**Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas**

MÁRIO FRANCISCO LEAL DE QUADRO

**Estudo de Vórtices Ciclônicos de Mesoescala associados à
Zona de Convergência do Atlântico Sul**

São Paulo

2012

MÁRIO FRANCISCO LEAL DE QUADRO

**Estudo de Vórtices Ciclônicos de Mesoescala associados à
Zona de Convergência do Atlântico Sul**

Versão corrigida da tese apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Meteorologia. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de concentração: Meteorologia
Orientadora: Maria Assunção Faus da Silva Dias

São Paulo

2012

*A meu pai, com saudades,
amor e carinho.*

Variações sobre o mesmo tema - parte dois

“... E que a fraqueza do medo que eu tinha não me impeça de seguir adiante; que a falta de bons motivos não me deixe menos passional, porque metade de mim é euforia e a outra compromisso...

Que as desavenças que marcaram o caminho sejam esquecidas, e que permaneçam as lembranças dos bons momentos, pois metade de mim é raiva e a outra esperança...

Que a dor que senti em meu peito seja dividida com os mais próximos, porque metade de mim é vergonha e a outra prazer...

Que os trens que embarcamos passem e não nos deixem marcas, porque metade de mim é espera e a outra saudade...

Que o convívio com os amigos que ficaram continue, mesmo com a distância, porque metade de mim é presença e a outra partida...

E que ainda seja preciso mais que uma Tese para me fazer aquietar o espírito, pois metade de mim é o sentimento de dever cumprido e a outra dúvida...

Que a resposta encontrada no passado seja compreendida; e que ninguém mais a tente complicar, porque ainda é preciso simplicidade para fazê-la florescer...

E que minha loucura seja perdoada, porque metade de mim ama a meteorologia, e a outra também!”

João Neves e Tatiane Martins (Versão da música Metade de Osvaldo Montenegro).

Agradecimentos

A Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias, não só pela correta orientação, mas pelo contínuo interesse, disponibilidade, incentivo, amizade e confiança em mim depositada na realização deste trabalho.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina e, especialmente ao grupo de professores do Curso Técnico de Meteorologia, pela concessão do afastamento para o desenvolvimento da tese.

Novamente aos contribuintes brasileiros que, através do Programa Institucional de Qualificação Docente para a Rede Federal de Educação Profissional e Tecnológica (PIQDTec) da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), concederam a bolsa de doutorado para o apoio financeiro durante a realização desta pesquisa.

A minha mãe, “Leilinha”, minhas irmãs, Denise e Mariangela, minha esposa, Angela, meus filhos, Nicolas e Jade, pelo amor, compreensão e suporte à minha formação acadêmica.

Aos amigos Gustavo companheiro pessoal e profissional de mais de vinte anos e Dirceu que, mais do que um colaborador, foi meu co-orientador de direito e a comadre Marilene pelo incentivo durante os anos dedicados a tese.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) pelas valiosas discussões que contribuíram com o trabalho, em especial ao Edmilson pelo acompanhamento do trabalho. Também a equipe de secretárias e seção de informática do DCA, sempre simpáticos, disponíveis e eficientes.

A todos os colegas da Pós-Graduação do DCA e de outros lugares do Brasil pela amizade, companheirismo acadêmico e agradável convívio social. Em especial ao Anderson, Diego, Rubinei, Ivan, Maria Cristina, Helber, Marta, João, Maria, Tatiane, Mauricio, Adriano, Roger, Lacava, Marcio, Marcos, Luciano, Caarem, Everaldo, Marcia, Daniel, Michel,

Marcão, Candinho, Beck, Uda, Fabrício, João, Julio, Cezar, Vagner e, em especial, a turma da “Casa do Norte” pelas reuniões científico-culturais que tivemos durante todo período de convivência acadêmica.

Aos colegas do CPTEC/INPE pela colaboração no trabalho, em especial ao Daniel, Priscila, Bruna, Marília e Diego pela grande ajuda na parte de modelagem numérica.

A NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) (Greenbelt - EUA) e a Universidade de Maryland (College Park - EUA), pela cessão da estrutura física e suporte computacional para o desenvolvimento de parte do trabalho da tese e ao Dr. Ernesto Hugo Berbery, cujas dicas foram importantes durante a fase inicial da pesquisa.

Resumo

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um fenômeno meteorológico que exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando altos índices pluviométricos na América do Sul. Este estudo mostra que, em uma análise de mesoescala, um Vórtice Ciclônico de Mesoescala (VCM) está associado à ZCAS através de um processo de retroalimentação. Este sistema é gerado dentro de um ambiente estratiforme na região da ZCAS, suga a umidade, acelera os ventos na vertical provocando intensa precipitação e, como consequência, pode afetar drasticamente as regiões atingidas provocando sérios danos sócio-econômicos. Este trabalho enfoca a atuação destes VCMs que se formam associados à ZCAS, identificando as propriedades termodinâmicas durante os diversos estágios de seu ciclo de vida. O trabalho é desenvolvido em três fases: (a) documentação da representação da precipitação e do transporte de umidade para a região da ZCAS através de conjuntos de reanálises de nova geração; (b) avaliação da importância da atuação dos VCMs embebidos na ZCAS, através do desenvolvimento de um sistema de detecção para determinação de estatística de ocorrência e (c) realização de simulações com o modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) para compreensão do comportamento de episódios específicos destes sistemas de mesoescala e sua relação com a ZCAS. A primeira parte do trabalho evidencia o avanço das novas reanálises da tentativa de representar de forma mais adequada à variável precipitação acumulada na região da ZCAS. A documentação é baseada em seis conjuntos de reanálises atmosféricas (MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1, NCEP 2 e NCEP CFSR) e cinco conjuntos de produtos observados de precipitação (SALDAS, CPC, CMAP, GPCP e GLDAS). Através das reanálises também foi avaliado o transporte de umidade sobre a região da ZCAS, para os anos de 1979 a 2007. Os diagramas de Taylor mostram que os produtos de precipitação estão bem correlacionados com o ponto de referência (CPC), com coeficientes entre 0,6 e 0,9. Somente a reanálise do NCEP CFSR possui correlações próximas as dos produtos de precipitação. Os VCMs, embebidos na banda de nebulosidade da ZCAS, são selecionados através de um critério objetivo de detecção, baseado na vorticidade e circulação do sistema, aplicado ao período de 2000 a 2009. Um total de 300 VCMs úmidos foram detectados na baixa troposfera, enquanto que na média e alta troposfera foram detectados 277 VCMs. Na baixa troposfera a maioria dos VCMs úmidos se localiza mais para SW na região continental costeira (ZCC) da ZCAS. Verifica-se também

uma concordância entre os vórtices destas regiões de máxima vorticidade ciclônica e os extremos de precipitação. O estudo de dois casos específicos nas regiões da Continental Amazônica (ZCA) e ZOC, simulados através do modelo BRAMS, enfoca a relação entre a formação de mesovórtices e a atividade convectiva presente próximo à região de formação. Em ambas as regiões, os VCMs apresentam características similares, que podem ser consideradas como uma “assinatura” do sistema. Nos dois casos simulados estes sistemas apresentam o ciclo de vida inferior a 24 horas, escala espacial de aproximadamente 200 x 200 km², intensa precipitação, deslocamento no mesmo sentido do escoamento na baixa troposfera, vorticidade relativa da mesma ordem de magnitude do parâmetro de Coriolis (10^{-4} s^{-1}), núcleo quente acima do nível de máxima intensidade e um rápido crescimento do centro de vorticidade ciclônica principalmente nos baixos níveis. O balanço de vorticidade e o ciclo de energia desses sistemas são analisados. Pela comparação da chuva simulada com o produto Hidroestimador, sugere-se que o modelo BRAMS, com uma alta resolução espacial e temporal, melhora a representação do VCM, comparado com os dados da reanálise CFSR do NCEP.

Abstract

The South Atlantic Convergence Zone (SACZ) is a meteorological phenomena that plays an important role in the precipitation regime over the region it covers, resulting in a high pluviometric indices in South America. This study shows, from the mesoscale analysis prospective that Mesoscale Cyclonic Vortex (MCV) is associated to the SACZ through a feedback process. This system is generated embedded in a stratiform environment within the SACZ region, taking moisture up, increasing vertical winds resulting in intense precipitation and consequently can affect drastically susceptible regions prone to natural disasters causing serious social and economic problems. This study highlights the MCVs associated to the SACZ, identifying the thermodynamic properties of the various stages during its lifetime cycle. This study is separated in 3 distinct parts as follows: (a) document the representation of the precipitation and moisture transport into the SACZ new generation reanalysis; (b) develop a detection system to compute the frequency statistics to assess the importance of the embedded MCVs to the SACZ and (c) use of the BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) mesoscale model to understand specific MCVs episodes and its relationship with SACZ. In its first part, this work clearly shows the progresses made by the new reanalysis on the correct representation of the accumulated precipitation over the SACZ region. The documentation is based upon six atmospheric reanalysis datasets namely MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1, NCEP 2 and NCEP CFSR in addition to five precipitation products namely SALDAS, CPC, CMAP, GPCP and GLDAS. The reanalysis were also used to assess the moisture transport over the SACZ region from 1979 through 2007. Taylor plots show that the precipitation products are well associated to the reference dataset (CPC) with correlation coefficients varying between 0,6 and 0,9. Furthermore, only the NCEP CFSR reanalysis present precipitation correlation close to the abovementioned products. The MCVs embedded within the SACZ cloud bands are selected through an objective detection criteria based on the vorticity and circulation of the system, performed from 2000 to 2009. A total of 300 moist MCVs were detected in the lower troposphere whereas in the medium and high troposphere 277 were detected. Most of the MCVs in the lower troposphere were located in the Southwestern region of the continental coastal line of the SACZ and are possibly associated to topographic effects and local instability caused by incursion of transient systems into the SACZ region. Moreover, the vortices in this region match very well the regions of maximum cyclonic vorticity and maximum precipitation

intensity. Two case studies were conducted over the Continental Amazonia Zone, simulated using the BRAMS model, showing the relationship between the mesovortices formation and the convective activity near its formation region. In both regions the MCVs present similar characteristics which could be considered as a "signature" for such systems. The case studies also present a lifetime shorter than 24 hours and spatial scale of approximately 200 km² in addition to intense precipitation, shifting in the flow direction in the lower troposphere, relative vorticity of the same order as the Coriolis parameter (10^{-4} s^{-1}), warm core above the level of maximum intensity and rapid growth of the cyclonic vorticity center mostly in the lower levels. The vorticity balance and the energy cycle of these systems is then analyzed. The simulated precipitation is compared against the Hidroestimador precipitation product. The results suggest that the BRAMS model, configured with high spatial and temporal resolutions improves the representation of the MCVs when compared to the NCEP CFSR reanalysis.

