCANs), que produzem chuvas, principalmente, na parte norte da região NEB (Lima, 2009).

Durante o verão no Hemisfério Sul, meses de dezembro a fevereiro, a alta troposfera na América do Sul é caracterizada por uma circulação anticiclônica quase estacionária sobre a Bolívia, conhecida como Alta da Bolívia, e um cavado profundo localizado a leste da costa do NEB e sobre o Oceano Atlântico adjacente (Mishra et al., 2001, Newell et al., 1972). A costa leste do NEB é uma região de frequente ocorrência de distúrbios ciclônicos de escala sinótica durante os meses de verão. Esses distúrbios são conhecidos como Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), principais sistemas que influenciam diretamente o tempo na região tropical, especialmente o Nordeste do Brasil (NEB) e também em partes da região Sul e Sudeste do Brasil. Eles podem ser definidos como sistemas com núcleo de baixa pressão em escala sinótica, formados inicialmente na alta troposfera podendo se estender a níveis inferiores e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (Costa, 2009; Kousky e Gan, 1981).

Amplamente estudados, os VCANs são classicamente conhecidos como sistemas ambíguos, pois, se por um lado são capazes de produzir grandes totais pluviométricos devido à atuação da convecção gerada ao longo de sua periferia, por outro, podem inibir drasticamente a formação de nuvens devido o movimento descendente de ar frio e seco no seu centro (Costa, 2009). Esse potencial em influenciar fortemente o regime pluviométrico de uma localidade em um curto espaço de tempo faz com que ele seja classificado como um sistema extremamente importante independente da região em que atue.

No intuito de melhor compreender sobre os vários sistemas meteorológicos atuantes por todo o globo, mais precisamente os sistemas atuantes no Brasil, são utilizados inúmeros métodos. A utilização de modelos atmosféricos tem sido aceita como uma das ferramentas importantes na análise e previsão dos vários eventos meteorológicos ocorrentes. Além da utilização dos modelos numéricos atmosféricos, o uso de teorias capazes de se analisar esses eventos meteorológicos é uma prática bastante aceita.

Utilizada em vários estudos, como de Emanuel (1986) e Rennó e Ingersoll (1996), a teoria da máquina térmica, baseada no princípio da máquina de Carnot, é bastante utilizada a fim de se compreender sobre os mecanismos de formação desses sistemas. Com o uso desta teoria, foi possível explicar a circulação geral da atmosfera (Lorenz, 1967), a

convecção atmosférica natural, sistemas como furacões e trombas d'água (Rennó e Ingersol, 1996; Rennó et al. 1998 e Rennó e Bluestein, 2001), assim como, a formação de circulações termodinamicamente forçadas em superfícies heterogêneas (Souza, 2000).

Desta forma, tendo em vista as várias aplicações desta teoria, o presente trabalho tem por objetivo principal aplicar a teoria da máquina térmica na análise de um evento de VCAN sobre a região Nordeste do Brasil (NEB), com o intuito de se compreender o mecanismo termodinâmico de manutenção desses sistemas meteorológicos.

Os Objetivos Específicos são:

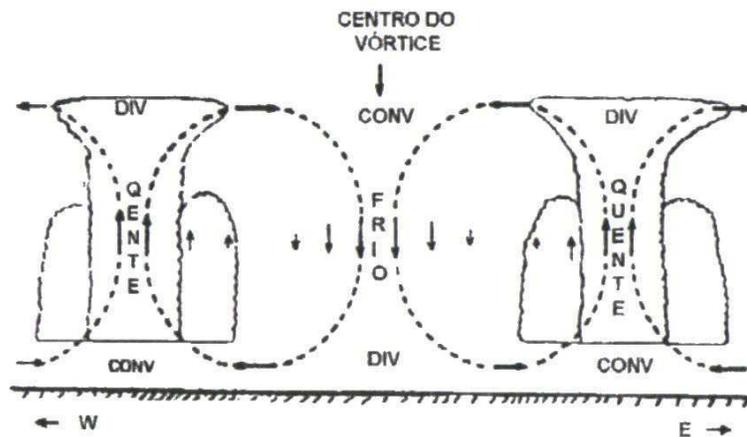
- Simular um evento de VCAN utilizando o modelo atmosférico *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS (Freitas et al. 2007), analisando, principalmente, a área de atuação, influência e a intensidade deste evento;
- Analisar a convecção atmosférica associada ao VCAN aplicando a teoria da máquina térmica e verificar se essa teoria é capaz de explicar parte da manutenção termodinâmica desse sistema.

## 2. Revisão Bibliográfica

### 2.1. Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

O Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) é um dos sistemas meteorológicos observados nos trópicos e subtropicais que há anos tem despertado a atenção dos meteorologistas (Valverde Ramirez, 1996). Inúmeros estudos são realizados todos os anos na intenção de se compreender cada vez mais sobre a formação, manutenção e dissipação desses sistemas.

Os VCANs consistem em sistemas atmosféricos de baixa pressão, de escala sinótica, que se formam na alta troposfera, geralmente sobre o Oceano Atlântico. Ocorrem principalmente nos meses de primavera, verão e outono, com maior frequência de ocorrência observada no mês de janeiro. Principais causadores de intensa precipitação, os VCANs são caracterizados por uma circulação fechada que possui um centro mais frio que sua periferia (Kousky e Gan, 1981). Possuem uma área de nebulosidade em forma de arco, na qual essa estrutura indica a existência de uma área de subsidência no centro do vórtice e uma grande área de convecção na sua periferia (Figura 1). Na literatura, esses sistemas são também conhecidos como: baixas desprendidas, ciclones subtropicais da alta troposfera ou baixas frias.



**Figura 1** - Esquema da seção transversal de um VCAN (Fonte: Kousky e Gan, 1981).

Os VCANs, durante seu ciclo de vida, podem se deslocar para leste, oeste ou permanecerem estacionários por alguns dias. Além disso, são caracterizados por possuírem movimentos regulares e irregulares. Quando se deslocam para oeste, os VCANs são mais intensos, estendendo-se da alta até a média troposfera. Quando o deslocamento é para leste, o escoamento atmosférico apresenta uma configuração mais meridional e o cavado na vizinhança do NEB torna-se alongado na direção noroeste/ sudeste.

Os VCANs podem se originar tanto nos subtropicais quanto nos trópicos, sendo, assim, conhecidos como vórtices dos tipos: Palmén e Palmer, respectivamente. Os vórtices do tipo Palmén se originam em latitudes extratropicais quando bolsões de ar frio associados a extensos cavados no ar superior se desprendem e são confinados no lado equatorial da corrente média dos ventos de oeste (Valverde Ramirez, 1996; Palmén, 1949). Os vórtices do tipo Palmer são os vórtices típicos do NEB. Ocorrem nos trópicos principalmente nos meses de verão e raramente são observados no inverno. Ocasionalmente, esses sistemas de baixa pressão na alta troposfera intensificam-se para baixo na vertical. Esses tipos de vórtices podem permanecer estacionários nos trópicos por um longo tempo.

Uma das causas para a formação dos VCANs do NEB é a intensificação da crista localizada sobre a região Sudeste do Brasil, esta associada à Alta da Bolívia (AB), em razão da grande quantidade de calor latente liberado pela convecção organizada ao longo de uma frente fria localizada no sul da região Sudeste. Rao e Bonatti (1987) sugerem que a formação dos VCANs envolve processos termodinâmicos como a liberação de calor latente de condensação e a variação diurna da intensidade do anticiclone sobre o continente sul americano além da instabilidade barotrópica.

Na região da periferia dos VCANs, uma área de intensa atividade convectiva pode ser observada. Essa área apresenta-se com maior evidencia no lado oeste desses sistemas, quando eles se deslocam para dentro do continente. Isso faz com que as áreas do NEB que estão sob a atuação da borda oeste desses sistemas sofram mais com as intensas precipitações.

De acordo, ainda, com a configuração de nebulosidade dos VCANs, esses sistemas também podem ser classificados em vórtices “úmidos” e “secos”, dependendo da nebulosidade associada. Os vórtices “secos” estão confinados na média e alta troposfera,

possuem pouca nebulosidade, e são caracterizados por apresentarem movimentos verticais descendentes no centro e movimentos ascendentes intensos no seu flanco oeste. Já os vórtices “úmidos” podem atingir a baixa troposfera, possuindo bastante nebulosidade. Essa nebulosidade apresenta-se bem configurada no setor leste do vórtice, podendo ser visualizada em imagens de satélite tanto no canal infravermelho quanto no canal do vapor d’água.

Kousky e Gan (1981) realizaram um estudo sobre os processos de formação, a climatologia e a dinâmica dos VCANs, atuantes na região NEB, para uma melhor compreensão sobre a intensidade e período de ocorrência deste evento. Eles observaram que os VCANs que penetram sobre o NEB são vórtices de origem tropical que se originam acima de 9000 m em baixas latitudes, podem permanecer na região por longos períodos e possuem deslocamento irregular, movendo-se tanto para leste quanto para oeste, podendo, também, permanecer quase estacionários. No estudo dinâmico, foi utilizada como ferramenta a equação da vorticidade, analisando o balanço de vorticidade e vorticidade relativa, entre outros fatores. Os autores, com a utilização de imagens de satélite, também propuseram um modelo conceitual para ilustrar a estrutura vertical desses vórtices. De acordo com esse modelo, observou-se a presença de convergência no centro do vórtice na alta troposfera, movimentos verticais subsidentes no setor frio e divergência na baixa troposfera.

Com o intuito de melhor compreender e reafirmar as análises já feitas por Kousky e Gan (1981), Costa (2009) realizou um estudo sobre a estrutura tridimensional dos VCANs e procedeu uma análise sobre o seu ciclo de vida, a fim de contribuir para o esclarecimento sobre o principal mecanismo de formação, manutenção e dissipação desses sistemas. Para esse estudo, foram utilizados dados diários do NCEP, do período de julho de 1999 a fevereiro de 2009. Ele utilizou, também, imagens de satélite dos canais Infravermelho (IR) e do vapor d’água, disponibilizadas pelo CPTEC/INPE. Foram utilizadas as equações da vorticidade, com o objetivo de avaliar a aparente conservação de vorticidade absoluta e quais termos da equação predominam, e da energia termodinâmica, para estudar os processos de resfriamento do núcleo e aquecimento da periferia do VCAN. A realização desse estudo resultou em uma validação dos resultados obtidos por Kousky e

Gan (1981). Costa (2009) mostrou, ainda, que há incertezas sobre o principal mecanismo de formação, manutenção e dissipação desses sistemas.

Valverde Ramirez (1996) observou os padrões climáticos dos VCANs que ocorrem no NEB e sobre o Oceano Atlântico Tropical (OAT), utilizando imagens de satélites meteorológicos e análises diárias do modelo de previsão de tempo do ECMWF. Em seu estudo, Valverde Ramirez (1996) mostra que os VCANs são mais intensos em anos de El Niño e a origem desse tipo de sistema está associada à amplificação da crista associada à Alta da Bolívia (AB).

Mishra et al. (2001) investigaram a estrutura e evolução de um vórtice incorporado ao escoamento de grande escala e observaram, também, a evolução do escoamento de grande escala antes da formação do vórtice. Nesse estudo, foram utilizados dados de reanálises do NCEP/ NCAR do nível de 200 hPa, às 1200 UTC para o período de 01 a 10 de janeiro de 1993, e as variáveis analisadas foram o vento zonal e meridional ( $u$ ,  $v$ ), temperatura ( $T$ ) e a altura geopotencial ( $h$ ). Eles sugerem que a instabilidade barotrópica do escoamento, associada ao cisalhamento meridional, seria um possível mecanismo de formação dos VCANs.

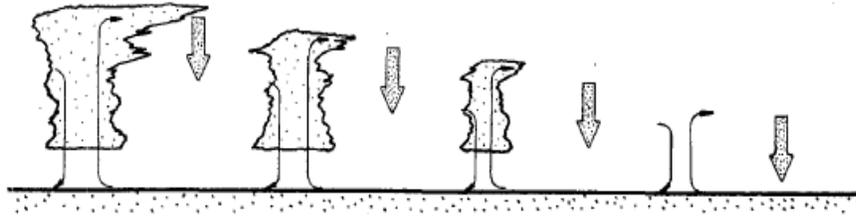
## **2.2. A Teoria da máquina térmica**

Atualmente existem várias ferramentas que podem ser utilizadas para se estudar sistemas meteorológicos. Uma dessas ferramentas é a utilização de teorias termodinâmicas a fim de se compreender os mecanismos de funcionamento desses sistemas como, por exemplo, a teoria da máquina térmica, baseada no princípio da máquina de Carnot.

Uma máquina térmica é definida como um mecanismo que transforma calor em trabalho. Segundo Woolard (1926), a atmosfera age como uma máquina térmica gigante, transformando energia radiante do Sol em energia para “alimentação” dos fenômenos meteorológicos. De acordo com o autor, o reservatório quente da máquina térmica atmosférica seriam as áreas do planeta que recebem mais energia do Sol e, conseqüentemente, se aquecem mais, como os trópicos; já o reservatório frio seriam aquelas regiões bem mais frias do planeta onde há perda de calor, ou seja, os pólos.

A convecção atmosférica, resultado, também, da atuação dos vários sistemas

meteorológicos, pode ser descrita utilizando a teoria da máquina térmica. Durante um ciclo da convecção como uma máquina térmica, calor é retirado da camada superficial (fonte de calor) e uma porção dele é rejeitada para a troposfera livre (sumidouro de calor) de onde é irradiado para o espaço. O balanço é transformado em trabalho mecânico que é gasto na manutenção dos movimentos convectivos contra a dissipação mecânica.



**Figura 2** - Idealização da convecção atmosférica: Um conjunto de sistemas convectivos em equilíbrio radiativo-convectivo (Fonte: Rennó e Ingersoll,1996)

Muitos estudos já foram realizados utilizando essa teoria termodinâmica para se compreender, principalmente, o mecanismo de formação e manutenção de vários sistemas meteorológicos. Emanuel (1986), Rennó e Ingersoll (1996), entre outros, utilizaram esta teoria termodinâmica para estudar furacões, redemoinhos e convecção atmosférica como máquinas térmicas reversíveis. Assim como já realizado com outros sistemas, é possível utilizar esta mesma estrutura para compreender a manutenção dos VCANs sobre NEB.

Sverdrup (1917), Brunt (1926), Lettau (1954), Oort (1964) e Lorenz (1967) usaram o conceito da máquina térmica para explicar a circulação geral da atmosfera terrestre. Eles mostraram que a eficiência da máquina térmica na circulação geral atmosférica é da ordem de 1%. Lorenz (1967) argumentou que a precisa determinação e explicação desta eficiência constitui o problema fundamental e teórico da energética atmosférica.