Sumário

Agradecimentos.....	vii
Resumo	ix
Abstract.....	xi
Sumário	xiii
Lista de Siglas	xv
Lista de Símbolos	xviii
Lista de Tabelas	xix
Lista de Figuras.....	xx
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Histórico e Motivação do Trabalho	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Estrutura da Tese	4
2. ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO E DO TRANSPORTE DE UMIDADE NA REGIÃO DA ZCAS ATRAVÉS DA NOVA GERAÇÃO DE REANÁLISES	5
2.1. Introdução	5
2.2. Dados e Metodologia	7
2.3. Resultados	11
2.4. Conclusão.....	25
3. ESTUDO CLIMATOLÓGICO DE VCMs ASSOCIADOS Á ZCAS	26
3.1. Introdução	26
3.1.1. Estrutura dos Vórtices Convectivos de Mesoescala.....	26
3.1.2. Algoritmos de detecção de VCMs.	28
3.1.3. A Atividade Convectiva na ZCAS.....	29
3.1.4. Objetivos	31
3.2. Dados e Metodologia	32
3.3. Resultados	36
3.3.1. Análise dos Vórtices Convectivos embebidos na ZCAS	39
3.3.2. Análise do Episódio de ZCAS entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009	56
3.4. Conclusões	63
4. ESTUDO DE EPISÓDIOS DE VCMs ATRAVÉS DE SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM O MODELO BRAMS	66
4.1. Introdução	66
4.1.1. Características de um Vórtice Convectivo de Mesoescala	67
4.1.2. Estudos de Casos de VCM na BFZ.....	72
4.1.3. Análise do Ciclo de Energia	73

4.2. Dados e Metodologia	77
4.3. Resultados	82
4.3.1. Simulação Numérica do Episódio de ZCAS na ZCA entre 22 e 25 de janeiro de 2009	82
4.3.2. Simulação Numérica do Episódio de ZCAS na ZOC entre 4 e 5 de fevereiro de 2008	100
4.4. Conclusões	120
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	127
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	130
APÊNDICE A: Características de simulação do modelo BRAMS (RAMSIN).....	142

Lista de Siglas

AS	América do Sul
ACPR	Precipitação Convectiva
ATPR	Precipitação Total
ATOP	Topografia
AVOR	Vorticidade Relativa
ANEB	Nebulosidade
ALHF	Fluxo de Calor Latente na Superfície
ASHF	Fluxo de Calor Sensível na Superfície
AROL	Radiação de Onda Longa Emergente no Topo da Atmosfera
ACAP	Energia Potencial Convectiva Disponível
BD	Banda Convectiva Dispersa
BFZ	<i>Baiu Frontal Zone</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível (do inglês <i>Convective Available Potential Energy</i>)
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CLP	Camada Limite Planetária
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CISK	Instabilidade Condicional do Segundo Tipo (do inglês <i>Conditional Instability of the Second Kind</i>)
CMAP	<i>Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation</i>
COLA	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	<i>European Center for Medium Range Forecasting</i>
EPD	Energia Potencial Disponível
EUA	Estados Unidos da América
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GrADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>

GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
GTS	<i>Global Telecommunication System</i>
H	Calor Sensível
HS	Hemisfério Sul
IAG	Instituto Astronômico e Geofísico
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
JJA	Junho-Julho-Agosto
JMA	<i>Japan Meteorological Agency</i>
L_R	Raio de Deformação de Rossby
LE	Calor Latente de Condensação
MERRA	<i>Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications</i>
MOM	<i>Modular Ocean Model</i>
MT	Mato Grosso
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NE	Nordeste
NZCAS	“Não” Ocorrência de Zona de Convergência do Atlântico Sul
NW	Noroeste
OIS	Oscilação Intrazonal
VCM	Vórtice Ciclônico de Mesoescala
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SALDAS	<i>South America Land Data Assimilation System</i>
SE	Sudeste
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
STD	Desvio Padrão Normalizado (do inglês <i>Standard Deviation</i>)
SW	Sudoeste
T	Temperatura do ar
Td	Temperatura do ponto de orvalho
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

UR	Umidade relativa do Ar
USP	Universidade de São Paulo
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i> (Tempo Coordenado Universal)
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCA	ZCAS Continental Amazônica
ZCC	ZCAS Continental Costeira
ZOC	ZCAS Oceânica
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Lista de Símbolos

A_Z	Energia Potencial Disponível do Estado Básico Zonal
A_E	Energia Potencial Disponível da Perturbação
K_Z	Energia Cinética do Estado Básico Zonal
K_E	Energia Cinética da Perturbação
C_Z	Termo de Conversão entre A_Z e K_Z
C_E	Termo de Conversão entre A_E e K_E
C_A	Termo de Conversão entre A_Z e K_E
C_K	Termo de Conversão entre K_E e K_Z
G_Z, G_E	Geração de Energia Potencial Disponível do Estado Básico Zonal e da Perturbação
f	Parâmetro de <i>Coriolis</i>
D_Z, D_E	Dissipação de Energia Disponível do Estado Básico Zonal e da Perturbação
Fig.	Figura
Figs.	Figuras
g	gramas
hPa	hecto Pascal
J	Joules
K	Kelvin
Kg	Quilogramas
θ	Temperatura Potencial
θ_v	Temperatura Potencial Virtual
m	Metros
mm.d ⁻¹	Milímetros por Dia
Pa	Pascal
s	Segundos
W.m ⁻²	Watts por metro quadrado
Z	Horário Zulu correspondente ao horário UTC
ζ	Componente Vertical da Vorticidade Relativa

Lista de Tabelas

TABELA 3.1 - COMPARAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE VCMs ENCONTRADOS EM ESTUDOS ANTERIORES. NÚMERO ENTRE PARENTESSES INDICAM O NÚMERO TOTAL DE VÓRTICES DETECTADOS PELO ALGORITMO DE DAVIS ET AL. (2002).....	29
TABELA 3.2 - PERÍODOS SELECIONADOS DE EPISÓDIOS DE ZCAS NA REANÁLISE NCEP CFSR ENTRE OS ANOS DE 2000 A 2009*	39
TABELA 3.3 – NÚMERO DE CASOS (NCAS) E MÉDIAS DE ATPR (mm.d-1), ACPR (mm.d-1) e AVOR (*105s-1) PARA TODOS OS VCMs EM CADA NÍVEL DE PRESSÃO ANALISADO	44
TABELA 3.4 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZCA*	59
TABELA 3.5 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZCC*	60
TABELA 3.6 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZOC*	60
TABELA 4.1 - PRINCIPAIS OPÇÕES UTILIZADAS PARA AS SIMULAÇÕES NO MODELO BRAMS.....	79

Lista de Figuras

Figura 2.1 - Região selecionada para a análise deste estudo. As linhas sólidas mostram o limite dos pontos de grade.	8
Figura 2.2 - Precipitação Climatológica (mm.dia-1) mensal dos produtos de observação CPC, GLDAS, SALDAS, CMAP e GPCP (a) e das reanálises MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1, NCEP 2 e NCEP CFSR (b) média para a região de estudo. Região sombreada em cinza indica os limites da precipitação observada pelos produtos de precipitação.	13
Figura 2.3 - Diferença entre a precipitação climatológica (mm.dia-1) entre as reanálises MERRA (a), ERA-Interim (b), ERA-40 (c), NCEP 1 (d), NCEP 2 (e) e NCEP CFSR (f) e o CPC, para os meses do verão (DJF) do HS.	15
Figura 2.4 - Idem a figura 2.3, para os meses do inverno (JJA) do HS.	16
Figura 2.5 - Histogramas da diferença de precipitação (mm.dia-1) média de verão do HS das reanálises MERRA (a), ERA-Interim (b), ERA-40 (c), NCEP 1 (d), NCEP 2 (e) e CFSR do NCEP (f) e a climatologia do CPC para a região da ZCAS.	19
Figura 2.6 - Diagramas de Taylor para a correlação e desvio padrão médio na região da ZCAS para os meses de verão (a) e inverno (b) do HS, usando o CPC como referencia.	20
Figura 2.7 - Vetor fluxo integrado de umidade (Kg.m-1s-1) e divergência do fluxo integrado de umidade (mm.dia-1) médio na coluna atmosférica (valores sombreados em azul representam convergência) (a), evaporação (mm.dia-1) (b) e precipitação acumulada (mm.dia-1) médias (c) para a reanálise MERRA nos meses de verão (DJF).	23
Figura 2.8 - Idem a figura 2.7 para a reanálise CFSR do NCEP.	24
Figura 3.1 - Ilustração do critério definido para indicar a circulação do vento em torno do ponto central do vórtice ciclônico de mesoescala.	33
Figura 3.2 - Subdivisão das regiões da ZCAS Continental Amazônica (ZCA), Continental Costeira (ZCC) e Oceânica (ZOC) definidas no estudo e topografia (m) da região da ZCAS e adjacências.	35
Figura 3.3 - Mapas de linhas de corrente e velocidade vertical Omega (Pa s-1) (sombreado) que indicam os vórtices ciclônicos de mesoescala detectados nas sub-regiões ZCA às 18Z de 04/12/2008 em 450 hPa (a), ZCC às 6UTC de 24/02/2008 em 850 hPa (b) e ZOC às 12UTC de 05/02/2008 em 875 hPa (c). A linha tracejada indica a região de convergência da ZCAS.	38
Figura 3.4 - Localização do VCMs úmidos (a) e secos (b) detectados pelo sistema de detecção na região da ZCAS entre os anos de 2000 a 2009. A legenda representa a localização e o total de vórtices selecionados em níveis contíguos de pressão. .	41
Figura 3.5 - Histogramas de ocorrência de VCMs úmidos para as regiões ZCA (a), ZCC (b) e ZOC (c) e secos para as mesmas regiões ZCA (d), ZCC (e) e ZOC (f) por horário sinótico.	47
Figura 3.6 - Perfil vertical médio de velocidade vertical omega (Pa s ⁻¹) para os vórtices úmidos (a) e secos (b) e de divergência de massa (10 ⁻⁵ s ⁻¹) para os vórtices úmidos (c) e secos (d).	48
Figura 3.7 - Idem a figura 3.5 para o perfil médio de vorticidade relativa (10 ⁻⁵ s ⁻¹) e anomalia de temperatura potencial (K).	49
Figura 3.8 - Histogramas de Precipitação Total (ATPR) (a,b,c), Vorticidade Relativa (AVOR) (d,e,f) e Radiação de Onda Longa Emergente (AROL) (g,h,i) para as regiões da	

	ZCAS Continental Amazônica (ZCA), ZCAS Continental Costeira (ZCC) e ZCAS Oceânica (ZOC), respectivamente para cada variável.	53
Figura 3.9 -	Idem a figura 3.7 para os as variáveis fluxos de calor latente (ALHF) (a,b,c) e sensível (ASHF) (d,e,f) na superfície, e energia potencial convectiva disponível (ACAP) (g,h,i).....	54
Figura 3.10 -	Diagramas de Precipitação Total (ATPR) (a,b,c), Precipitação Convectiva (ACPR) (d,e,f), Vorticidade Relativa (AVOR) (g,h,i) e fluxo de calor latente na superfície (ALHF) (j,k,l) para as regiões ZCA, ZCC e ZOC, respectivamente para cada variável.	55
Figura 3.11 -	Imagem no canal infravermelho (IR) realçada do satélite GOES-10 para os horários de 06Z dos dias 20 (a), 21 (b), 22 (c), 23 (d) e 24 (e) e 18Z dos dias 20 (f), 21 (g), 22 (h), 23 (i) e 24 (j) de janeiro de 2009.....	56
Figura 3.12 -	Precipitação média acumulada (mm.dia-1) obtida da reanálise do CFSR NCEP para os horários de 0Z (a), 6Z (b), 12Z (c) e 18Z (d) entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009. Os pontos pretos indicam o centro de VCM identificados pelo processo de seleção.....	58
Figura 3.13 -	Meteograma da seção temporal da variação vertical da vorticidade relativa ($\times 10^5 \text{ s}^{-1}$) (sombreado), umidade específica (Kg/Kg) (linhas sólidas), velocidade Vertical Omega (Pa/s) (linhas tracejadas) e vento horizontal (m/s) (a), precipitação total (barras azuis) e convectiva (barras verdes) (b) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) (W/m^2) (c) para o VCM selecionado na região ZOC em 20/01/2009 as 12Z. Gráficos (d), (e) e (f) idem a (a), (b) e (c) para o VCM na região ZCC em 24/01/2009 as 6Z.	62
Figura 3.14 -	Mapas de precipitação total acumulada em 6 horas (sombreada), obtida da reanálise do NCEP CFS, e vento horizontal (m/s) em 925 hPa de 12Z de 20/01/2009 (a) e em 800 hPa de 6Z de 24/01/2009.	63
Figura 4.1 -	Diagrama esquemático de (a) uma região convectiva e outra estratiforme (linhas tracejadas representam as anomalias de temperatura) e (b) trajetórias da parcela de ar (região sombreada) e lapse rate vertical de γ nas duas regiões. Extraída de Chen e Frank (1993).	70
Figura 4.2 -	Imagem realçada do satélite do GOES-10 e simulação do modelo BRAMS do campo de vento (m.s^{-1}) e precipitação (mm) acumulada horária para 21Z do dia 23 (a e b), 03Z (c e d), 09Z (e e f) e 12Z (g e h) do dia 24 de janeiro de 2009, na altura de 2313,3m.	84
Figura 4.3 -	Perfil vertical de (a) vorticidade relativa (10^{-4} s^{-1}) e (b) anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em relação a média zonal no ponto central do mesovórtice as 21Z de 23 de janeiro, 00Z, 03Z, 06Z, 09Z e 12Z de 24 de janeiro de 2009.	88
Figura 4.4 -	Seção vertical AB da figura 2b para 21Z de 23 de janeiro de 2009: (a) velocidade vertical (sombreado) ($2 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z), razão de mistura (g.Kg^{-1}) e precipitação total (mm) acumulada na última hora; (b) vorticidade relativa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z), temperatura potencial (K) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) (W/m^2); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%). Triângulo indica o ponto central do vórtice. Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	89
Figura 4.5 -	Como na figura 4.4 para a seção vertical CD da figura 2d para 03Z de 24 de janeiro de 2009.	90
Figura 4.6 -	Diagrama termodinâmico Skew-T/Log-p no ponto central do VCM as 03Z do dia 24 de janeiro de 2009.....	91

Figura 4.7 – Como na figura 4.4, para a seção vertical CD da figura 4.2d para 09Z de 24 de janeiro de 2009.	94
Figura 4.8 - Perfil vertical da tendência de vorticidade relativa média (10-8s-2), no raio de 15 km em torno do centro do VCM, para cada termo da equação (6) as 21Z do dia 23 de janeiro (a), 00Z (b), 03Z (c) e 09Z (d) do dia 24 de janeiro de 2009.	95
Figura 4.9 - Série temporal das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z, K_E, A_Z, A_E) e b) conversões (C_A, C_E, C_K, C_Z) entre as 21Z de 23/01/2009 e 12Z de 24/01/2009. As unidades são $\times 10^5 \text{ J.m}^{-2}$ para as energias e W.m^{-2} para as conversões.	97
Figura 4.10 – Comparação entre os campos de vento (m.s^{-1}) e precipitação (mm) acumulada horária do modelo BRAMS na altitude de 2313 m (a), da reanálise CFSR do NCEP em 800 hPa (b) e do produto HIDROESTIMADOR (c) para as 06Z do dia 24 de janeiro de 2009.	99
Figura 4.11 – Como na figura 4.2 para 15Z do dia 4 (a e b), 18Z (c e d), 21Z (e e f), 03Z (g e h) e 09Z (i) de 5 de fevereiro de 2008, na altura de 1484,1m.	104
Figura 4.12 – Como na figura 4.3 para 15Z, 18Z e 21Z de 4 de fevereiro, 00Z, 03Z e 09Z de 5 de fevereiro de 2008.	107
Figura 4.13 – Seção vertical de velocidade vertical (sombreado) (m.s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z), razão de mistura (g.Kg^{-1}) e precipitação total (mm) acumulada na última hora ao longo dos eixos AB as 15Z (a), 18Z do dia 4 (b), 03Z (c) e 09Z do dia 5 de fevereiro de 2008 (d). Triângulo indica o ponto central do vórtice. Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.	108
Figura 4.14 – Como na figura 4.13 para a seção vertical de vorticidade relativa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z), temperatura potencial (K) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) (W.m^{-2}).	112
Figura 4.15 – Como na figura 4.13 para a seção vertical de divergência de massa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%) até a altitude de 6 km, e anomalia de TSM em relação a média zonal entre as longitudes de 39°W e 24°W	113
Figura 4.16 – Como na figura 4.8 para as 15Z (a), 21Z (b) do dia 4 de fevereiro, 06Z (c) e 09Z (d) do dia 5 de fevereiro de 2008.	116
Figura 4.17 – Como na figura 4.6 para as 15Z (a), 18Z (b), 21Z (c) do dia 4 de fevereiro e 09Z (d) do dia 5 de fevereiro de 2008.	117
Figura 4.18 – Comparação entre os campos de vento (m.s^{-1}) e precipitação (mm) acumulada horária do modelo BRAMS na altitude de 1484.1 m, da reanálise CFSR do NCEP em 900 hPa e do produto HIDROESTIMADOR para 00Z (a, b e c) e 06Z (d e e) do dia 5 de fevereiro de 2008, respectivamente.	119
Figura 4.19 - Série temporal da precipitação horária (mm) acumulada nos retângulos de 15 km^2 na regiões NE (vermelho), SE (azul), SW (verde) e NW (azul claro) do centro dos VCM analisados em janeiro de 2009 (a) e fevereiro de 2008 (b). ..	125
Figura 4.20 – Diagrama esquemático idealizado da circulação associada ao VCM embebido na região estratiforme da ZCAS.	126

1. INTRODUÇÃO

1.1. Histórico e Motivação do Trabalho

Durante os meses de verão do Hemisfério Sul, A ZCAS é um fenômeno meteorológico que exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando altos índices pluviométricos na América do Sul. Este fenômeno é caracterizado pela persistência de uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), que se estende desde o centro sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e estendendo-se em direção ao Oceano Atlântico sudoeste (Ferreira et al., 2004). Uma das principais consequências da atuação da ZCAS é a ocorrência dos altos índices pluviométricos, principalmente no final da primavera e nos meses de verão, nas regiões afetadas (Grimm, 2011).