Shuleikin (1951) usou a estrutura da máquina térmica para explicar as circulações das monções. Já Riehl (1950), Kleinschmidt (1951) e Emanuel (1986) usaram a estrutura da máquina térmica para explicar a manutenção da circulação constante de furacões. Eles

apontaram que a fonte de energia dos furacões está na expansão isotérmica do ar próximo à superfície movendo-se para o centro da tempestade.

Rennó e Ingersoll (1996), em seu estudo, utilizaram a estrutura da máquina térmica para estudar a convecção natural e propuseram uma teoria para a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE). Além disso, eles mostraram que é possível prever o empuxo, a velocidade vertical e a área fracional coberta por convecção natural em um estado de quase equilíbrio. Eles mostraram, também, que um aumento na temperatura global acarreta em um aumento no valor da CAPE e na velocidade convectiva e um decréscimo da área fracional coberta pela corrente ascendente convectiva.

Rennó et al. (1998) e Rennó e Bluestein (2001) estudaram redemoinhos e trombas d'água com o intuito principal de propor um modelo conceitual para a intensidade potencial dos redemoinhos e trombas d'água. Com o uso da teoria da máquina térmica, os autores conseguiram prever que a diferença, ou queda, da pressão do centro de um redemoinho ou de uma tromba d'água e o ambiente é função apenas das variáveis termodinâmicas do ambiente. Sendo assim, eles mostraram que essa teoria também é perfeitamente aplicável a esses tipos de sistemas meteorológicos.

Souza et al. (2000) realizaram um estudo sobre as circulações convectivas induzidas por superfícies heterogêneas. Eles propuseram uma teoria termodinâmica para a intensificação de circulações de mesoescala, como as brisas marítimas e terrestres e as circulações de vale - montanha, utilizando a estrutura da máquina térmica. Esta teoria mostrou que a queda da pressão não hidrostática entre duas regiões é uma função da profundidade da camada limite convectiva, da temperatura não adiabática e da diferença de umidade entre as duas regiões. Além disso, os autores também explicaram a importância da presença de terrenos elevados como forçantes das circulações convectivas. Quando as características topográficas estão presentes, uma parcela de ar movendo-se para cima em uma encosta esfria enquanto se expande.

Alcântara e Souza (2008), utilizando simulações numéricas e análise de dados observacionais, aplicaram a teoria termodinâmica baseada na estrutura da máquina térmica para estudar as circulações tipo brisas que ocorrem no litoral do NEB, considerando a presença ou ausência da topografia. Os resultados mostraram que essa teoria pode ser

aplicada para o estudo das brisas, podendo prever com boa aproximação os resultados das simulações, como também para outros sistemas de mesoescala.

### **2.3. O uso dos modelos atmosféricos**

Outra ferramenta muito utilizada para estudo de sistemas meteorológicos e suas previsões é a modelagem atmosférica. As previsões de tempo e clima, divulgadas pelos órgãos de meteorologia, têm contribuído significativamente para a redução nos danos materiais e nos danos humanos e materiais (Yu et al., 2002). Os modelos atmosféricos tanto os de escala global quanto os regionais são ferramentas que auxiliam os meteorologistas nestas previsões. Para fenômenos de grande escala, os modelos globais disponibilizam uma melhor visualização quando estiverem atuando num determinado local. Contudo, os fenômenos de escalas menores ou transientes nem sempre são “assinalados” nos modelos globais. Logo, a motivação para a redução da escala dinâmica é que os dados das observações de escala global e os Modelos de Circulação Geral (MCG) são muito grosseiros para muitos problemas regionais e locais (Yu et al., 2002).

Nas últimas décadas, a interação da circulação de grande escala e a convecção cúmulos tem recebido especial atenção, principalmente no que diz respeito aos esquemas que a parametrizam (Mendonça et al., 2008; Kuo et al., 1997). Diversos esquemas como Kuo (1974), Arakawa e Schubert (1974), Grell (1993), entre outros, foram desenvolvidos e incorporados em modelos numéricos. Contudo nenhum dos esquemas existentes pode ser considerado como teoria geral para o amplo conjunto de situações atmosféricas (Mendonça et al., 2008; Kuo et al., 1997; Wang e Seaman, 1997).

Para “capturar” eventos peculiares de determinadas regiões, os modelos regionais são mais indicados, pois os menores espaçamentos de grade permitem uma maior riqueza de detalhes, sem perder o que acontece na grande escala. Com esse tipo de modelo pode-se definir melhor os microclimas, e assim facilitar a análise das previsões e fornecer uma maior confiabilidade espaço-temporal (ou mesmo quantitativa), dos eventos meteorológicos que possam vir a acontecer em determinado local.

### 3. Materiais e métodos

#### 3.1. Descrição do modelo utilizado

Vários modelos numéricos de mesoescala como, por exemplo, o RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) descrito em Cotton et al. (2003), o RSM (*Regional Spectral Model*) descrito em Juang e Kanamitsu (1994), o MM5 descrito em Duhdia et al.(2005), resolvem processos físicos desde a superfície até a alta atmosfera. Estes modelos são aplicados desde a previsão de tempo, até a medição de dispersão de poluentes.

Neste trabalho foi utilizado o modelo atmosférico *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System - BRAMS* (Freitas et al, 2007) na versão 4.2, que foi desenvolvido a partir do RAMS cuja estrutura básica é descrita por Pielke et al. (1992).

O BRAMS é um modelo de mesoescala desenvolvido por pesquisadores brasileiros com o objetivo de desenvolver uma nova versão do RAMS adaptado aos trópicos, tendo em vista um modelo único para a previsão de tempo em escala regional (Gouvêa, 2007; Teichrieb, 2008). Este modelo possui várias opções de parametrizações físicas incluídas no seu código. As principais são: radiação de onda longa e de onda curta (Chen e Cotton, 1983), turbulência na camada limite planetária que é calculada segundo Mellor e Yamada (1986), microfísica de nuvens que segue o esquema descrito por Walko et al. (1995) e convecção rasa que foi desenvolvida por Souza (1999). A parametrização de convecção profunda apresenta duas opções: 1) do tipo Kuo (1974), modificada por Molinari (1985), 2) parametrização do tipo Grell (Grell e Dévényi, 2002).

#### 3.2. Descrição do Esquema Arakawa – Schubert (AS)

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram um esquema de parametrização de cúmulos que considera um espectro de tipos de nuvens, cada uma caracterizada por uma taxa de entranhamento  $\lambda$ . O fechamento do esquema está baseado no quase equilíbrio entre o conjunto de nuvens e o forçante de grande escala.

Nesse esquema as equações prognósticas da energia estática seca  $s$  e da umidade específica  $q_t$ , equações básicas usadas para descrever as variações temporais dos campos de umidade e temperatura de grande escala, são dadas por:

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = D(\hat{s} - \bar{s} - L\hat{l}) + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + \bar{Q}_R \quad (1)$$

em que,

$$\bar{Q}_R \equiv \tilde{Q}_R + \sum_{d.c.} Q_{Ri}$$

e

$$\rho \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = D(\hat{q}^* + 1 - \bar{q}) + M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2)$$

em que  $\hat{s}$ ,  $\hat{q}^*$  são os valores de energia estática e razão de mistura à saturação,  $D$  é o desentranhamento total das nuvens no ambiente  $l$  é a razão de mistura da água líquida.

Os dois primeiros termos das equações (1) e (2) são os efeitos da convecção e são determinados através de um modelo de nuvens e de um fechamento para o fluxo de massa  $M_c(z)$ .

No quase equilíbrio as nuvens são a resposta estabilizante da atmosfera ao processo de desestabilização causado pela grande escala e a energia disponibilizada pelo forçante de grande escala é dissipada pelos processos convectivos de modo que a função-trabalho da nuvem permanece quase constante. A função-trabalho é dada por:

$$A(\lambda) = \int_{z_B}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{c_p \bar{T}(z)} \eta(z, \lambda) [s_{vc}(z, \lambda) - \bar{s}_v(z)] dz \quad (3)$$

A precipitação convectiva instantânea nos trópicos não é muito relacionada com o grau de instabilidade; assim para um dado valor de  $A(\lambda)$  não se deve esperar uma relação próxima com a atividade convectiva. Em vez disso, a atividade convectiva é relacionada com a taxa temporal de mudança de  $A(\lambda)$ . Assim, a derivada temporal da função-trabalho

da nuvem pode ser expressa como o somatório dos termos da nuvem e dos termos de grande escala, na forma:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c + \left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (4)$$

em que os subscritos  $C$  e  $LS$  denotam, respectivamente, os termos da nuvem e os termos de grande escala. Os termos de grande escala são chamados de forçante  $F(\lambda)$ , assim:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c + F(\lambda) \quad (5)$$

e

$$\left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (6)$$

O princípio do quase equilíbrio estabelece que:

$$\left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_c \ll \left[ \frac{dA(\lambda A)}{dt} \right] \approx |F(\lambda)| \quad (7)$$

assim, o fluxo de massa convectivo na base da nuvem é encontrado de:

$$\int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (8)$$

### 3.3. Descrição do Esquema Grell

Há uma gama de fechamentos diferentes para determinar a quantidade e a localização de convecção. Alguns desses fechamentos são utilizados no esquema Grell

(Grell e Dévényi, 2002) com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem  $m_b$ . Na versão atual do BRAMS o Grell está com os seguintes esquemas disponíveis: Ensemble (EN), Grell (GR), Low Level Omega (LO), Convergência de Umidade (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert (AS).

Na implementação original do esquema Grell, um equilíbrio entre o forçante de grande escala e a resposta da nuvem é assumida como:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (9)$$

No esquema Grell,  $A$  é calculado localmente, enquanto que para o outro fechamento AS é utilizado um valor climatológico de  $A$ .

O esquema Kain e Fritsch (1992) simula um fechamento no qual a instabilidade é simplesmente removida pela convecção em um período de tempo  $(dt)_c$

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_c} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (10)$$

No esquema do tipo convergência de umidade, o fluxo de massa é determinado a partir de um esquema tipo Kuo.

$$R(\lambda) \equiv I_1(\lambda)(1 - b)m_b(\lambda) \quad (11)$$

em que  $R(\lambda)$  é a taxa de precipitação e  $I_1(\lambda)$  é uma constante que depende da convergência.

O fechamento *low level omega* foi adaptado por Frank e Cohen (1987). Assumindo que o fluxo de massa na base da nuvem é determinado pelas condições em um nível  $l_t$ , na camada sob-nuvem,  $m_b(\lambda)$  pode ser calculado de:

$$m_b(\lambda) = m_u(l_t, \lambda) = \tilde{M}(l_t) - m_d(l_t, t - \Delta t) \quad (12)$$

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), o fluxo de massa convectivo pode ser determinado por cada um dos fechamentos descritos acima ou por uma média entre todos os fluxos, que é o fechamento “ensemble”.

### 3.4. Teoria da máquina térmica

A teoria utilizada neste trabalho foi descrita e desenvolvida por Souza (1999) e Souza et al. (2000) e teve como base a teoria da convecção como uma máquina térmica para obter uma expressão simples para a diferença de pressão não-hidrostática entre dois pontos.

Para este estudo, essa teoria será utilizada no intuito de se avaliar a diferença de pressão não hidrostática entre os pontos localizados entre o centro e a periferia do VCAN. Aqui será apresentada uma breve descrição dessa teoria, já mostrada em detalhes por Souza et al. (2000).

Uma equação da energia para uma parcela de ar em convecção pode ser obtida a partir do produto escalar entre o vetor velocidade e a equação do movimento. A equação resultante estabelece que, seguindo-se uma parcela de ar em estado estacionário (Haltiner e Martin, 1957),

$$d\left(\frac{1}{2}|\vec{v}|^2 + gz\right) + \alpha dp - \vec{f} \cdot d\vec{\ell} = 0 \quad (13)$$

em que  $\vec{v}$  é o vetor velocidade,  $g$  a aceleração da gravidade,  $\alpha$  o volume específico,  $p$  a pressão,  $\vec{f}$  a força de fricção por unidade de massa e  $d\vec{\ell}$  é um incremento de distância ao longo do caminho da parcela de ar. O primeiro e o segundo princípios da termodinâmica, aplicados ao ar úmido, podem ser escritos como:

$$Tds = d(c_p T + L_v r) - \alpha dp \quad (14)$$

em que  $T$  é a temperatura absoluta do ar,  $s$  é a entropia específica do ar,  $c_p$  o calor específico do ar seco sob pressão constante,  $L_v$  é o calor latente específico de vaporização e  $r$  a razão de mistura do vapor d'água.

Integrando ambas as equações acima ao longo de uma circulação fechada, tem-se que a Equação (13) fica

$$\oint \alpha dp = \oint \vec{f} d\vec{l} \quad (15)$$

e a Equação (14) fica

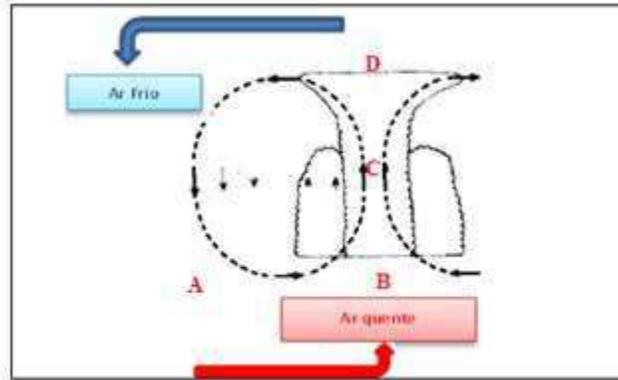
$$\oint T ds = -\oint \alpha dp = \oint p d\alpha \quad (16)$$

que estabelece que, em estado estacionário, o trabalho realizado pela circulação é a diferença entre o calor injetado no sistema e o calor rejeitado por ele. Assim, dessas duas últimas equações segue-se que

$$\oint T ds = -\oint \vec{f} d\vec{l} \quad (17)$$

ou, seja, a absorção líquida de calor equilibra a perda de energia por fricção.

A Figura 3 mostra o esquema de um sistema convectivo do tipo vórtice. O ponto “A” representa o raio de influência do vórtice, ou seja, o raio de uma curva envolvente da região onde o fluxo converge para o vórtice. O ponto “B” representa um ponto ao longo da trajetória da parcela de ar espiral em torno do vórtice na região do vento tangencial máximo. O ponto “C” representa o ponto de estagnação perto da superfície no centro do vórtice. Finalmente, o ponto "D" representa a região de rejeição de calor, de acordo com a nomenclatura de Rennó (2008).