Na década de 1980 e início dos anos 1990, os estudos concentraram-se no diagnóstico do sistema, através de sua caracterização física, buscando uma assinatura do fenômeno (Satyamurti e Rao, 1988; Silva Dias et al., 1991). Na época, os trabalhos já apontavam a ZCAS ligada a fatores como: a interação de vórtices ciclônicos de altos níveis de escala subsinótica com sistemas frontais na região da ZCAS (Nobre, 1988), uma resposta a passagens de perturbações atmosféricas moduladas pela Oscilação de 30/60 dias (Casarin e Kousky, 1986) e explosões convectivas sobre o Brasil Central e sul da Amazônia, responsáveis pela geração da Zona de Convergência em baixos níveis (Figuerola e Nobre, 1990). Nesse período, também foram sugeridas possíveis influências remotas através de fenômenos meteorológicos ou oceânicos (Grimm e Silva Dias, 1995; Nogués-Paegle e Mo, 1997; Jones e Horel, 1990; Marton, 2000). Nos últimos anos também foram realizados trabalhos de modelagem numérica para simulação da ZCAS nas suas componentes atmosférica e oceânica (Pezzi e Cavalcanti, 2000; Mendonça, 2005; Chaves e Satyamurty,

2006) e estudos da variabilidade da ZCAS nas suas diversas escalas espaciais e temporais (Carvalho et al., 2004; Ferreira et. al.,2004; Grimm e Zilli, 2009).

Um dos fatores importantes para a localização da ZCAS é a topografia no centro-leste do Brasil, conforme demonstrado por Grimm et al. (2007). Esta topografia intensifica a precipitação, contribuindo para a manutenção da convecção na região através da geração de circulação ciclônica e convergência em baixos níveis (mecanismo CISK, instabilidade condicional de segunda ordem). A manutenção da ZCAS deve-se à contribuição da umidade que pode ser gerada localmente pela evapotranspiração, ou transportada de outras áreas para a região da ZCAS. Herdies et al. (2002), analisando o transporte de umidade entre os trópicos e subtropicais, associado ao padrão bimodal de ZCAS-NZCAS (Não ZCAS), concluíram que este transporte ocorre por dois caminhos principais, um associado à presença da ZCAS e outro ao Jato de Baixos Níveis (JBN). Especificamente com relação à ZCAS, Jones e Carvalho (2002) mostram que variações intrasazonais nos ventos de baixos níveis sobre Amazônia modulam o SMAS (Sistema de Monção da América do Sul) e que os casos mais intensos de ZCAS estão relacionados a regimes de ventos de oeste, associados à fase ativa do SMAS. Drumond et. al. (2008), analisando o transporte de umidade médio pelo período de 10 dias, mostram uma forte captação de umidade sobre a costa leste do Brasil, na vizinhança da ZCAS e sugerem que a região sul do Atlântico Tropical é uma fonte de umidade para a ZCAS.

Em resumo, desde a década de 1980 inúmeros estudos foram realizados visando compreender os padrões troposféricos e oceânicos associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), fenômeno meteorológico que exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua. No entanto, a ZCAS é um fenômeno meteorológico que possui características regionais ainda pouco exploradas. Estas características, associadas aos padrões troposféricos e oceânicos de maior escala, são responsáveis pela intensificação da precipitação em determinadas regiões nos períodos em que a ZCAS está presente. Além disso,

pode-se afirmar que a previsibilidade da ZCAS pelos modelos atuais e modelos operacionais regionais (e até em escala global) é bastante limitada, provavelmente pelo fato de que estes modelos ainda falham na reprodução dos perfis de aquecimento convectivo associado ao sistema e, pela deficiência de observações, pois os esquemas de análise e assimilação de dados não são suficientemente precisos para reproduzir adequadamente a estrutura de mesoescala da ZCAS.

Nos últimos 30 anos, os vórtices ciclônicos de mesoescala (VCMs) têm recebido interesse dos pesquisadores, em grande parte devido ao reconhecimento de sua influência sobre o início, organização e evolução da convecção profunda e úmida. Estes vórtices possuem circulação ciclônica, são quase-estacionários, e se formam na média troposfera nas regiões dos sistemas convectivos de mesoescala (SCM) (Bosart e Sanders, 1981) e muitas vezes persistem após a dissipação do sistema convectivo. Estudos sobre a *Baiu Frontal Zone* (BFZ), outra zona de convergência que atua no continente asiático e apresenta características semelhantes à ZCAS, mostram que os VCMs geralmente se formam associados a sistemas convectivos de mesoescala embebidos na zona de convergência e provocam intensa precipitação nas regiões onde atuam (Ninomiya, 2007; Chen et al., 1998). A atuação dos VCMs embebidos na ZCAS tem sido pouco explorada, motivando o foco deste trabalho que visa analisar sua estrutura tri-dimensional.

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é de compreender a relação existente entre um VCM e a ZCAS dentro da qual ele se desenvolveu. Os objetivos específicos, desenvolvidos nos capítulos posteriores, são:

- analisar o desempenho da nova geração de reanálises que possuem uma resolução espacial maior e modelos oceano-atmosfera-terra acoplados, como no caso do CFSR, em relação aos produtos anteriores do NCEP;
- identificar as características básicas da formação dos VCMs selecionados através de um critério objetivo de detecção aplicado ao período de 2000 a 2009.
- avaliar a atuação deste sistema meteorológico nas regiões afetadas, em termos de variabilidade da posição, intensidade e frequência destes sistemas;
- simular através de modelagem numérica o ciclo de vida de um mesovórtice gerado dentro de um ambiente estratiforme na região da ZCAS.

1.3. Estrutura da Tese

O trabalho foi desenvolvido em três fases descritas nos capítulos posteriores. A seção dois, que consta no trabalho de Quadro et al. (2011), contempla a análise da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através de reanálises de nova geração. A terceira seção estuda a atuação dos VCMs sobre a América do Sul, e principalmente os que se formam associados à ZCAS, através do desenvolvimento de um sistema de detecção para determinação de estatística de ocorrência durante os meses de verão de 2000 a 2009. A análise de dois episódios específicos de VCMs é feita na quarta seção, através dos resultados da simulação com um modelo de mesoescala de alta resolução espacial. As conclusões, os comentários finais e as sugestões são apresentados na seção 5. A seção 6 traz as referências bibliográficas citadas no texto.

2. ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO E DO TRANSPORTE DE UMIDADE NA REGIÃO DA ZCAS ATRAVÉS DA NOVA GERAÇÃO DE REANÁLISES

2.1. Introdução

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) tem papel importante para o transporte de umidade para a região Central da América do Sul e a configuração da ZCAS (Grimm, 2011). Nogués-Peagle et al. (2002) mostram que o SMAS desenvolve-se durante a primavera (setembro-novembro), associado à migração da convecção para a região central da Amazônia, atinge o pico máximo durante o verão, quando ocorre um máximo de precipitação sobre a região central da Amazônia e a Região SE do Brasil e tem sua fase de dissipação no início do outono, em torno do mês de março, quando o máximo da convecção retorna para o extremo norte da AS.

Um sistema de monção é definido pela inversão sazonal do vento nos baixos níveis da troposfera em resposta ao contraste térmico entre regiões continentais e oceânicas adjacentes. Apesar da inversão sazonal do vento no SMAS não ser bem definida como na monção clássica, Zhou e Lau (1998), mostram que quando se subtrai a média anual do vento, a inversão sazonal característica do regime de monção é evidente, associada ao forte aquecimento diabático centrado no platô do Altiplano Boliviano. Recentemente, o estudo da relação entre anomalias de precipitação na primavera e no verão no centro-leste da América do Sul (e também no sudeste), mostra a importância da interação superfície-atmosfera durante estas estações, envolvendo anomalias de umidade do solo e de temperatura junto à superfície no centro-leste do Brasil, anomalias de TSM junto à costa sudeste e a topografia no centro-leste (Grimm et al., 2007; Grimm e Zilli, 2009).

O SMAS tem relação direta com a ZCAS, modulando o ciclo sazonal da precipitação sobre a América do Sul tropical em distintas estações seca e chuvosa em uma região

compreendida entre o equador e 25S (Silva, 2009). Gan et al. (2004) mostram que de 50% da precipitação anual sobre a América do Sul tropical e subtropical ocorre nos meses de verão austral (dezembro a fevereiro) e cerca de 90% durante os meses de outubro a abril. Marengo (2005), analisando a variabilidade temporal e espacial do balanço de umidade na região da bacia amazônica e arredores, mostrou que os períodos de primavera e verão apresentam forte convergência de umidade encontrada ao longo da ZCAS.

Uma das ferramentas que podem ser utilizadas no estudo da ZCAS são as reanálises. Um sistema de reanálise consiste da combinação de um modelo de previsão (como *background*) e um sistema de assimilação de dados. Como as observações possuem uma distribuição irregular no espaço e no tempo, a assimilação combina essas informações disponíveis com o modelo de previsão para gerar uma nova análise. A primeira reanálise produzida foi nos anos de 1990 por Kalnay et al. (1996) junto ao NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research*). Na mesma década, outros conjuntos de reanálises foram gerados. O ECMWF (*European Center for Medium Range Forecasting*) produziu a reanálise ERA15 (Gibson et al. 1997), limitada a um curto período de tempo (1979-1993). O *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA) também produziu uma reanálise curta cobrindo o período de maio de 1982 a novembro de 1983 (Paolino et al. 1995). O *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA), por sua vez, também produziu uma reanálise de 1980 a 1994 (Schubert et al. 1997). Nos anos 2000, o *Japan Meteorological Agency* (JMA) gerou o JRA25 (Onogi et al. 2005) e o ECMWF duas reanálises subsequentes: o ERA40 (Uppala et al. 2005) e o ERA-Interim (Simmons et al., 2007). Mais recentemente, o GSFC (*Goddard Space Flight Center*) produziu a reanálise MERRA (*Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications*) (Bosilovich et al. 2008), enquanto que o NCEP desenvolveu o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha et al., 2010). Em relação às reanálises anteriores (NCEP 1 e NCEP 2), Silva et al.

(2011) ressalta as três principais diferenças do CFSR: 1) alta resolução vertical e horizontal, 2) as simulações são realizadas com um sistema acoplado atmosfera-oceano-mar gelo-terra, e 3) medidas históricas das radiancias dos satélites são assimiladas.

As observações assimiladas no sistema de reanálise, e as parametrizações do modelo podem afetar previsão de precipitação subsequente, devido à complexa interação entre o modelo e as observações (Kalnay et al., 1996). Além disso, é conhecido que a precipitação é um diagnóstico meteorológico crítico que não somente é bastante sensível ao sistema de observação e a física do modelo, como também reflete os efeitos da circulação geral da atmosfera (Bosilovich et al, 2008). Janowiak et al. (1998) testaram a reanálise do NCEP-NCAR com diversas análises estatísticas em relação aos dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), obtidos a partir de dados de precipitação e estimativas com dados de satélites. Os resultados indicam que este sistema de reanálise apresenta um viés significativo.

O objetivo principal desse trabalho é de documentar as características principais do regime pluviométrico sobre a região da ZCAS nos meses de verão e inverno do período de 1979 a 2007. O estudo é feito a partir da comparação da precipitação obtida de seis conjuntos de reanálises atmosféricas (MERRA, ERA-Interim, ERA 40, NCEP 1, NCEP 2 e NCEP CFSR) e cinco conjuntos de produtos de precipitação (SALDAS (Gonçalves et al., 2009), CPC (Xie et al. 2010), CMAP (Xie e Arkin, 1997), GPCP (Adler et al., 2003) e GLDAS (Rodell et al., 2004)). Uma análise adicional é apresentada visando investigar o fornecimento de umidade especialmente sobre a região da ZCAS.

2.2. Dados e Metodologia

A figura 2.1 apresenta a área selecionada para obtenção dos cálculos estatísticos que visam analisar as características do regime de chuvas e do transporte de umidade para a região

analisada, que compreende parte da região de atuação da ZCAS. A região selecionada foi baseada na figura 1 do trabalho de Grimm (2011) que mostra o ciclo anual de precipitação sobre a América do Sul, calculado no período de 1950 a 2005.

Figura 2.1 - Região selecionada para a análise deste estudo. As linhas sólidas mostram o limite dos pontos de grade.

Nesse estudo, dados mensais de seis conjuntos de reanálises são avaliados durante o período de 1979 a 2007. O NCEP disponibiliza dois conjuntos de reanálises denominados NCEP 1 e NCEP 2 (Kanamitsu et al. 2002) e o ECMWF fornece o conjunto ERA-40 analisado para período de 1979 a 2002. Também é incluída neste trabalho a nova geração de conjuntos de reanálises ERA-Interim do ECMWF (analisado de 1987 a 2007), MERRA

produzido pelo GSFC e o mais recente conjunto de dados NCEP CFSR. O objetivo desta avaliação é o de analisar o desempenho da nova geração de reanálises que possuem uma resolução espacial maior e modelos oceano-atmosfera-terra acoplados, como no caso do CFSR em relação aos produtos anteriores do NCEP (Silva et al., 2011).

Com relação a esta nova geração dos produtos de reanálises, o CFSR do NCEP foi desenvolvido para simular a condição do domínio acoplado do sistema oceano-atmosfera-terra e gelo da superfície do mar, com alta resolução para o período de 1979 a janeiro de 2010. O modelo atmosférico global possui resolução espacial de aproximadamente 38 km (T382) com 64 níveis na vertical e resolução temporal de 6 horas. Na componente oceânica é utilizado o modelo MOM (*Modular Ocean Model*) versão 4p0d (Griffies et al. 2004). Este modelo possui espaçamento de grade de 0,25° entre as latitudes de 10S e 10N, aumentando gradualmente na direção dos pólos até 0,5° nas latitudes de 30N e 30S. Na vertical o MOM possui 40 níveis, contento 27 camadas acima de 400, até uma profundidade de 4737 metros. O modelo de superfície possui quatro camadas de solo e o modelo de gelo marinho três camadas. Ressalta-se também que o modelo atmosférico assimila as variações de CO₂ desde 1979 até o presente, conjuntamente com as variações nos aerossóis, outros gases traço e solares. A reanálise MERRA possui uma alta resolução espacial (0,5° de Latitude por 0,67° de Longitude) e está disponível a cada 3 horas, a partir de 1979. Ela foi gerada utilizando o sistema global de assimilação de dados da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), com ênfase na estimativa do ciclo hidrológico e uma vasta variedade de informações meteorológicas nas escalas de tempo e clima. Já a reanálise do ERA-Interim faz parte da segunda geração dos produtos recentemente disponibilizados pelo ECMWF, desenvolvida para substituir a reanálise ERA-40 que é disponibilizada somente até agosto de 2002. Esse conjunto de dados possui um espaçamento de grade de 1,5° de Latitude/Longitude,

que compreende o período de 1987 até o presente. As reanálises do ECMWF são disponibilizadas a cada 6 horas.

Estas reanálises são comparadas com cinco produtos de dados de precipitação baseados em observações, que são combinadas com estimativas de precipitação geradas a partir de dados de satélite. O primeiro conjunto de dados é a análise de dados globais registrados diariamente (denominado aqui de CPC), e produzidos para uma resolução espacial de $0,5^\circ$ de latitude / longitude, a partir de interpolação e controle de qualidade dos dados de precipitação reportados por aproximadamente 30.000 estações através do sistema *Global Telecommunication System* (GTS), além de outras fontes de dados. Neste estudo o CPC (*Climate Prediction Center*) é considerado como conjunto de referência. No entanto, como o CPC é baseado principalmente em dados de precipitação observada interpolados pelo método de Interpolação Ótima (Gandim, 1965), e a região de interesse (Brasil Central) possuir poucos registros históricos de dados pluviométricos em relação a outras regiões do Brasil, outros conjuntos de dados de precipitação são utilizados na avaliação, como o *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), o *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation* (CMAP), o *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) e o *South America Land Data Assimilation System* (SALDAS). Para analisar o padrão espacial da precipitação, são calculadas as médias mensais de precipitação de cada conjunto de reanálise, assim como dos produtos de precipitação observada. Ressalta-se que todos os conjuntos de dados são interpolados para a grade $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ de resolução espacial, visando calcular as diferenças entre as médias mensais (*viés*). Também é analisado o desempenho das reanálises em produzir o padrão espacial da distribuição sazonal da precipitação através de histogramas e diagramas de Taylor (Taylor 2001). Neste último tipo de análise, a habilidade (*skill*) da reanálise é reproduzida pela distribuição anual da precipitação nas regiões pré-definidas. O desvio padrão normalizado (STD) aumenta com a distância radial em relação à origem. Todos os STD são

normalizados em relação ao CPC, de forma que o valor 1,0 é o próprio valor de referência (REF).

Através dos dados acima mencionados, em conjunto com informações troposféricas (temperatura, vento, umidade específica) e de superfície (evaporação), foi avaliado para o período de 1979 a 2007 o fornecimento de umidade sobre a América do Sul e, especialmente para a região da ZCAS, somente para as reanálises da nova geração MERRA e NCEP CFSR para analisar o comportamento dessas novas séries de dados sobre o continente da América do Sul. O transporte de umidade através do cálculo da divergência do fluxo de umidade integrado na vertical é apresentado pela equação 2.1. A unidade é mm.dia^{-1} e os valores negativos indicam convergência de umidade. Esta variável meteorológica é avaliada conjuntamente com a precipitação e a evaporação de cada reanálise visando avaliar a capacidade de cada reanálise em simular a ZCAS durante do verão austral.

$$DIVFU = \nabla \cdot (qV_x \vec{i} + qV_y \vec{j}) \quad (2.1)$$

onde $q\vec{V}_H$ é o fluxo de umidade integrado na coluna atmosférica em $\text{Kg.m}^{-1}\text{s}^{-1}$, q é a umidade específica do ar e V_x e V_y são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento.