**Figura 3** - Esboço da circulação convectiva de um vórtice, sem escala (Adaptada de: Kousky e Gan, 1981).

Integrando a Equação (13) ao longo de uma linha entre os pontos A e B próximo à superfície, região onde o calor é absorvido, tem-se que:

$$\int_A^B \alpha dp = \int_A^B \vec{f} \cdot d\vec{l} - \int_A^B g dz \quad (18)$$

De acordo com Rennó et al. (1998), define-se a fração da dissipação total causada por fricção próxima à superfície com sendo:

$$\gamma \equiv \frac{\int_A^B \vec{f} \cdot d\vec{\ell}}{\oint \vec{f} \cdot d\vec{\ell}} \quad (19)$$

e a eficiência termodinâmica da circulação convectiva, que é a razão entre a quantidade de calor disponibilizada para a realização de trabalho e o calor total absorvido pelo sistema, como:

$$\eta \equiv \frac{\oint T ds}{\int_A^B T ds} \quad (20)$$

Combinando as Equações (17), (18), (19) e (20), obtém-se:

$$\int_A^B \alpha dp = -\gamma \eta \int_A^B T ds - \int_A^B g dz \quad (21)$$

Integrando a Equação (15) entre os pontos A e B e próximo à superfície fica

$$\int_A^B T ds = \int_A^B d(c_p T + L_v r) - \int_A^B \alpha dp \quad (22)$$

Combinando-se as equações (21) e (22) obtém-se

$$(1 - \gamma\eta) \int_A^B \alpha dp \approx -\gamma\eta \int_A^B d(c_p T + L_v r) - \int_A^B g dz \quad (23)$$

A partir da equação (23) podem-se obter as expressões para a diferença de pressão entre os pontos A e B e o trabalho de expansão no ramo inferior de uma circulação convectiva.

Desprezando as variações de  $c_p$  e  $L_v$  e usando a lei dos gases tem-se a equação que prevê a diferença de pressão entre dois pontos A e B (ver Figura 3).

$$p_B \approx p_A \exp \left\{ \frac{\gamma\eta}{(\gamma\eta - 1)R} \left[ \frac{c_p \Delta T}{T_s} + \frac{L_v \Delta r}{T_s} \right] + \frac{1}{(\gamma\eta - 1)R} \left[ \frac{g \Delta z}{T_s} \right] \right\} \quad (24)$$

Para melhor se entender a contribuição da inclinação do terreno nos processos estudados, Souza et al. (2000) e Souza (2004) dividiram a diferença de temperatura entre A e B em duas partes, uma adiabática e outra não-adiabática. Logo,

$$\Delta T = \Delta T_{ad} + \Delta T_{na} = -\frac{g}{c_p} \Delta z + \Delta T_{na} \Rightarrow \Delta T_{na} = T_B - T_A + \frac{g}{c_p} \Delta z \quad (25)$$

Então, substituindo  $\Delta T_{na}$  nas Equações (24):

$$\Delta p \approx p_A \left\{ 1 - \exp \left[ \frac{\gamma\eta}{(\gamma\eta - 1)R} \left( \frac{c_p \Delta T_{na}}{T_s} + \frac{L_v \Delta r}{T_s} \right) - \frac{\Delta z}{H_s} \right] \right\} \quad (26)$$

1°            2°            3°

em que  $\Delta p \equiv p_A - p_B$  é a diferença de pressão entre dois pontos A e B sobre cada

superfície,  $\Delta r = r_A - r_B$  é a variação da razão de mistura,  $\Delta z = z_A - z_B$  é a diferença de altitude,  $\bar{T}_s$  é a temperatura média do ar próximo a superfície entre os pontos A e B,  $H_s \equiv \frac{R\bar{T}_s}{g}$  é a altura de escala e  $k = c_p/c_v$ .

A temperatura potencial equivalente pode ser definida na forma:

$$\theta_e = \theta \exp\left\{\frac{L_v r}{c_p T_{NCL}}\right\} \quad (27)$$

Derivando-se logaritmicamente a Equação (27)

$$c_p d(\ln \theta_e) = c_p d(\ln \theta) + d\left(\frac{L_v r}{c_p T_{NCL}}\right) \quad (28)$$

Lembrando que a diferença de pressão não hidrostática será avaliada no nível médio do mar (N. M. M), pode-se considerar:  $\theta \approx T_s$ ;  $T_{NCL} \approx T$  e  $d\left(\frac{r}{T_s}\right) \approx \frac{1}{T_s} dr$ . A partir dessas considerações, tem-se:

$$c_p d \ln \theta_e \approx c_p \frac{dT}{T} + \frac{L_v dr}{T} \quad (29)$$

Como foi considerada a pressão reduzida ao nível médio do mar, tem-se que  $\Delta z = 0$ , logo a Equação (27) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\Delta p \approx p_A \left\{ 1 - \exp\left[\frac{\gamma \eta}{(\gamma \eta - 1)R} c_p \Delta \ln \theta_e\right] \right\} \quad (30)$$

### 3.5. Índices estatísticos

Há diversas maneiras de comparar resultados de modelos numéricos atmosféricos de mesoescala com os resultados a partir da análise dos dados observados. Neste estudo, foi feita uma comparação entre as simulações realizadas com o modelo e a aplicação da teoria da máquina térmica, com o intuito de analisar se a diferença da pressão entre a periferia e o centro do VCAN pode ser avaliada através da teoria termodinâmica. A análise estatística utilizada neste estudo é baseada em Lima (2011).

De acordo com estudos realizados por Weber e Buckner (1982), De Maria (2007), Cunha (2008) e Lima (2011), a melhor forma de se avaliar um modelo e seus resultados é a utilização de um conjunto de índices estatísticos, de forma que os erros de interpretação possam ser minimizados. Desta forma, neste trabalho utilizou-se 3 índices estatísticos: o Erro Absoluto Médio, Erro Quadrático Médio e o Índice de Correlação.

O Erro Absoluto Médio (EA) é dado por:

$$EA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\phi_i - \phi_o| \quad (31)$$

Onde N é o tamanho da amostra,  $\phi_i$  são os valores simulados pelo modelo e  $\phi_o$  são os valores calculados pela teoria.

Pela definição, EA só pode assumir valores positivos, de forma que quanto menor o valor, maior a semelhança entre as séries.

O Erro Quadrático Médio (EQM) é dado pela soma dos quadrados das diferenças entre os resultados do modelo e observações:

$$EQM = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_o)^2 \right]^{1/2} \quad (32)$$

Pode assumir qualquer valor positivo e tem a mesma unidade de medida das séries. É maior a semelhança entre as séries simuladas e observadas quanto mais próximo de zero for à medida do erro.

O índice estatístico usado é o coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ). A correlação e a regressão se referem à relação que existe entre duas variáveis, X e Y, no caso em que cada valor particular de  $X_i$  está associado com um valor particular de  $Y_i$ . Este índice descreve o erro aleatório entre dados simulados e observados. Varia de -1 (correlação linear inversa) a 1 (correlação linear perfeita), para  $r=0$ , não há qualquer correlação entre simulação e observação. Sua formulação é dada pela equação a seguir:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})(s_i - \bar{s})}{\left[ \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2 \right]^{0.5} \left[ \sum_{i=1}^N (s_i - \bar{s})^2 \right]^{0.5}} \quad (33)$$

Uma medida de correlação muito relacionada que acompanha o coeficiente de correlação é o coeficiente de determinação, denotado  $R^2$ , dado pelo quadrado do coeficiente de correlação linear de Pearson, Varia de 0 a 1, onde  $R^2=1$  indica perfeita descrição da variabilidade dos dados simulados pelo modelo e  $R^2=0$  representa um modelo não adequado para explicar os dados. É dado pela equação a seguir:

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})(s_i - \bar{s})}{\left[ \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2 \right]^{0.5} \left[ \sum_{i=1}^N (s_i - \bar{s})^2 \right]^{0.5}} \right\}^2 \quad (33)$$

Em que, para as simulações com saídas a cada 30 minutos, das 00UTC do dia 10/01/2011 ao dia 21/01/2011, temos que:  $O$  -observações,  $S$  -simulações,  $\bar{O}$  -média das observações,  $\bar{S}$  -média das simulações.

Será utilizado como forma de auxiliar a análise estatística do coeficiente de correlação, a tabela abaixo, onde se apresenta uma interpretação detalhada do coeficiente de correlação de Pearson.

**Tabela 1.** Coeficiente de correlação estatística, ou coeficiente de correlação de Pearson.  
Fonte: Devore (2006)

Intervalos	Definição
0,00 a 0,19	Correlação bem fraca
0,20 a 0,39	Correlação fraca
0,40 a 0,69	Correlação moderada
0,70 a 0,89	Correlação forte
0,90 a 1,00	Correlação muito forte

Como o valor do coeficiente de correlação não é garantia de que as variáveis estudadas estejam realmente correlacionadas, é necessário o uso de testes estatísticos para avaliar o grau de relação entre as variáveis em questão. Para tanto, foi utilizado o teste t-Student (Huang e Paes, 2009; Menezes, 2010).

O teste é muito bem utilizado para testar se há uma correlação verdadeira entre X e Y na amostra em geral. Uma premissa para o uso do teste é que o tamanho da amostra, N, da qual obtém-se o valor do coeficiente de correlação,  $r$ , seja igual ou superior a 6, então o valor de t é dado por:

$$t = \frac{r}{\sqrt{(1-r^2)/(N-2)}} \quad (34)$$

A equação (34) é uma distribuição para t com N-2 graus de liberdade. A aplicação desta fórmula para qualquer valor de r e de N vai testar a hipótese nula de que o valor observado de uma população em que não existe correlação significativa entre os dados. Uma vez obtido o valor de t, pode-se extrair o coeficiente de correlação crítico ( $r_c$ ), que é um valor para o qual se aceita ou não a hipótese estatística que existe correlação entre os dados simulados e observados,  $r_c$  é dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2) + t^2}} \quad (35)$$

### 3.6. Descrição das simulações

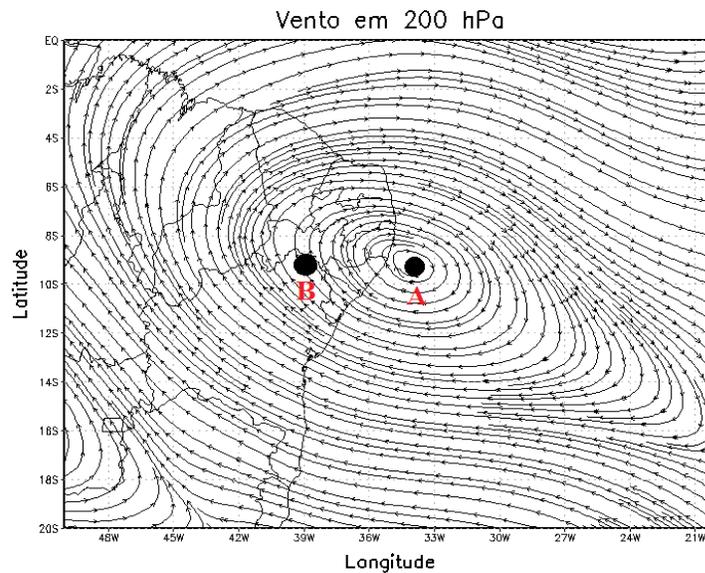
Para este estudo, foi realizada uma simulação, com a utilização do modelo BRAMS, de um evento de VCAN ocorrido sobre a região NEB em Janeiro de 2011, causador de intensa precipitação sobre alguns estados. Para tanto, utilizou-se na simulação o esquema de parametrização de Grell (Grell e Dévényi, 2002), já descrito anteriormente. A simulação possuiu as seguintes características básicas: o modelo BRAMS inicializado a 00h00 UTC do dia 10 de Janeiro de 2011 e integrado durante um período de 120 horas, isto é, até a 00h00 UTC do dia 21 de Janeiro de 2011.

Na realização desse estudo, foram utilizados dados diários de reanálises do NCAR/NCEP tanto na inicialização do modelo quanto na análise sinótica do período, para o mês de Janeiro de 2011. Para a realização da análise sinótica do evento, além do uso dos dados de reanálise, foram utilizadas imagens do satélite GOES-12, no canal infravermelho, período de 10 a 21 de janeiro, disponíveis no CPTEC/INPE através da homepage: <http://satelite.cptec.inpe.br/home>.

Para simulação, o BRAMS foi inicializado, utilizando a grade com resolução de 20 km, com 80 pontos de grade distribuídos na direção  $x$  e 80 pontos na direção  $y$ . Na vertical o modelo conta com 42 níveis atmosféricos, sendo a resolução inicial de 20 m, com a grade vertical aumentando por um fator 1,2, à medida que atinge níveis mais altos na vertical.

Juntamente com o modelo BRAMS, as equações da teoria termodinâmica, descritas anteriormente, serão aplicadas para estudar o evento, já descrito. Para a realização do estudo, foi fixada uma posição geográfica de 9°S e 37°W, correspondente a um ponto localizado na região NEB, onde estava localizado o centro do VCAN, como poderá ser observado a seguir. Para um melhor entendimento, foram analisados os campos para todo o NEB, com objetivo de se compreender melhor o evento. Para a aplicação da teoria, foram fixados dois pontos, A e B, localizados nas regiões do centro e da periferia do VCAN, com a finalidade de calcular a diferença de pressão (queda) que ocorre entre essas duas regiões.

A figura 4 mostra a localização desses pontos, que possuem a posição geográfica de 9°S e 34°W (centro) e 9°S e 39°W (periferia).



**Figura 4** – Localização geográfica dos pontos analisados no estudo: centro (ponto A) e periferia (ponto B) do VCAN.

Para o caso estudado, aplicou-se a teoria da máquina térmica para melhor compreender a diferença de pressão existente entre o centro do VCAN e sua periferia. Para tanto, a eficiência termodinâmica considerada foi de 10%, ou seja,  $\eta = 0,1$  e o parâmetro  $\gamma$  foi considerado igual a 1. Essas mesmas considerações foram feitas por Rennó (2008).

## 4. Resultados e Discussão

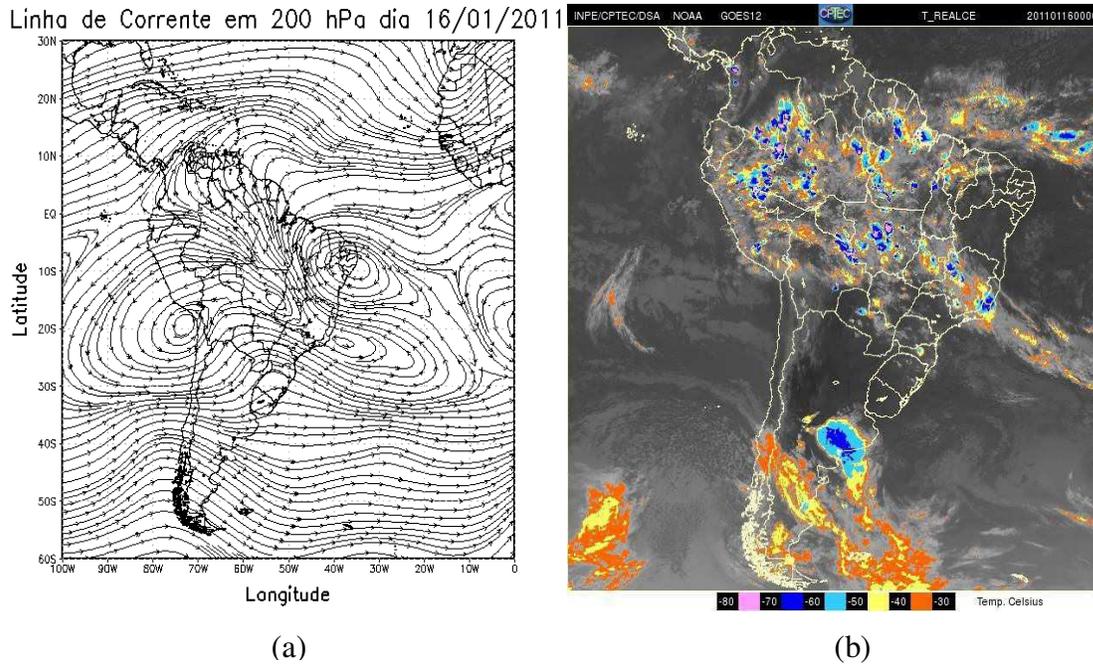
### 4.1. Caracterização do ambiente sinótico

Em um estudo sobre o VCAN que atuou no período de 10/01/2011 a 21/01/2011, para melhor compreender a situação sinótica que se configurou neste período, foram analisados os campos de linhas de corrente, imagens de satélite e dados de reanálise do NCAR/NCEP, do mês de janeiro de 2011. Os dias analisados foram de 16 a 20 de janeiro de 2011, quando o sistema apresentou-se mais ativo.

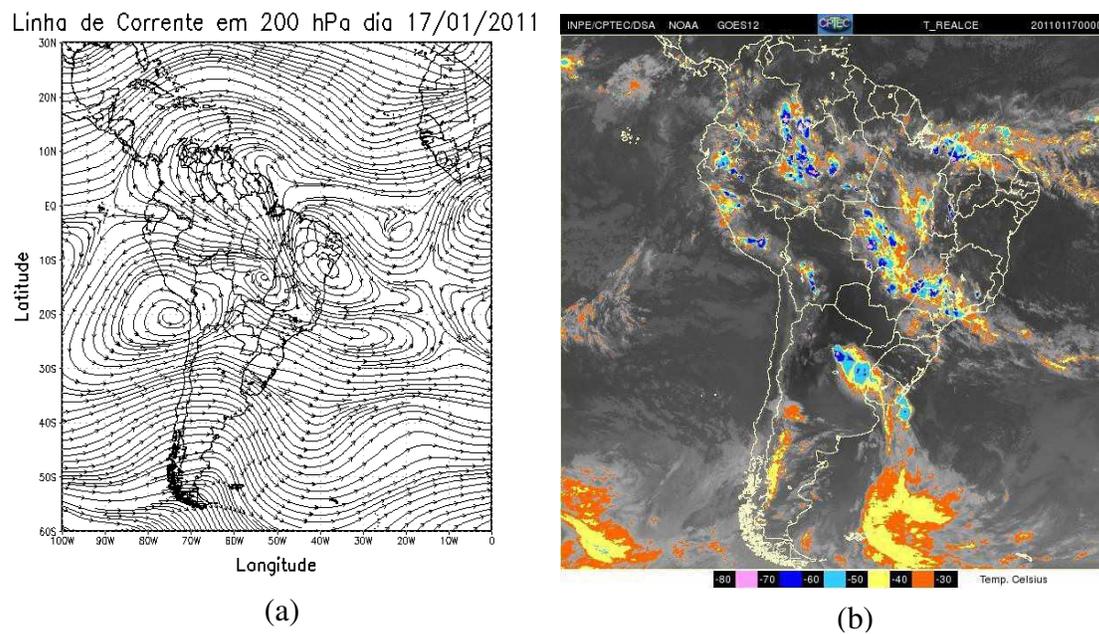
As figuras a seguir mostram as linhas de corrente, no nível de 200 hPa, onde melhor identifica-se o VCAN, e as imagens de satélite para a caracterização do ambiente sinótico no período de ocorrência do evento. É possível observar um VCAN formado sobre a região NEB, com centro localizado entre os estados de Alagoas e Sergipe e o Oceano Atlântico (Figura 5a). Na imagem de satélite para o dia 16 de janeiro (Figura 5b), o sistema apresenta-se bem configurado, com a convecção profunda da periferia pouco intensa.

O padrão anticiclônico da Alta da Bolívia (AB) aparece com uma configuração intensa, deslocada para o Oceano Pacífico. O forte padrão ciclônico, configurando o VCAN, é observado sobre os estados de Pernambuco e Alagoas. Esse padrão ciclônico intenso pode ser observado em todos os dias analisados, porém, apresenta um leve enfraquecimento por volta do dia 18 de janeiro (Figura 7a), voltando a se intensificar, logo em seguida, a partir do dia 19 de janeiro (Figura 8a).

Nas imagens de satélite é possível analisar a atividade convectiva associada à região da periferia do VCAN. Inicialmente, a atividade convectiva apresenta-se com uma configuração amena, com algumas áreas onde se observa convecção profunda isolada. Nos dias seguintes, a atividade convectiva começa a se intensificar, atingindo vários Estados.

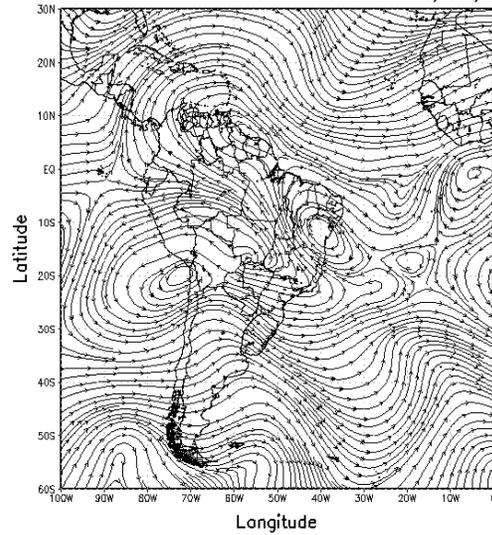


**Figura 5** - Linhas de corrente em 200 hPa, em 16/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) (Fonte: CPTEC/INPE).

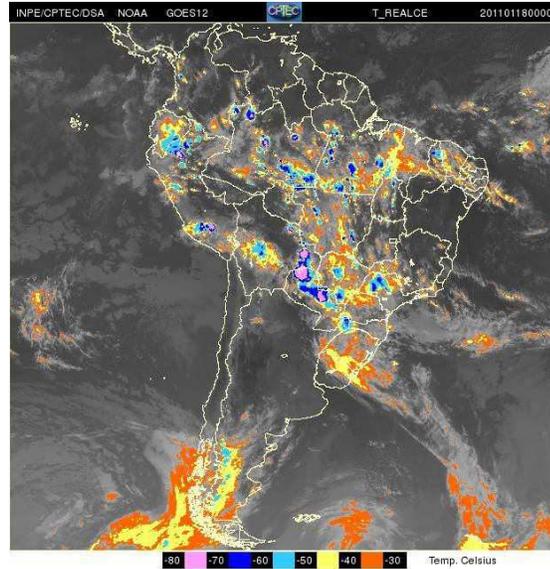


**Figura 6** - Linhas de corrente em 200 hPa, em 17/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) (Fonte: CPTEC/INPE).

Linha de Corrente em 200 hPa dia 18/01/2011



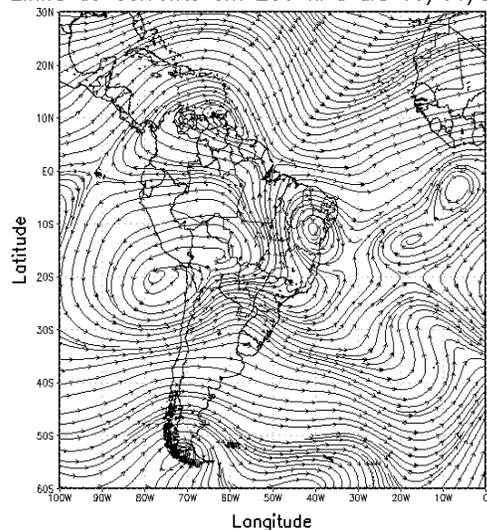
(a)



(b)

**Figura 7** - Linhas de corrente em 200 hPa, em 18/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) (Fonte: CPTEC/INPE).

Linha de Corrente em 200 hPa dia 19/01/2011



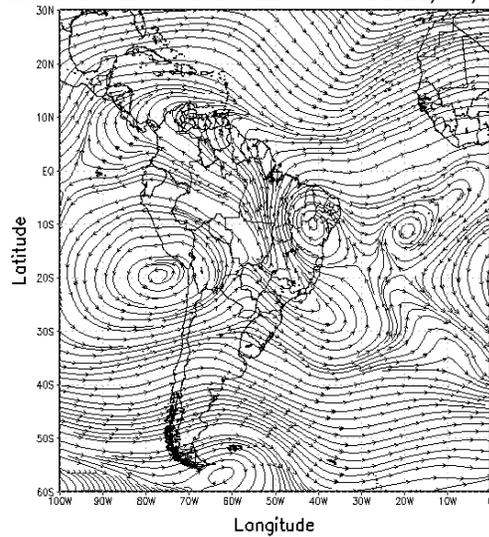
(a)



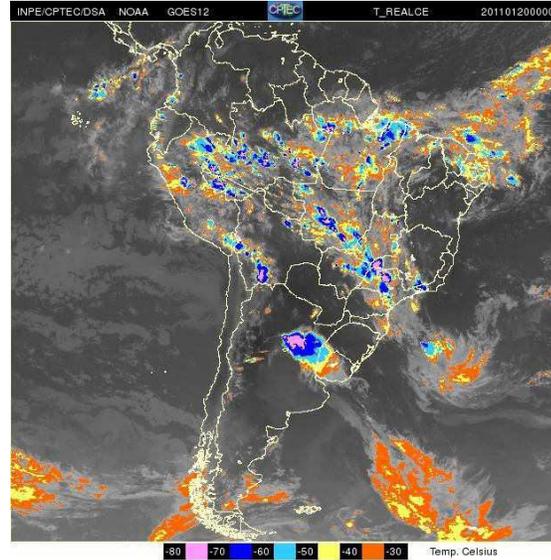
(b)

**Figura 8** - Linhas de corrente em 200 hPa, em 19/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) (Fonte: CPTEC/INPE).

Linha de Corrente em 200 hPa dia 20/01/2011



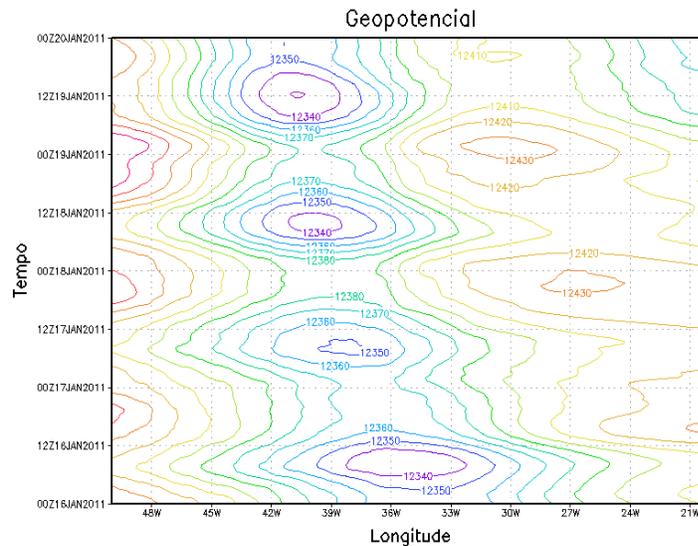
(a)



(b)

**Figura 9** - Linhas de corrente em 200 hPa, em 20/01/2011 às 00:00 UTC (a) e imagem de satélite, no canal infravermelho, para o mesmo período (b) (Fonte: CPTEC/INPE).

A Figura 10 mostra a evolução do geopotencial observado na latitude de 9°S no nível de 200 hPa, entre 16 e 20 de janeiro, para se observar o deslocamento e intensidade do sistema. Percebe-se que o VCAN, inicialmente com seu centro posicionado sobre o oceano, por volta das 00:00 UTC do dia 16 de janeiro, desloca-se para o interior do continente chegando a estacionaridade por volta do dia 18 de janeiro e, assim, intensificando e se mantendo na mesma posição até o dia 20 de janeiro. Vale salientar que a longitude de 35°W é a posição geográfica que divide o oceano e o continente.

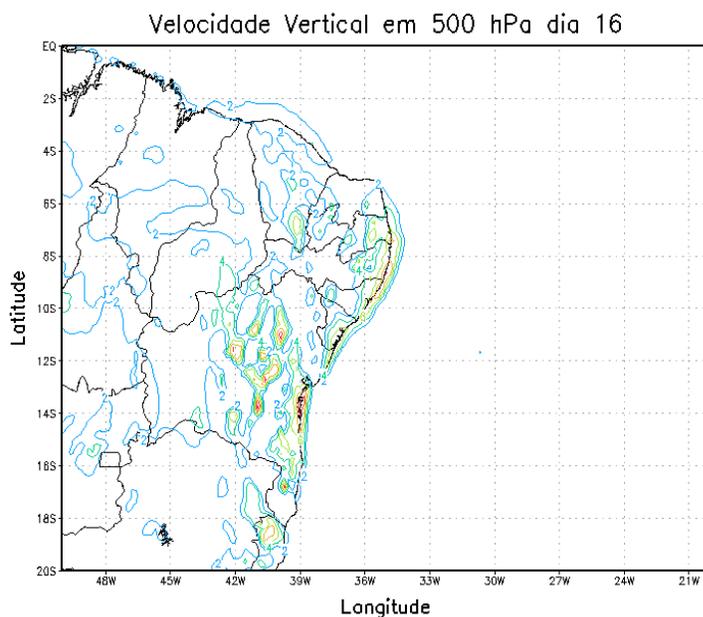


**Figura 10** – Variação do geopotencial para o período de 16 a 20 de janeiro de 2011 para a latitude de 9°S em 200 hPa.

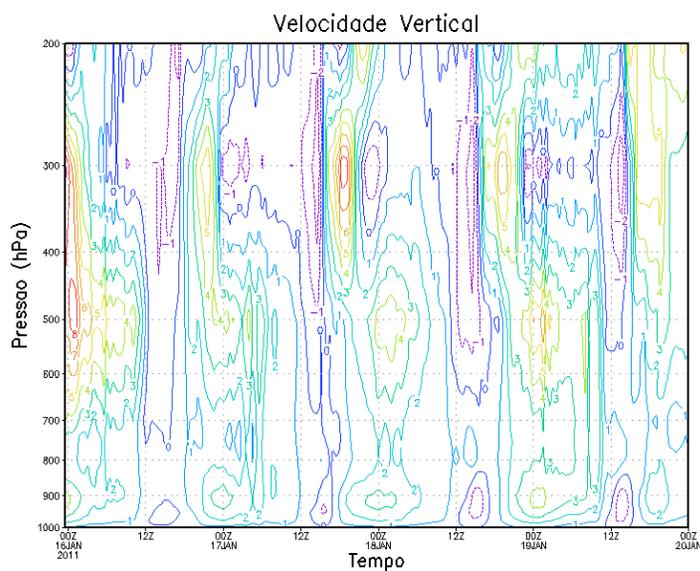
#### 4.2. Análise dos parâmetros meteorológicos simulados

Inicialmente foram analisados os campos da velocidade vertical ( $w$ ) na atmosfera, para o período estudado, sobre a grade com resolução de 20 km.