2.3. Resultados

A figura 2.2 apresenta a precipitação climatológica para cada um dos produtos de precipitação (Fig. 2.2a) e uma comparação com as reanálises (Fig. 2.2b), para a região de estudo (Fig. 2.1). Na região da ZCAS o ciclo anual dos produtos de observação é bastante similar (Fig. 2.2a). As maiores diferenças são observadas justamente nos meses de atuação da

ZCAS (outubro a março), sendo que os conjuntos GLDAS e GPCP apresentam os maiores valores médios de precipitação, em torno de 9 mm.dia^{-1} entre janeiro e fevereiro, e os restantes (CPC, SALDAS e CMAP) em torno de 8 mm.dia^{-1} neste período. As reanálises geradas pelo NCEP (NCEP 1, NCEP 2 e CFSR) apresentam uma boa representação da precipitação observada (Fig. 2b). Em uma análise mais detalhada, verifica-se que o CFSR, em relação às reanálises anteriores, apresenta um atraso no início da estação chuvosa do SMAS e maiores índices de precipitação na região da ZCAS, ficando apenas abaixo do ERA-Interim. Este resultado está de acordo com o de Silva (2011) que também mostra um viés seco do CFSR durante o início da estação chuvosa do SAMS e úmido durante as fases de pico e decaimento do SAMS. Segundo Silva (2011), este fato pode estar relacionado com viés na umidade do solo e/ou evapotranspiração, e os efeitos que estes têm sobre o início da precipitação no modelo. Com relação às reanálises do ECMWF, enquanto a reanálise ERA-40 mostra um viés negativo significativo, o ERA-Interim superestima a precipitação dos produtos de precipitação na região da ZCAS. Segundo Simmons (2007), o maior avanço do ERA-Interim reside no sistema de assimilação de dados que usa o 4D-Var (com ciclos de 6 e 12 horas de assimilação), que melhora substancialmente o desempenho da previsão, especialmente no Hemisfério Sul. A reanálise MERRA, assim como o ERA-40, também mostra um viés negativo significativo de precipitação, em torno de 3 a 4 mm.dia^{-1} menor que os produtos de precipitação observada na região de estudo.

Figura 2.2 - Precipitação Climatológica (mm.dia-1) mensal dos produtos de observação CPC, GLDAS, SALDAS, CMAP e GPCP (a) e das reanálises MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1, NCEP 2 e NCEP CFSR (b) média para a região de estudo. Região sombreada em cinza indica os limites da precipitação observada pelos produtos de precipitação.

A figura 2.3 apresenta o mapa de diferença entre a precipitação climatológica sazonal das reanálises e o CPC, para o período de verão austral (DJF). Em geral, as reanálises representam a distribuição da precipitação média anual sobre a América do Sul e, conseqüentemente, os regimes de precipitação associados aos sistemas meteorológicos atuantes (figura não mostrada). No entanto, em algumas regiões específicas é observado um viés de precipitação. Na parte norte do continente, na região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as reanálises apresentam geralmente chuvas acima do normal. Lin (2007), analisando vários Modelos de Circulação Geral Oceânicos e Atmosféricos, também encontrou este resultado, com a formação de uma dupla ZCIT e intensa precipitação sobre grande parte dos trópicos, que causa o fortalecimento demasiado dos ventos alísios, fluxo de calor latente à superfície excessivo e insuficiente fluxo de radiação de onda curta à superfície. Este excesso de umidade é transportado para a região central do continente da AS, através dos ventos alísios, influenciando na precipitação destas regiões. Por exemplo, sobre a região do Brasil Central, as reanálises MERRA e ERA-Interim apresentam sinais opostos em relação à

climatologia do CPC, onde o ERA-Interim (Fig. 3b) mostra chuvas acima do normal e o MERRA, assim também como o ERA-40, apresentam deficiência de precipitação (Fig. 2.3a e 2.3c, respectivamente). Estes dois últimos conjuntos de reanálise contrariam a teoria que o excesso de umidade é transportado para a região central do Brasil. Na faixa leste do Brasil tanto o NCEP 1 (Fig. 2.3d) como o NCEP 2 (Fig. 2.3e) mostram um viés positivo de precipitação, mais significativo sobre o NE do Brasil, que é reduzido pela nova reanálise CFSR. Em geral, a reanálise CFSR (Fig. 2.3e) apresenta os melhores resultados. Em relação às outras reanálises, o CFSR reduz significativamente a magnitude do viés na América do Sul, particularmente sobre a região dos Andes. De acordo com Silva (2011) essa consequência pode ser atribuída ao fato desta reanálise não assimilar a precipitação diretamente, mas sim ingerir os dados do GLDAS a partir das propriedades de superfície.

Nos meses de inverno do Hemisfério Sul (HS) (Figura 2.4), excetuando a reanálise do ERA-Interim na região tropical da AS, verifica-se uma redução das diferenças entre a precipitação das reanálises e do CPC. Esta redução é esperada, tendo em vista que a maior parte do continente tem pouca precipitação nesse período. Assim como no verão, o CFSR também apresenta as menores diferenças com relação à precipitação climatológica do CPC.

Figura 2.3 - Diferença entre a precipitação climatológica (mm.dia-1) entre as reanálises MERRA (a), ERA-Interim (b), ERA-40 (c), NCEP 1 (d), NCEP 2 (e) e NCEP CFSR (f) e o CPC, para os meses do verão (DJF) do HS.

Figura 2.4 - Idem a figura 2.3, para os meses do inverno (JJA) do HS.

Especificamente na região de atuação da ZCAS, a figura 2.5 apresenta os histogramas da diferença entre a precipitação média no verão do Hemisfério Sul das reanálises avaliadas e a climatologia do CPC. É interessante observar as altas frequências de diferenças negativas do MERRA e ERA-40 (Fig. 2.5a e 2.5c, respectivamente) e positivas do ERA-Interim (Fig. 2.5b) associadas aos padrões espaciais verificados na figura 2.3. A reanálise do NCEP CFSR foi a que melhor representou uma distribuição normal centrada entre $-0,5$ e $0,5 \text{ mm.dia}^{-1}$, enquanto que as reanálises do NCEP 1 e NCEP 2 mostram uma distribuição das frequências semelhantes (com máximo entre 2 e 4 mm.dia^{-1}) para o período estudado. Este fato mostra um avanço dessa nova reanálise em relação às anteriores do NCEP.

Na figura 2.6 os diagramas de Taylor apresentam o *skill* das reanálises de precipitação com relação ao conjunto de dados de referencia (CPC). Durante os meses de verão para a região da ZCAS (Fig. 2.6a) os produtos de precipitação observada (SALDAS, CMAP, GPCP e GLDAS) tendem a se agrupar próximos ao ponto de referencia, mostrando valores de correlação entre $0,6$ e $0,9$. Em geral, as reanálises apresentam baixos valores de correlação, abaixo de $0,6$. No entanto, é importante salientar que a reanálise CFSR (nova geração de reanálises), apresenta uma evolução em relação aos produtos antigos. Na região da ZCAS, o CFSR apresenta os melhores resultados em relação ao CPC, comparando-se ao SALDAS (produto de observação) em determinados anos. Analisando o desvio padrão das séries, as reanálises MERRA e ERA-Interim apresentam valores de STD próximos ao valor de REF (pouca variabilidade da série). Os maiores desvios são apresentados pelas reanálises NCEP 1 e ERA-40 com uma amplitude maior que a referencia (CPC) e as reanálises NCEP 2 e CFSR que possuem uma variabilidade maior que o CPC. Em uma análise sazonal na região da ZCAS, no inverno austral (Fig. 2.6b) a correlação espacial das reanálises é maior que nos meses verão. Este resultado é consistente com o observado em Bosilovich (2008) que indica que no período de verão do Hemisfério Sul (HS) as reanálises apresentam um erro sistemático

na avaliação da precipitação sobre a região de interesse. Além disso, durante os períodos com redução da precipitação, aumenta significativamente a correlação entre os modelos.

Figura 2.5 - Histogramas da diferença de precipitação (mm.dia⁻¹) média de verão do HS das reanálises MERRA (a), ERA-Interim (b), ERA-40 (c), NCEP 1 (d), NCEP 2 (e) e CFSR do NCEP (f) e a climatologia do CPC para a região da ZCAS.

Figura 2.6 - Diagramas de Taylor para a correlação e desvio padrão médio na região da ZCAS para os meses de verão (a) e inverno (b) do HS, usando o CPC como referencia.

Analisando o fornecimento de umidade para a atuação da ZCAS, a figura 2.7 mostra o transporte de umidade tri-dimensional, a evaporação e a precipitação gerada através da reanálise MERRA sobre a América do Sul. Nos meses de verão do HS, é possível observar um fluxo de norte/nordeste que evidencia o transporte de umidade a partir da Amazônia que se associa mais ao sul ao Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste da Cordilheira dos Andes (Fig. 2.7a). Este padrão configura uma predominância do transporte de umidade pelos ventos alísios para a região da ZCAS e, como consequência, uma forte convergência de umidade integrada na coluna na maior parte da região de estudos (valores negativos na figura 2.7a). A evaporação gerada pela reanálise MERRA (Fig. 2.7b) contribui com uma pequena parte da fonte de umidade local para a ZCAS, em média, entre 2 mm.dia^{-1} na borda sudoeste do sistema e 6 mm.dia^{-1} no extremo nordeste. A parcela de umidade que é convertida em precipitação (Fig. 2.7c) na região da ZCAS tem seu máximo deslocado para nordeste, com três núcleos intensos de precipitação sobre o norte do Estado do Amazonas, Goiás e o leste da Região Sudeste. Nesta região, sugere-se que as Serras do Mar e da Mantiqueira devem exercer um papel importante para a intensificação da precipitação orográfica durante os episódios de ZCAS, contribuindo para os máximos de precipitação (Grimm et al., 2007). Na região Amazônica, o núcleo máximo de precipitação está associado a processos termodinâmicos da atmosfera.