A Figura 11 mostra a velocidade vertical ( $w$ ) em 500 hPa, às 00 UTC do dia 16 para o domínio, ou seja, toda região NEB e a Figura 12 mostra a evolução de  $w$  correspondente às coordenadas do ponto (9°S, 37°W). Na Figura 11, é observado movimento predominantemente ascendente ( $w$  positivo) na costa leste da região NEB e sobre os estados de Alagoas, Bahia e Pernambuco, com valores de, aproximadamente, 6 cm/s. Na Figura 12, cortes verticais realizados sobre a posição geográfica de coordenadas (9°S, 37°W), mostram núcleos de velocidade vertical ascendente intensos até altos níveis troposféricos, evidenciando a intensidade do evento. Esses valores intensos de velocidade vertical são observados em todos os dias analisados, apresentando maiores magnitudes entre os dias 16 e 17 de janeiro.



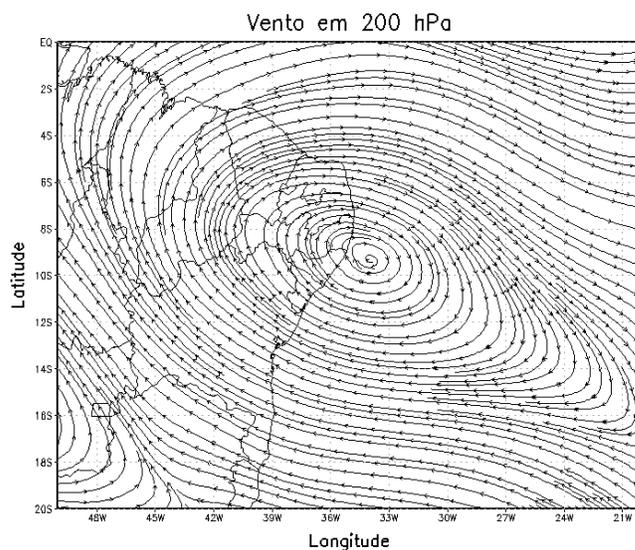
**Figura 11** - Velocidade vertical ( $w$ ) em cm/s simulada sobre o Nordeste no dia 16 de janeiro, às 00h00 UTC, no nível de 500 hPa



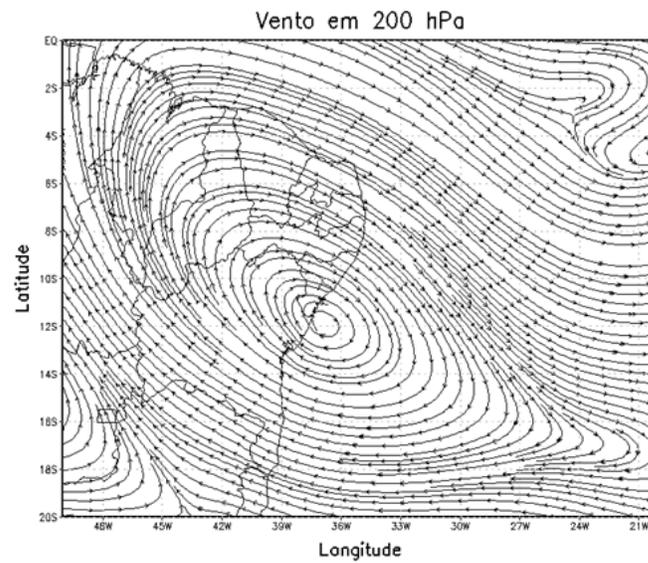
**Figura 12** – Evolução da velocidade vertical (cm/s) em perfil vertical sobre (9°S, 37°W)

As figuras a seguir mostram as linhas de corrente, no nível de 200 hPa, para os dias de análise do evento, que compreende entre os dias 16 a 20 de janeiro de 2011. No dia 16, é possível observar uma circulação ciclônica fechada sobre o Oceano Atlântico e a

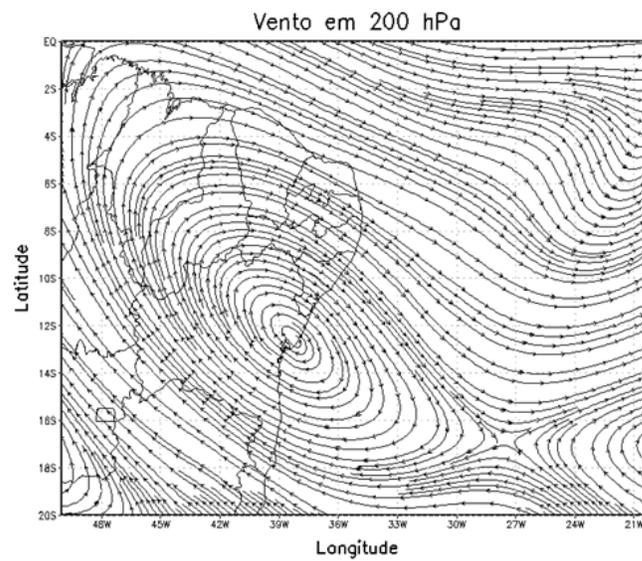
costa leste do NEB. O centro do vórtice está posicionado sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral sul de Pernambuco e litoral norte de Alagoas (Figura 13). Nos dias posteriores, observa-se uma amplificação e deslocamento do ciclone associado ao VCAN. O centro do VCAN, inicialmente posicionado sobre a latitude de 9°S, desloca-se para o sul, tendo um novo posicionamento em torno de 10°S. Por volta dos dias 18 a 20 de janeiro (Figuras 15 a 17), o VCAN desloca-se para o interior do continente, podendo ser observado um novo posicionamento deste sistema o norte da Bahia, mantendo-se intenso e estacionário.



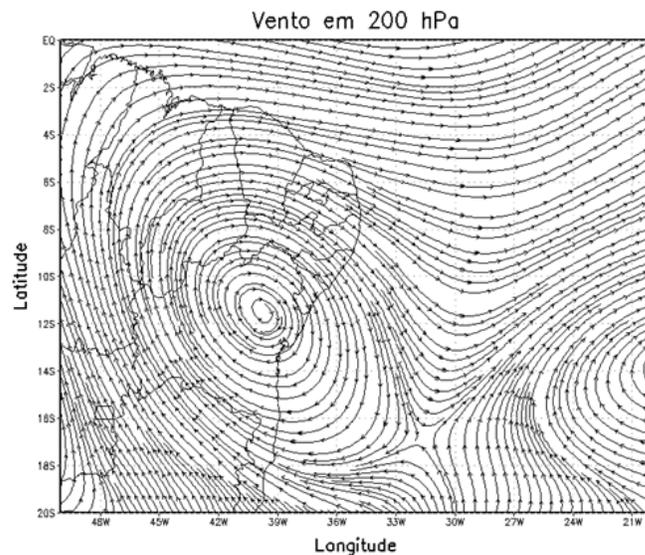
**Figura 13** – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 16 de janeiro



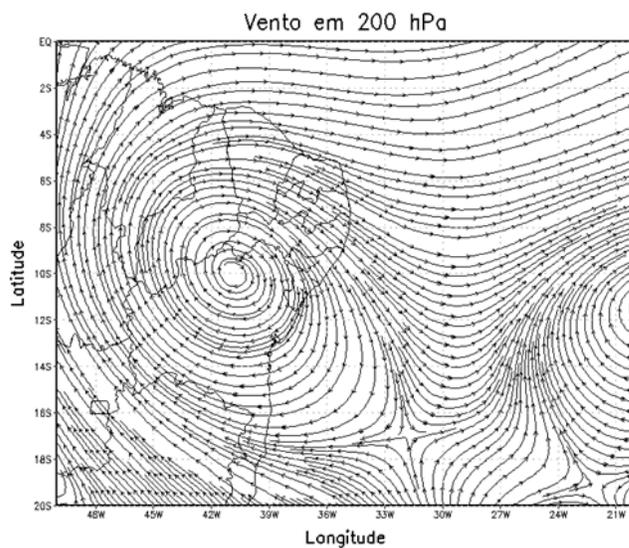
**Figura 14** – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 17 de janeiro



**Figura 15** – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 18 de janeiro



**Figura 16** – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 19 de janeiro



**Figura 17** – Linhas de corrente em 200 hPa simulada sobre o Nordeste às 00h00 UTC no dia 20 de janeiro

Como já mencionado, os VCANs são também conhecidos, na literatura, como baixas frias da alta troposfera, tendo como uma de suas características principais apresentar um centro de baixa pressão frio em altos níveis. Por ser um sistema que ocorre em altos

níveis, além de um centro de baixa pressão frio, é observada uma área de baixa umidade, isto é, uma região de atmosfera seca, onde está localizado o centro do VCAN. Na área da periferia do VCAN, a atmosfera se encontra úmida, já que essa é uma área de intensa atividade convectiva.

A temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) é um parâmetro que pode ser usado para analisar a potencialidade da atmosfera para o desenvolvimento da convecção, pois diversos outros parâmetros determinantes no desenvolvimento da convecção estão associados a este (Machado, 2000). Para a visualização da ocorrência de um VCAN em certa região, com  $\theta_e$  é possível identificar o sistema devido a sua relação com a umidade atmosférica.

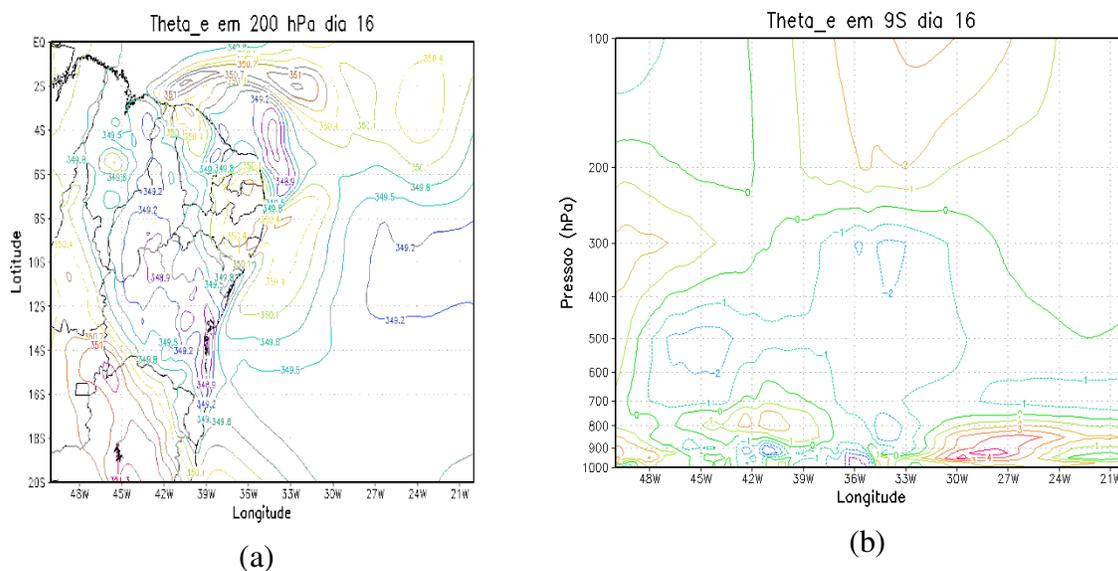
As figuras a seguir mostram a  $\theta_e$  no nível de 200 hPa e o desvio em relação a média da  $\theta_e$  ao longo da latitude de 9°S, simulada para os principais dias analisados. As regiões onde se observam valores baixos da  $\theta_e$ , estão relacionadas com o baixo teor de umidade presente na alta atmosfera, isto é, valores baixos da  $\theta_e$  implica em pouca umidade presente na atmosfera e vice-versa. Um aumento na  $\theta_e$  corresponde a um aumento simultâneo da temperatura e da umidade, favorecendo o desenvolvimento da convecção.

Para a análise do desvio em relação a média, quando observado valores do desvio negativos, é observada uma inibição da convecção, ou seja, a possível atuação de uma alta pressão nessas áreas. Caso contrário, valores positivos do desvio mostram a umidade mais elevada em algumas áreas da camada, favorecendo a convecção.

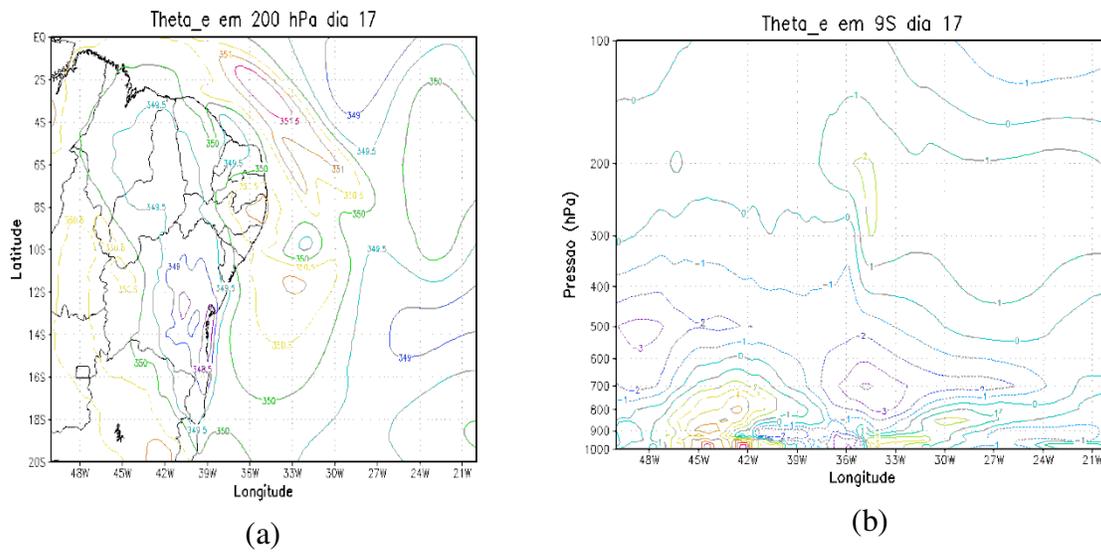
Nas figuras de 18 a 23 pode-se observar que muitos núcleos com valores baixos de  $\theta_e$  concentram-se, principalmente, sobre o continente, sendo observados alguns núcleos sobre o oceano. Relacionando a análise dessa variável com as imagens de satélite e as linhas de corrente, os valores mais baixos de  $\theta_e$  encontram-se no centro do VCAN. As áreas onde são mostrados os valores de  $\theta_e$  mais elevados, correspondem a um teor de umidade mais elevado. Nas imagens de satélite, essa umidade pode ser observada como nuvens de convecção profunda.

Por volta do dia 17 de janeiro (Figura 19) há um enfraquecimento do núcleo frio do VCAN, mostrando sua desintensificação. Além disso, é possível observar que, mesmo enfraquecido, o VCAN continua atuando de tal forma que é possível observar a presença de um núcleo frio posicionado no centro-sul da Bahia. A partir do dia 19 de janeiro (Figura 21), o sistema volta a se intensificar. O continente apresenta-se bastante úmido.

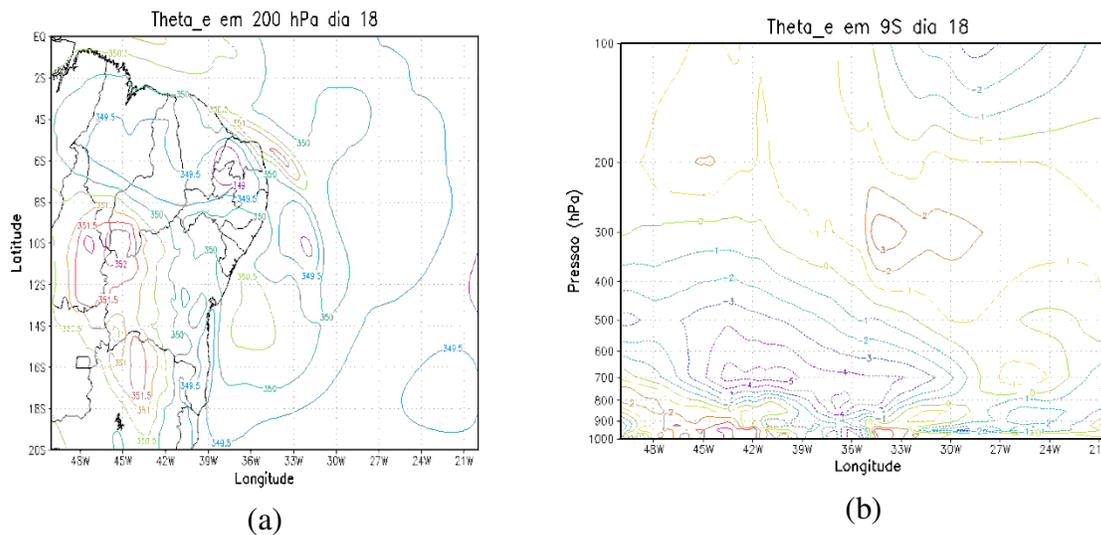
Analisando as figuras que mostram o desvio em relação à média da  $\theta_e$ , podemos observar valores positivos em baixos e altos níveis, o que mostra alto teor de umidade sobre essas áreas. Essa concentração de umidade observada em altos níveis é a evidencia da atuação do VCAN sobre a região. A presença de baixa umidade em, aproximadamente, 700 hPa, que podemos observar na figuras 18 (b) a 23 (b), mostra a presença de uma área de alta pressão, associada ao VCAN em altos níveis. Observa-se esse núcleo de baixa umidade, inicialmente sobre o oceano, deslocando-se para o interior do continente intensificando-se, ate uma quase dissipação.



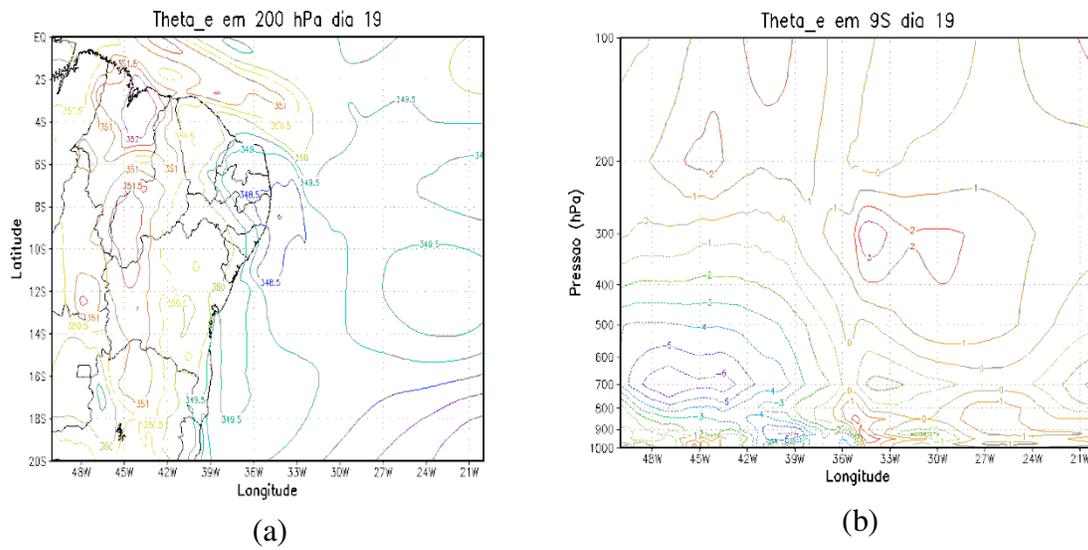
**Figura 18** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 16 de janeiro sobre a região NEB



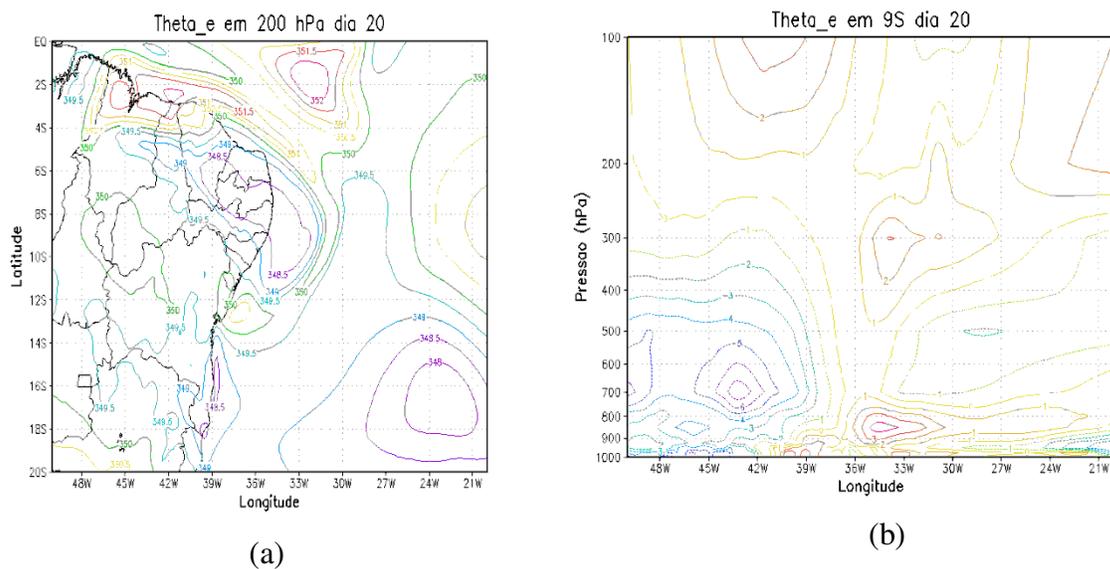
**Figura 19** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 17 de janeiro sobre a região NEB



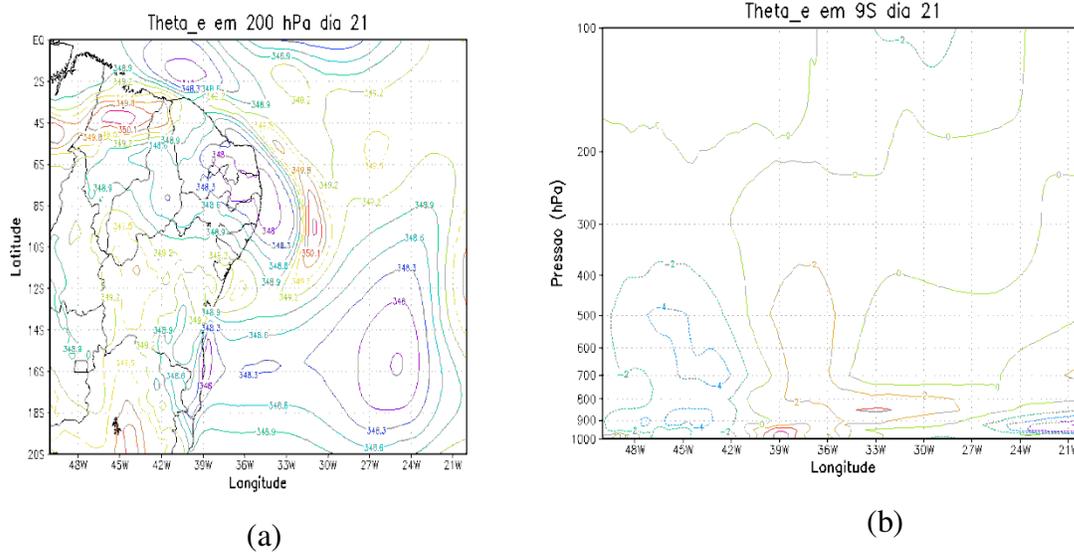
**Figura 20** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 18 de janeiro sobre a região NEB



**Figura 21** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 19 de janeiro sobre a região NEB



**Figura 22** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 20 de janeiro sobre a região NEB



**Figura 23** – Temperatura potencial equivalente (K) simulada em 200 hPa (a) e desvio em relação a média da  $\theta_e$  sobre 9°S (b) para o dia 21 de janeiro sobre a região NEB

### 4.3. Aplicação da teoria da máquina térmica

Nesta seção analisam-se e comparam-se a simulação realizada com o modelo e a teoria para a diferença de pressão observada entre a periferia e o centro do VCAN. Como já mencionado, para a aplicação da teoria da máquina térmica no estudo do VCAN, considerou-se uma eficiência termodinâmica de 10%, como proposto por Rennó (2008) para convecção profunda.

As figuras a seguir mostram as diferenças de pressão (quedas) observadas entre os dois pontos de referência A e B, que seriam as regiões da periferia e o centro do VCAN, obtidas das simulações (DeltaP simulada) e calculadas através da teoria (DeltaP calculada) para o experimento em questão.

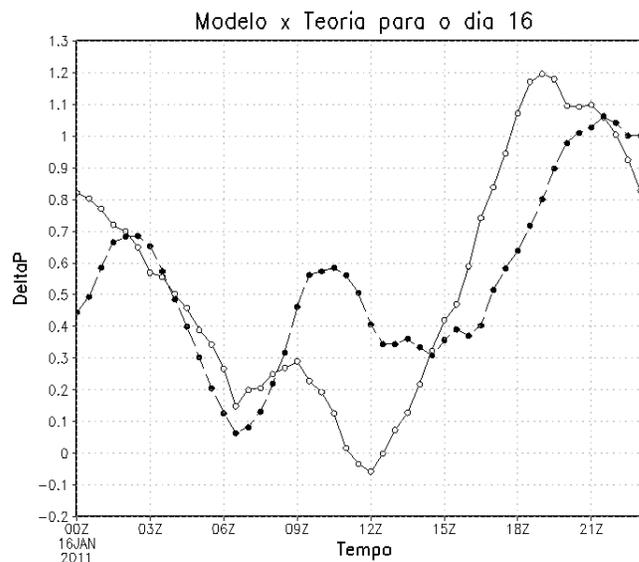
Na Figura 24, para o dia 16 de janeiro, é observado que o modelo mostra uma diferença de pressão mais acentuada por volta das 18 UTC, 15h00 horário local. Isso ocorre devido à interação desse sistema com a superfície, que se apresenta mais aquecida e, sendo assim, onde a convecção atmosférica torna-se mais intensa durante a tarde. Calculando essa queda da pressão com a teoria termodinâmica, observa-se que a curva tende a se comportar

de forma semelhante ao modelo, apresentando apenas uma discrepância por volta 09 UTC, 06h00 horário local.

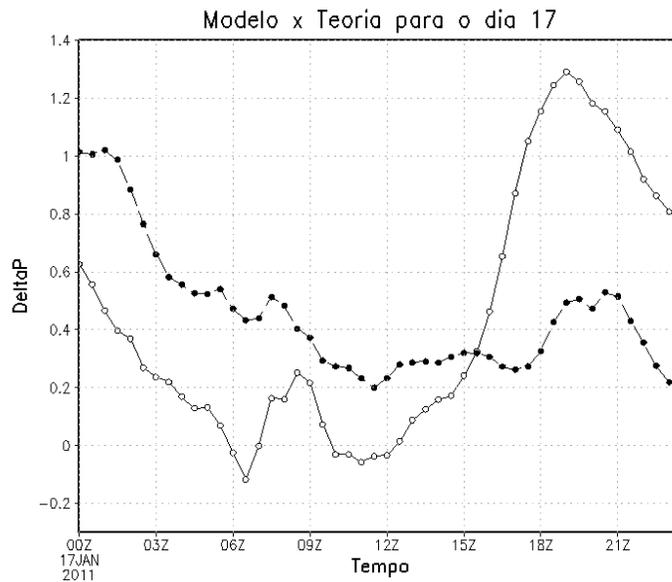
Para o dia 17 de janeiro (Figura 25), observou-se que a teoria mostrou uma diferença de pressão mais acentuada do que o modelo, superestimando os resultados da simulação. Por volta do período da tarde, há uma inversão, com o modelo simulando uma queda acentuada da pressão entre a periferia e o centro do VCAN. A teoria também mostra essa diferença, entretanto, não tão acentuada quanto à simulada pelo modelo. Já para o dia 18 de janeiro (Figura 26), há uma concordância entre a simulação do modelo e a teoria, porém, o modelo continua simulando valores mais elevados que a teoria termodinâmica.

O que pode ser observado no dia 19 de janeiro (Figura 27) é um comportamento das curvas semelhante ao observado no dia 16 (Figura 24). Mesmo sendo observada uma queda da pressão acentuada pelo modelo, a diferença da pressão calculada através da teoria mostra uma melhor aproximação com os valores apresentados pelo modelo.