Como pela figura 2.3a a reanálise MERRA mostra um desvio negativo de precipitação em relação ao CPC sobre grande parte da região da ZCAS continental, sugere-se que o modelo não representa bem o transporte de umidade para esta região mais ao sul, sendo que em alguns Estados da Região Centro-Oeste se verificam valores de divergência (positivos) de fluxo de umidade que deve contribuir para o déficit de precipitação na região.

Visando analisar o transporte de umidade para os conjuntos da nova geração de reanálises, a figuras 2.8 e 2.9 mostram uma comparação entre as reanálises MERRA e CFSR

do NCEP. O transporte de umidade calculado pela reanálise do CFSR (Fig. 2.8a) mostra alguns aspectos semelhantes ao calculado pelo MERRA, como o fluxo de umidade, através dos ventos alísios, para a região da ZCAS e a convergência de umidade nesta região. No entanto, ao contrário da reanálise MERRA, esta reanálise mostra valores maiores de convergência de umidade e de evaporação (Fig. 2.8b) sobre a região. Como resultado, o campo de precipitação do CFSR mostra um padrão de chuvas consistente com a localização da ZCAS, com uma banda bem definida de precipitação localizada na região climatológica da ZCAS e consistente com os valores do CPC (Fig. 2.3).

Figura 2.7 - Vetor fluxo integrado de umidade ($\text{Kg.m}^{-1}\text{s}^{-1}$) e divergência do fluxo integrado de umidade (mm.dia^{-1}) médio na coluna atmosférica (valores sombreados em azul representam convergência) (a), evaporação (mm.dia^{-1}) (b) e precipitação acumulada (mm.dia^{-1}) médias (c) para a reanálise MERRA nos meses de verão (DJF).

Figura 2.8 - Idem a figura 2.7 para a reanálise CFSR do NCEP.

2.4. Conclusão

Como conclusão, este trabalho evidencia o avanço das novas reanálises na tentativa de representar de forma mais adequada à variável precipitação acumulada, que é um produto sensível tanto à assimilação das observações no sistema de reanálise, como às parametrizações do modelo. Especificamente, alguns resultados podem ser evidenciados. Em geral, as reanálises representam bem o ciclo anual dos produtos de precipitação, sendo que as reanálises do NCEP são as que mais se aproximam das curvas de precipitação observada. Na região central da AS, as reanálises do MERRA/ERA-40 e do ERA-Interim apresentam sinais opostos nas diferenças em relação ao CPC (evidenciado também nos histogramas). Já o NCEP CFSR é a reanálise que mostra o menor viés para todo o continente, incluindo a região dos Andes. Acredita-se que ao melhor desempenho dessa nova geração de reanálise deve-se ao fato de utilizar um modelo acoplado oceano-atmosfera, além da alta resolução espacial do modelo e também a assimilação de radiâncias. No entanto esta reanálise atrasa o ciclo anual da precipitação observada pelos produtos de precipitação, o que influencia na determinação do início da estação chuvosa do SMAS. Os diagramas de Taylor mostram que somente a reanálise do NCEP CFSR possui correlações próximas as dos produtos de precipitação. As outras apresentam correlações menores, abaixo de 0,6. Além disso, algumas reanálises (MERRA e ERA-Interim) apresentam erros sistemáticos (viés) em algumas partes do continente, com baixa densidade de pluviômetros. O Oceano Atlântico é a fonte principal do fluxo de umidade para a ZCAS, ressaltado principalmente pela reanálise CFSR do NCEP, pois a evaporação local é insuficiente para fornecer toda umidade para o total de precipitação gerada na região da ZCAS. Como considerações finais, acredita-se que na região SE do Brasil, a topografia possa ter um papel importante para a convergência de umidade. Já na parte noroeste da ZCAS, este fator deve estar associado a processos termodinâmicos.

3. ESTUDO CLIMATOLÓGICO DE VCMs ASSOCIADOS Á ZCAS

3.1. Introdução

3.1.1. Estrutura dos Vórtices Convectivos de Mesoescala

Nos últimos anos, os VCMs têm sido profundamente analisados por pesquisadores, devido a sua influência na organização e evolução da convecção profunda e úmida. Wu e Chen (1985) analisaram a influência da forçante orográfica na formação de um VCM sobre a parte leste do Platô do Tibet, através de uma série de experimentos numéricos com diferentes tipos de topografia. Resultados mostraram que as correntes ascendentes são muito sensíveis à forçante mecânica, que desempenham um importante papel na formação e localização destes vórtices. Além disso, o modelo, com uma representação correta da orografia, mostra-se capaz de prever a formação do vórtice e a precipitação torrencial associada.

Kuo et al. (1986) analisaram a ocorrência de uma enchente sobre a Baía de Sichuan na China entre os dias 11 e 15 de julho de 1981 e associaram os altos índices pluviométricos a formação de dois VCMs no período. A formação do primeiro vórtice, que foi particularmente importante para a enchente, esteve associada ao intenso movimento vertical devido à presença da barreira de montanhas localizada a sudeste do Platô do Tibet, e a forte corrente monsonica presente durante os estágios de formação e maturidade do sistema. O segundo vórtice foi resultado da instabilidade baroclínica e do calor latente liberado, que provocou intensa atividade convectiva durante o ciclo de vida do vórtice. Este trabalho sugere que o calor latente apresenta uma retro-alimentação positiva no desenvolvimento dos vórtices, favorecendo a convergência em baixos níveis e a consequente intensificação do sistema de mesoescala, semelhante ao processo CISK¹ de intensificação de ciclones tropicais.

¹ Conditional Instability of the Second Kind

Cheng e Feng (2001), através de uma simulação numérica de uma intensa precipitação ocorrida na China entre 20 e 23 de julho de 1998, encontraram que este evento esteve fortemente relacionado a um cavado de onda curta em 500 hPa e um VCM em 700 hPa. Os resultados simulados mostraram que as chuvas extraordinariamente fortes tiveram relação direta com a gênese e desenvolvimento deste vórtice na escala meso- β , com a seguinte estrutura termodinâmica: movimento ascendente bastante intenso na coluna de ar saturado; intensa vortacidade ciclônica e divergência na coluna; a instabilidade estática úmida e a instabilidade simétrica úmida atuando conjuntamente. Os resultados também mostraram que os processos de grande escala influenciaram na persistência e, conseqüentemente, na intensa precipitação do sistema de mesoescala.

James e Johnson (2010) analisaram as características destes vórtices que se formaram sobre o Estado de Oklahoma (EUA) no período de quatro anos, durante a primavera e o verão. Através de um algoritmo de detecção baseado na vortacidade do sistema, os VCMs detectados têm uma ampla gama de tamanhos e intensidades, e sua longevidade varia entre uma e 54 h. Seu raio médio é de cerca de 200 km, e sua vortacidade relativa média é de $1,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Além disso, parece não haver relação significativa entre a longevidade e a intensidade do VCM. Sobre as Grandes Planícies (EUA) a formação dos vórtices está intimamente relacionada com o ciclo diurno da convecção. Geralmente os VCM se configuram no início da manhã, perto da hora do limite máximo de intensificação dos SCM. Características relacionadas ao SCM associado, como divergência nos altos níveis, liberação de calor latente, convergência nos níveis inferiores e a presença de um jato de baixos níveis, são observadas no estágio inicial. Mas a característica mais significativa no final do ciclo de vida do VCM é a persistência do cavado de mesoescala na média troposfera.

3.1.2. Algoritmos de detecção de VCMs.

Por apresentar uma escala espacial relativamente pequena, com raio médio de 200 km, em determinados episódios é necessário uma análise mais detalhada das imagens de satélite para detectar os VCMs. Em função disso, Bartels e Maddox (1991) desenvolveram o primeiro método de detecção de VCMs baseado na análise subjetiva de imagens de satélite, no canal visível, com resolução de 4 km que são capazes de identificar bandas de nuvens bem definidas. Posteriormente, Trier et al. (2000) melhoraram o sistema de detecção através da análise de uma grande quantidade de observações, incluindo refletividade de radar, imagens de satélite no canal infravermelho e perfiladores de vento. Neste método, um VCM surge como uma circulação ciclônica indicada por uma destas plataformas após a dissipação da convecção associada ao SCM em que o vórtice encontra-se embebido. Davis et al. (2002), e posteriormente James e Johnson (2010), analisaram o campo de vorticidade relativa em três níveis (600, 550 e 500 hPa) de um modelo numérico com resolução horizontal de 40 km, durante os meses de Maio a Agosto. Os VCMs detectados satisfazem critério onde a vorticidade relativa excede um limiar máximo e dissipam-se quando a intensidade do sistema fica abaixo de um valor mínimo. Para cada vórtice detectado, imagens de radar e satélite são analisadas para verificar se o vórtice é de fato um VCM, pois o sistema deve estar embebido, ou surgir, embebido em uma região com significativa precipitação estratiforme e nebulosidade cumuliforme associada com convecção úmida e profunda (definição subjetiva).

A tabela 3.1, adaptada de James e Johnson (2010), mostra uma comparação entre vários estudos que desenvolveram métodos de detecção de VCMs que se formam nos EUA. Apesar de haver diferenças entre os algoritmos tanto na região de estudo como na frequência das análises, é possível observar que com o aprimoramento dos métodos de Davis et al. (2002) e James e Johnson (2010), um maior número de casos é detectado. Além disso, os algoritmos mais recentes, que possuem um critério objetivo para a detecção dos vórtices de

mesoescala, mostram que uma pequena porcentagem (aproximadamente 20%) é de origem convectiva. Os casos restantes são denominados de "vórtices secos", gerados a partir da efeitos topográficos ou pela instabilidade local.