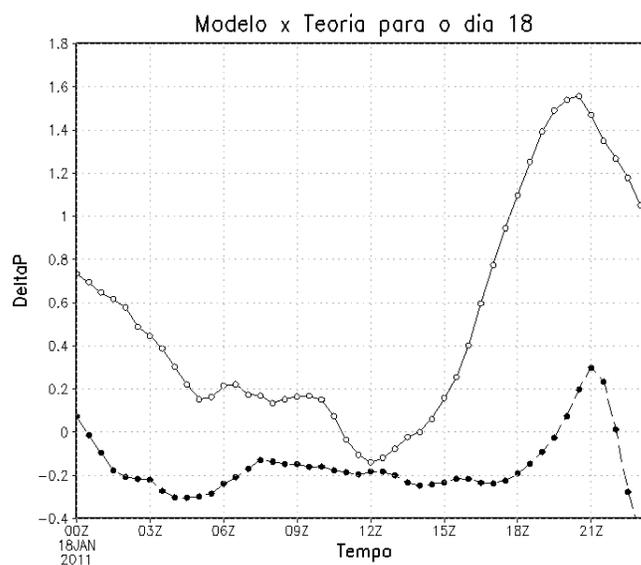
A Figura 28 mostra, de forma geral, o comportamento da diferença da pressão em todos os dias analisados, para as coordenadas de 9°S e 37°W. Percebe-se que a teoria seguiu a tendência da simulação com o modelo, sendo observada uma concordância entre ambos. Essa concordância entre modelo e teoria pode ser confirmada pelas Figuras 29 a 33, que mostram a correlação entre essas séries.



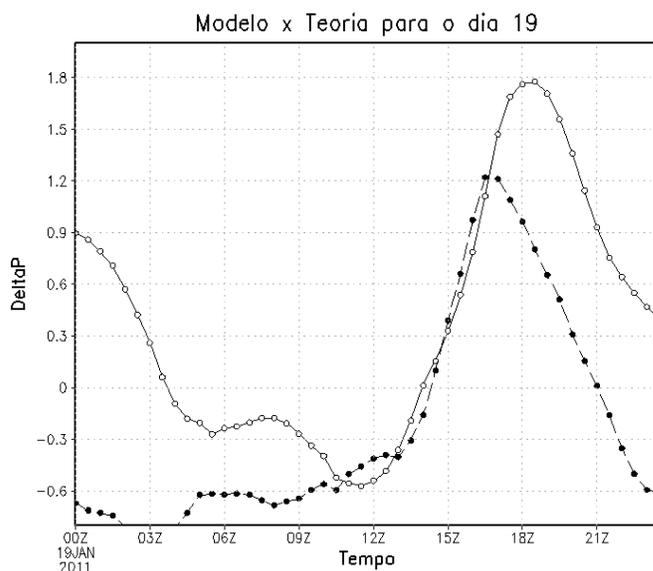
**Figura 24** – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 16 de janeiro



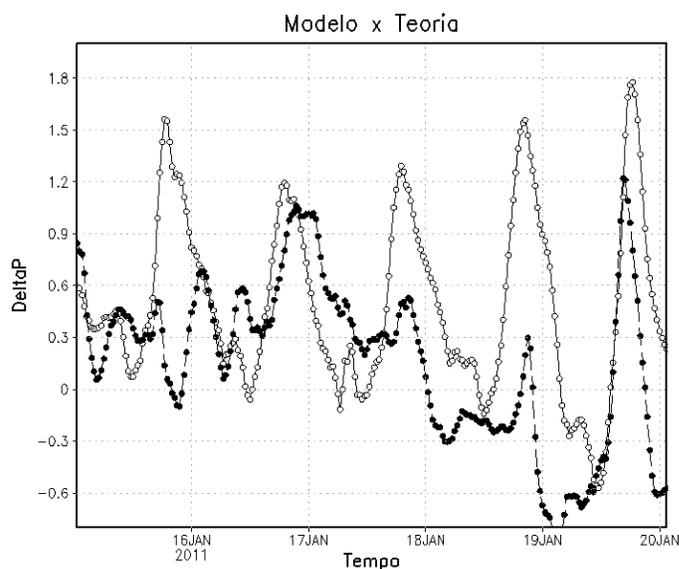
**Figura 25** – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 17 de janeiro



**Figura 26** – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 18 de janeiro



**Figura 27** – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W) para o dia 19 de janeiro



**Figura 28** – Diferença de pressão obtida através das simulações (DeltaP simulada) (círculos brancos) e calculada através da teoria (DeltaP calculada) (círculos pretos) para a coordenada de (9°S, 37°W)

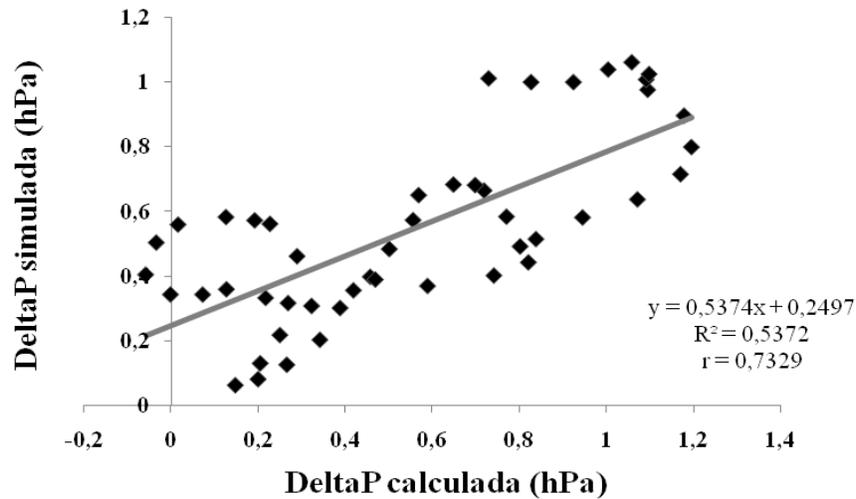
Para uma melhor compreensão e como uma forma de quantificar a relação existente entre as simulações feitas com o modelo e a teoria termodinâmica, são apresentados os coeficientes de correlação ou coeficiente de Pearson, e seus respectivos gráficos de dispersão. As Figuras de 29 a 33 apresentam as correlações entre a diferença de pressão simulada pelo modelo e a calculada pela teoria. São apresentadas as equações da reta de regressão linear correspondentes e os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e de correlação ( $r$ ).

Os resultados mostraram que os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e de correlação foram superiores nos dias 16 e 19 de janeiro, já nos dias 17 e 18, os coeficientes mostraram valores baixos, o que condiz com as Figuras 24 a 28, descritas anteriormente. Nas Figuras 29 e 32, o coeficiente de determinação explica, respectivamente, 54% e 50% da variabilidade dos resultados obtidos através da teoria, enquanto que nas Figuras 30 e 31, o coeficiente de determinação explica, respectivamente, 0,45% e 11% da variabilidade dos resultados obtidos através da teoria.

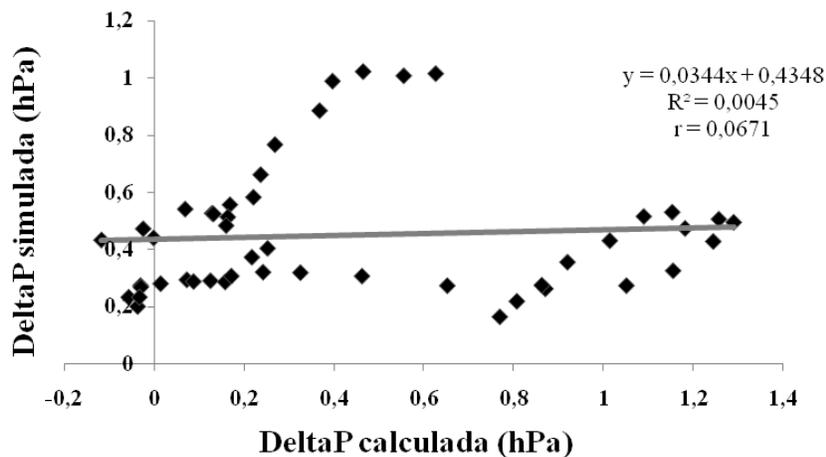
Os coeficientes de correlação obtidos, em relação ao período analisado foram: para o dia 16/01:  $r = 0,73$ , o que indica uma correlação forte; para o dia 17/01:  $r = 0,07$ , o que implica em correlação bem fraca; para o dia 18/01:  $r = 0,10$ , o que indica uma correlação bem fraca; para o dia 19/01:  $r = 0,70$ , o que implica em correlação forte. Esses valores de correlações bem fracas observadas nos dias 17 e 18 podem ter sido causadas pelo enfraquecimento do VCAN neste período, e subsequentemente um fortalecimento do mesmo por volta do dia 19, como já visto anteriormente. Portanto, no geral, os maiores valores do coeficiente de determinação foram verificados nos dias 16 e 19, tendo correlações fortes. A tabela 2 a seguir sintetiza as observações feitas acima.

A discrepância observada entre modelo e teoria, analisada de forma mais minuciosa através da análise estatística, pode ser explicada, também, através da  $\theta_e$ . Observa-se que, no período em que houve uma discordância entre modelo e teoria, não é observado umidade, que poderia favorecer na atividade convectiva, na posição de (9°S;

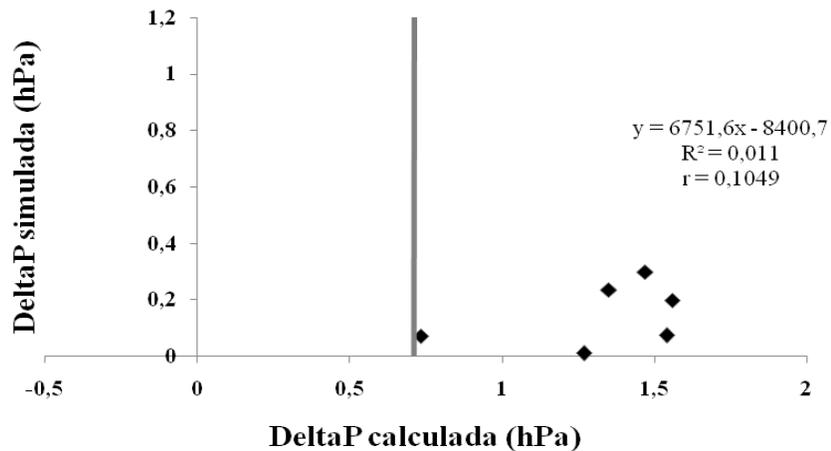
37°W). Sem o desenvolvimento da convecção, a teoria da máquina térmica não pode analisar a atividade convectiva associada ao VCAN.



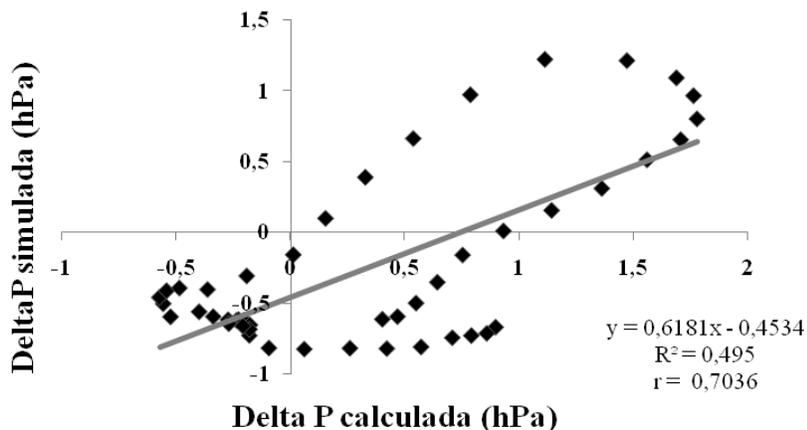
**Figura 29** – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 16 de janeiro de 2011



**Figura 30** – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 17 de janeiro de 2011



**Figura 31** – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 18 de janeiro de 2011



**Figura 32** – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o dia 19 de janeiro de 2011

A tabela 2 mostra, resumidamente, os coeficientes de determinação ( $R^2$ ), de correlação ( $r$ ), o erro absoluto (EA) e o erro quadrático médio (EQM), obtidos neste estudo. Percebe-se o melhor desempenho do modelo nos dias 16 e 19. No dia 19 a correlação é alta

e o valor do erro absoluto é alto devido às maiores diferenças entre os valores simulados e observados no período da tarde e da noite, embora as curvas se mostrem muito coincidentes.

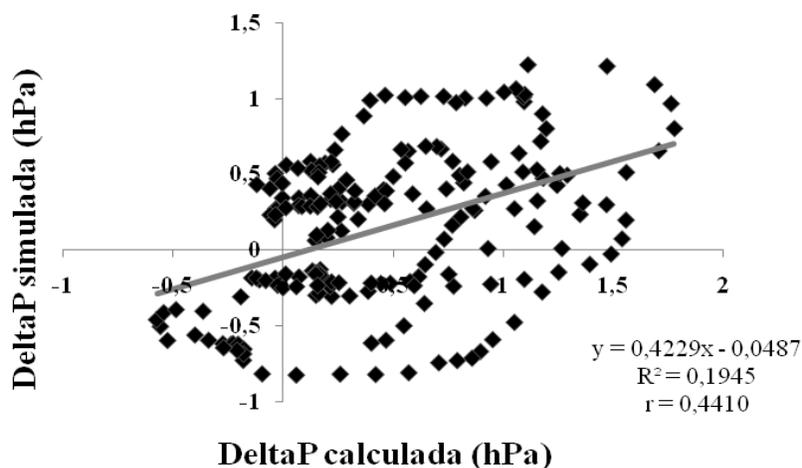
**Tabela 2.** Índices estatísticos analisados: Coeficiente de determinação ( $R^2$ ), coeficiente de correlação ( $r$ ), erro absoluto (EA) e erro quadrático médio (EQM).

<b>Dia / Índices</b>	<b><math>R^2</math></b>	<b><math>r</math></b>	<b>EA</b>	<b>EQM</b>
<b>16/01</b>	<b>0,5372</b>	<b>0,7329</b>	<b>0,1989</b>	<b>0,2543</b>
<b>17/01</b>	0,0045	0,0671	0,4261	0,4744
<b>18/01</b>	0,011	0,1049	0,6948	0,8354
<b>19/01</b>	<b>0,495</b>	<b>0,7036</b>	<b>0,6289</b>	<b>0,7855</b>

A Figura 33 sintetiza todo o período de simulação do modelo versus o cálculo teórico da diferença de pressão. Apesar do coeficiente de determinação explicar aproximadamente 20% da variabilidade entre os dados, o coeficiente de correlação para todo o período foi de  $r = 0,44$ , um valor que indica uma correlação moderada entre os valores simulados e calculados pela teoria. De acordo com o teste t-Student, para 4 dias de simulações com saídas a cada 30 minutos, entre 16 e 19 de janeiro de 2011, tem-se  $N=192$ , e a probabilidade obtida para que se aceite a hipótese de dados não correlacionados foi  $<0,0001$ , o que mostra que se deve rejeitar a hipótese de que não existe correlação entre os dados. Logo, mesmo não sendo uma correlação forte, ainda assim, a teoria da máquina térmica pode ser aceita para se analisar a diferença da pressão entre dois pontos, no caso do VCAN, entre a periferia e o centro.

Tal análise mostra que embora existam, durante o período estudado, dias com coeficientes de correlação e determinação baixos, isso se dá em virtude de estes índices serem muito sensíveis a valores extremos, portanto o modelo pode “simular” bem na maior parte das vezes, mas se não conseguir capturar a tendência de valores observados muito altos ou muito baixos (neste caso a diferença de pressão simulada e calculada), o coeficiente de correlação apresentará valor muito baixo ou até mesmo negativo, como aconteceu para a análise do dia 15 de janeiro e que não foi considerado nesse estudo. Consequentemente o valor de  $r^2$  será ainda mais reduzido. De maneira contrária, um

modelo ruim poderá apresentar bons valores de  $r$  e  $r^2$  se conseguir captar algum valor extremo.



**Figura 33** – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para o período de 16 a 19 de janeiro de 2011

A Tabela 3 mostra os valores dos parâmetros obtidos para o teste t-Student, para os dias 16 a 19 individualmente, e para a série de todo o período entre os dias 16 e 19 de janeiro de 2011.

**Tabela3.** Parâmetros obtidos através do teste t-Student para os dias analisados.

<b>Parâmetros/Dia</b>	<b>16/01</b>	<b>17/01</b>	<b>18/01</b>	<b>19/01</b>	<b>16 a 19/01/2011</b>
<b>T</b>	7,306	0,456	0,715	6,716	6,773
<b>N</b>	48	48	48	48	192
<b>R</b>	<b>0,7329*</b>	0,0671	0,1049	<b>0,7036*</b>	<b>0,4410*</b>

Na tabela, os  $r^*$  foram estatisticamente significativos a um nível acima de 99%. Os dias 17 e 18 não foram significativos, pois deveriam apresentar valores de  $r$  acima de 0,53. O período como um todo, entre 16 e 19 de janeiro, apresentou alta significância estatística para o valor de  $r$  obtido, 0,44, superando um valor crítico para  $r$  que seria de 0,26, comprovando a teoria de que as simulações e os valores calculados apresentam padrões condizentes entre si, sendo bem correlacionados.

Comparando os resultados simulados com os obtidos pela teoria, observa-se que a teoria conseguiu simular com muito boa aproximação os resultados simulados e isso pode ser comprovado pelas Figuras 30 a 34, nas quais estão contidas as correlações referentes a essas diferenças de pressão para o experimento.

## 5. Conclusões

O modelo BRAMS reproduziu bem o evento de VCAN ocorrido sobre a região NEB, no período de 10 a 21 de janeiro de 2011. O VCAN foi observado localizado inicialmente sobre o oceano, porém sofreu um deslocamento para o interior do continente, causando intensa precipitação. Observou-se, também, que este sistema mostrou-se bem definido entre os dias 16 e 21 de janeiro, dias em que se observou a configuração do VCAN de forma mais explícita.

Analisando os parâmetros meteorológicos obtidos através das simulações, observou-se que a velocidade vertical mostrou-se bem intensa durante os dias analisados, evidenciando a ocorrência do VCAN. A precipitação apresentou-se intensa nos primeiros dias de análise, tendendo a um enfraquecimento e, subsequentemente, a uma nova intensificação. Relacionando-se a velocidade vertical com a precipitação acumulada, nos dias que a velocidade vertical mostrou-se intensa até altos níveis, notou-se que a precipitação também foi intensa, para a área estudada.

Os campos de temperatura potencial equivalente mostraram o contraste termodinâmico existente entre a periferia do VCAN estudado e o centro do sistema. Desvios positivos indicaram a atuação de movimentos subsidentes, consequente estabilidade atmosférica e ausência de umidade significativa, no seu centro, quando comparados a área periférica do sistema, que apresentou desvios negativos desta variável em relação à média do período, associado à convecção e instabilidade atmosférica, situação típica das áreas de borda deste tipo de sistema. Foi possível observar o padrão espacial desta variável sobre toda a área do NEB, assim como sua variação ao longo da latitude de 9°S, auxiliando ainda mais o estudo sobre o posicionamento do sistema e sua influência em relação as áreas que apresentavam convecção em relação as áreas com ausência de convecção.

Foi apresentada neste trabalho uma simples aplicação de uma teoria termodinâmica que permitiu analisar a atividade convectiva associada ao VCAN e calcular a queda de pressão que ocorre entre o centro e a periferia desse sistema. A teoria da máquina térmica foi aplicada neste trabalho para avaliar de forma mais simples a diferença de pressão não-hidrostática entre dois pontos no espaço e, assim, estudar as características

termodinâmicas em áreas distintas sob a atuação de um VCAN, mais precisamente, na região da periferia do sistema onde ocorrem os processos convectivos e o centro do sistema, caracterizado pela inibição da convecção.

Os valores da diferença de pressão entre os dois pontos fixos calculados teoricamente e simulados pelo modelo, entre os dias 16 e 19 de janeiro, mostraram a habilidade do modelo em representar esta variável. Os gráficos mostram que o modelo conseguiu capturar bem a variabilidade diurna da pressão não-hidrostática, principalmente no período da tarde quando os processos de convecção geralmente são iniciados.

Entre os dias analisados, dois destes, em especial, apresentaram correlações altas, 16 e 19 de janeiro, e dois apresentaram baixas correlações, 17 e 18. Isso está associado ao fato de que a área da periferia e do centro do VCAN estava sobre os pontos fixados nos dias 16 e 19, e assim a teoria termodinâmica pôde ser aplicada com mais sucesso por ser mais dependente de processos convectivos, que ajudam na maior variação diurna da pressão atmosférica, principalmente entre os períodos da manhã e tarde. Nos dias 17 e 18 o deslocamento do VCAN deixou praticamente apenas a área do seu centro sobre estes pontos, esta região de subsidência, estabilidade e de pequena variação de pressão, influenciou no cálculo teórico, mostrando pouca variação diurna não acompanhando de forma satisfatória a simulação do modelo.

Ao analisar toda a variabilidade entre teoria e simulação para os 4 dias consecutivos, naturalmente o coeficiente de correlação entre simulação e teoria não foi tão alto quanto nos dias 16 e 19 nem tão baixo quanto nos dias 17 e 18, mas ainda assim apresentou um valor de 0,44, considerado moderado pela literatura. Embora visualmente as curvas teórica e simulada tenham mostrado forte coerência entre si, foi aplicado o teste t-Student para verificar a significância estatística da correlação a fim de testar a veracidade desta conexão entre as curvas teórica e simulada.

O teste mostrou que apesar do coeficiente de correlação ter-se mostrado moderado e não muito elevado, este foi estatisticamente significativa a um nível de 99%, podendo-se rejeitar a hipótese de que os dados não poderiam estar correlacionados. Desta forma, comprovou-se que o uso da teoria foi bem sucedida, tendo-se que verificar bem quais os pontos onde esta será aplicada.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALCANTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Uma teoria termodinâmica para brisas: Teste utilizando simulações numéricas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 1, p. 1-11, 2008.

ARAGÃO M. R. D; MENDES, M. C. D; CAVALCANTI, I. F. A. et al. Observational study of a rainy January Day in the Northeast Brazil semi-arid region: synoptic and mesoscale characteristics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, p. 1127-1141, 2007.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974.

BRUNT, D. Energy in the earth's atmosphere. **Philosophical Magazine**, 7, p. 523-532, 1926.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v.25, p.289-321, 1983.

COSTA, S. B. Balanços de vorticidade e energia aplicados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências. São Paulo, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

COTTON, W. R. et al. Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.82, n.1, p.5-29, 2003.

CUNHA, E. B. A. C. Investigação do potencial eólico da região serrana do Ceará. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas)-Universidade Estadual do Ceará, 2008.

DEVORE, J. L. Probabilidade e estatística para engenharia e ciência. São Paulo: Thomson Pioneira, p. 706, 2006.

DUHDIA, J. et al. PSU/NCAR Mesoscale modeling system tutorial class notes and users' guide (MM5 Modeling System) Version 3. 2005.

FREITAS, S. R. et al. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**. Discuss, 7., 8525-8569, 2007.

EMANUEL, K. A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady – State Maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 585 – 604, 1986.

EMANUEL, K. A. Atmospheric convection. **Oxford University Press**, New York, 580 pp, 1994.

EMANUEL, K. A., BISTER, M. Moist convective velocity and buoyancy scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3276 – 3285, 1996.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v.121, p.764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v.29. Art. N° p.1693, 2002.

GOUVÊA, M. L. Cenário de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo. Dissertação (Curso de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas) Universidade de São Paulo, 2007.

HALTINER, G. J.; MARTIN, F. L.; Dynamical and physical meteorology. **McGraw-Hill**, p. 470, 1957.

HUANG, G.; PAES, A. T. Posso usar o teste t-Student quando preciso comparar três ou mais grupo? **Einstein: Educação Continuada em Saúde**, v. 7, n. 2, p. 63-64, 2009.

JUANG, H. M. H.; KANAMITSU, M. The NMC Nested Regional Spectral Model. **Monthly Weather Review**, Boston v.122, n.1, p.3-26. 1994.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño – Southern Oscillation. **Journal of Geophysics Research**, v. 111, n. D13102, DOI: 10.1029/2005JD006142, 2006b.

KLEINSCHMIDT, E. Jr. Grundlagen einer theorie des tropischen zyklonen. **Archiv Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie**, A4, p. 53 – 72, 1951.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, p.1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.33, p.538-551, 1981.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p.1232-1240, 1974.

KUO, Y. H. et al. Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 3, p. 475-491, 1997.

LETTAU, H. A study of the mass, momentum and energy budget of the atmosphere. **Archiv Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie**, A7, p. 133 – 157, 1954.

LIMA, A. G. Contribuição de um sistema convectivo de mesoescala para o armazenamento de água na Paraíba. Campina Grande, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2009.

LIMA, F. J. L. Avaliação do potencial eólico no estado da Paraíba: Um estudo observacional e numérico. Campina Grande, 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2011.

LORENZ, E. N. The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. **World Meteorological Organization**, 161 pp., 1967.

MACHADO, L. A. T. et al. Características dinâmicas e termodinâmica da convecção observadas na Amazônia durante o AMC/LBA. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000.

MARIA, P. H. S. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará. 123 f. Dissertação de Mestrado-UECE, Fortaleza, CE, 2007.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p.851-857, 1986.

MENDONÇA, R. W. B.; BONATTI, J. P. Estudo da energética modal para episódios de ZCAS. Parte II: Impacto da resolução do modelo e da parametrização de convecção. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 381-403, 2008.

MENEZES, H. E. A. Influência da Zona de Convergência Secundária do Atlântico Sul sobre a ocorrência de precipitação no leste do Nordeste brasileiro. Tese de Doutorado - UFCG, Campina Grande-PB, 103p. 2010.

MISHRA, S. K. et al. Structure and evolution of the large-scale flow of an embedded upper-tropospheric cyclonic vortex over Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1673-1688, 2001.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v.113, p.1411-1416, 1985.

NEWELL, R. E., J. W. Kidson, D. G. Vincent, and G. J. Boer. The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. **Massachusetts Institute of Technology Press**, v. 1, 258 pp.

OORT, A. H. On estimates of the atmospheric energy cycle. **Monthly Weather Review**, v. 92, p. 483 – 493, 1964.

PALMÉN, E. Origin and structure of high – level cyclones south of the maximum westerlies. **Tellus**, v. 1, p. 22 – 31, 1949.

RAO, V. B.; SATYAMURTY, P.; BRITO, J. I. B. On the 1983 drought in the Northeast Brazil. **International Journal of the Climatology**, v. 6, p. 43 – 51, 1986.

RAO, V. B.; HADA, K.; HERDIES, D. L. On the severe drought of 1993 in Northeast Brazil. **International Journal of the Climatology**, v. 15, p. 697-704, 1995.

RAO, V. B. et al. Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 85, p. 63-74, 1997.

RAO, V.B.; BONATTI, J.P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11 – 16, 1987.

RAMOS, R. P. L. Precipitation characteristics in the Northeast Brazil. **Journal of Geophysics Research**, v. 80, p. 1665-1678, 1975.

RENNÓ, N. O. A thermodynamically general theory for convective vortices. **Tellus**, v. 60, p. 688 – 699, 2008.

RENNÓ, N. O., ABREU, V., KOCH, J., SMITH, P. H., HARTOGENISIS, O., et al. 2004. MATADOR 2002: A field experiment on convective plumes and dust devils. **Journal of Geophysics Research**, **109**, E07001.

RENNÓ, N. O., NASH, A. A., LUNINE, J., MURPHY, J. Martian and terrestrial dust devils: test of scaling theory using Pathfinder data. **Journal of Geophysics Research**, **105** E1, p. 1859 – 1865, 2000.

RENNÓ, N. O., BLUESTEIN, H. B. A simple theory for waterspouts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 927 – 932, 2001.

RENNÓ, N. O., BURKETT, M. L., LARKIN, M. P. A simple theory for dust devils. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 3244 – 3252, 1998.

RENNÓ, N. O; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 4, p. 572 – 585, 1996.

RIEHL, H. A model of hurricane formation. **Journal of Applied Physics**, v. 21, p. 917 – 925, 1950.

RIEHL, H. Climate and weather in the tropics. **Academic Press**: London, UK. 1979.

ROUCOU, P. et al. Vertical motion changes related to Northeast Brazil Rainfall variability: A GCM simulation. **International Journal of the Climatology**, v. 16, p. 879-891, 1996.

SOUZA, E. P. Trabalho de expansão e de compressão associado às circulações convectivas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 141 – 148, 2004.

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 2915 – 2922, 2000.

SHULEIKIN, V. V. Sea Physics. (in Russian) **USSR Academy of Sciences Press**. 1953.

SVERDRUP, H. U. Der nordatlantische passat. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, v. 2, pp 96, 1917.

TEICHRIEB, C. A. Sensibilidade do BRAMS para descrição de chuva e temperatura, no Nordeste do Rio Grande do Sul, para diferentes resoluções espaciais. Dissertação de Mestrado – UFSM/CCNE/PPGF. Santa Maria – RS, 79p, 2008.

TREWARTHA, G. T. The Earth's problem climates. **University of Wisconsin Press**: Madison, USA. 1961.

VALVERDE RAMIREZ, M. C. Padrões climáticos dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis no Nordeste do Brasil. São José dos Campos, 1996. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 1996.

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 252-278, 1997.

WEBER, R. L.; BUCKNER, M.; WEBER, J. Statistical performance of several mesoscale atmospheric dispersion models. **Journal of Applied Meteorology**, NOAA Central Library, Department of Commerce, v. 21, n. 11, 1633-1644, 1982.

YU, Z. et al. Evaluation of basin-scale hydrologic response to a multi-storm simulation. **Journal of Hydrology**, v. 257, p. 212 - 225, 2002.