TABELA 3.1 - COMPARAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE VCMs ENCONTRADOS EM ESTUDOS ANTERIORES. NÚMERO ENTRE PARÊNTESES INDICAM O NÚMERO TOTAL DE VÓRTICES DETECTADOS PELO ALGORITMO DE DAVIS ET AL. (2002)

Estudo	Período de Tempo	Número de VCMs
Bartel e Maddox	1 Jan 1981 – 30 Set 1988	24
Trier et al.	15 Mai – 15 Set 1998	16
Davis et al.	1 Mai – 31 Ago 1999	43(203)
James e Johnson	1 Mai – 31 Ago 2002	20 (113)
James e Johnson	1 Mai – 31 Ago 2003	21 (134)
James e Johnson	1 Mai – 31 Ago 2004	39 (136)
James e Johnson	1 Mai – 31 Ago 2005	15 (59)

3.1.3. A Atividade Convectiva na ZCAS

Estudos mostram diferenças significativas com relação à atividade convectiva associada à ZCAS, mostrando que os sistemas convectivos são menos intensos quando comparados com eventos onde não há formação da ZCAS. Herdies et al. (2002) associaram os períodos de ventos de oeste no sul/sudoeste da Amazônia com a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os períodos de ventos de leste com a ausência da ZCAS (NZCAS). Carvalho et al. (2002) mostram que o regime de ventos de leste tem sistemas convectivos mais profundos, porém de tamanho menor do que no caso dos ventos de oeste. Associado a isso, Williams et al. (2002) mostram que durante os eventos de ventos de leste observa-se um número de descargas elétricas até quatro vezes maior do que durante os

ventos de oeste. Este fato salienta a importância da presença da nebulosidade associada a ZCAS para a inibição da atuação dos sistemas convectivos.

Albrecht e Silva Dias (2004), em uma escala regional, realizaram uma análise de períodos correspondentes à presença ou não da ZCAS, associada à Oscilação Intrazonal (OIS). O estudo mostrou uma grande diferença no tipo, tamanho e processos microfísicos de crescimento de hidrometeoros em cada período: períodos nos quais não ocorre ZCAS há convecção mais intensa, resultando em intensos processos de formação da precipitação tanto convectivos quanto estratiformes; já os períodos nos quais a ZCAS encontra-se bem estabelecida, os sistemas precipitantes são de menor intensidade com características menos convectivas, típicos de regiões de monção em sua fase ativa. Rickenbach et al. (2002) mostra a evolução diurna da taxa de precipitação durante os períodos de ZCAS e NZCAS em três classificações: total, convectiva e estratiforme. O ciclo diurno da taxa de precipitação mostra valores mais elevados à tarde, porém com um máximo mais acentuado no caso NZCAS. A relação entre taxa de precipitação convectiva e estratiforme é maior no caso de NZCAS do que no caso de ZCAS.

Por outro lado, Santos Silva et al. (2009) encontraram bandas convectivas dispersas (BDs) que ocorrem com maior intensidade no verão, geralmente no período de ZCAS, com áreas de precipitação convectiva embebidas em áreas de precipitação estratiforme. As BDs não apresentam organização espacial e, geralmente, estão associadas a um sistema de grande escala, tais como frentes estacionárias. O período de vida destes sistemas pode chegar a até cinco dias e as BDs convectivas de maior longevidade estão, em geral, associadas aos episódios de ZCAS.

3.1.4. Objetivos

Este capítulo tem por objetivo principal identificar as características básicas da formação dos VCMs. Tais vórtices, embebidos na banda de nebulosidade da ZCAS, são selecionados através de um critério objetivo de detecção aplicado ao período de 2000 a 2009. Pretende-se também, para casos específicos, avaliar características da atuação deste sistema meteorológico nas regiões afetadas, em termos de variabilidade da posição, intensidade e frequência destes sistemas.

3.2. Dados e Metodologia

Com o objetivo de desenvolver um algoritmo de detecção de VCMs embebidos na ZCAS, foi elaborado um critério objetivo para encontrar estes sistemas meteorológicos e avaliar o impacto nas regiões afetadas. Para tal, são utilizados dados de precipitação total (ATPR) e convectiva (ACPR), topografia (ATOP), vorticidade relativa (AVOR), nebulosidade (ANEB), fluxos de calor latente (ALHF) e sensível (ASHF) na superfície, radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (AROL) e energia potencial convectiva disponível (ACAP) da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) fornecidos pelo NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) (Saha et al., 2006). O trabalho de Quadro et al. (2010) faz uma descrição desta reanálise e mostra que a precipitação dessa reanálise é sensivelmente melhor que a de outros conjuntos similares e será usada aqui como parte do processo de identificação dos VCM.

Para a análise dos vórtices embebidos na ZCAS, o trabalho é desenvolvido em quatro etapas, descritas a seguir:

- a) Para identificação dos vórtices ciclônicos embebidos na ZCAS, foram selecionados episódios de ZCAS, entre os anos de 2000 e 2009. Os episódios de ZCAS foram selecionados durante os meses de verão austral (Dez-Jan-Fev), com duração de quatro dias ou mais. Ressalta-se que estes casos foram selecionados baseados nas análises do Boletim Climanálise (Climanálise, 2008);
- b) Com base nos dados da reanálise do NCEP CFSR foi desenvolvido um sistema objetivo de detecção da formação dos vórtices ciclônicos embebidos na ZCAS, nos dias de ocorrência dos episódios de ZCAS, a partir do seguinte critério de seleção:
 - Mínimo de vorticidade relativa (ζ), em relação aos pontos de grade ao redor, no determinado nível de pressão na região da banda de nebulosidade associada à ZCAS;

- Circulação do vento no sentido horário em torno do ponto central de mínimo de ζ . A figura 3.1 mostra o ângulo selecionado (90°) na direção do vento para configurar a circulação ciclônica em torno do ponto de mínima vorticidade relativa;
 - Valor médio da variável cobertura de nuvens nos pontos de grade mostrados na figura 3.1 acima de 90%, para indicar a presença de nebulosidade na região de formação do vórtice;
- c) Análise estatística dos casos selecionados durante os episódios de ZCAS, visando encontrar um padrão espaço-temporal na formação desses sistemas;
- d) Análise dos padrões dinâmicos e termodinâmicos associados à configuração dos vórtices;

Figura 3.1 - Ilustração do critério definido para indicar a circulação do vento em torno do ponto central do vórtice ciclônico de mesoescala.

Inicialmente foi analisada a distribuição espacial dos VCMs detectados na região da ZCAS, em termos de localização e profundidade do sistema. Em torno de $0,5^\circ$ de latitude/longitude a partir do ponto de grade central da localização de cada VCM selecionado,

foi feita a análise das variáveis meteorológicas selecionadas. A ZCAS localiza-se sobre uma região com alta variabilidade de atividade convectiva durante o verão (Liebmann et al., 1999). Carvalho et al. (2004) selecionaram três áreas com máxima atividade convectiva e variância mínima subsazonal (Região Amazônica) e máxima variação subsazonal (Região costeira e oceânica). Neste estudo a região da ZCAS foi dividida em três sub-regiões denominadas aqui de ZCAS Continental Amazônica (ZCA), ZCAS Continental Costeira (ZCC) e ZCAS Oceânica (ZOC). Esta metodologia tem por objetivo agrupar os vórtices por sub-região visando encontrar padrões semelhantes na formação e atuação dos mesmos. A figura 3.2 ilustra a subdivisão das regiões, apresentando também a topografia na região da ZCAS.

Figura 3.2 - Subdivisão das regiões da ZCAS Continental Amazônica (ZCA), Continental Costeira (ZCC) e Oceânica (ZOC) definidas no estudo e topografia (m) da região da ZCAS e adjacências.

Para cada região e cada série de variáveis meteorológicas selecionadas para o estudo, foi analisada a distribuição de frequência através de histogramas (indicador do tipo de distribuição da série) e os diagramas de caixas (*box plots*), que apresentam simultaneamente várias características de um conjunto de dados como localização, dispersão, simetria ou

assimetria e presença de observações discrepantes. O *box plot* é gráfico que possibilita representar a distribuição de um conjunto de dados com base em alguns de seus parâmetros descritivos, como a mediana, os quantis inferior e superior e determinados intervalos. Neste trabalho os intervalos inferiores e superiores são os limites mínimos e máximos da série, respectivamente.

Para avaliar o sistema de detecção de VCM embebidos na ZCAS, foi elaborada uma análise de um episódio específico entre os dias 20 a 24 de janeiro de 2009. Esta análise visa encontrar um padrão espaço-temporal na formação desses sistemas, além dos padrões dinâmicos e termodinâmicos associados à configuração dos vórtices. Para tal, foram calculados os parâmetros estatísticos para obter uma caracterização (assinatura) dos vórtices aqui denominados de úmidos (confinados entre 1000 hPa até o nível de 700 hPa) e secos (acima de 700 hPa). Ressalta-se que esta nomenclatura difere do trabalho de James e Johnson (2010), onde os “vórtices secos” não se formam associados aos SCM. A análise foi realizada em termos de intensidade da circulação, precipitação, quantidade de energia e movimento vertical associados. Também foi calculada a distribuição de frequências das variáveis meteorológicas analisadas para se caracterizar os VCMs detectados.

3.3. Resultados

O método desenvolvido para detecção dos VCMs embebidos na ZCAS foi testado nos meses de verão do HS entre os anos de 2000 a 2009, e consiste em procedimento computacional que tem por objetivo principal facilitar a identificação detecção destes sistemas ciclônicos de mesoescala em função da dificuldade da identificação visual em imagens de satélite. A figura 3.3 mostra um exemplo de três VCMs detectados em cada uma das regiões analisadas (ZCA, ZCC e ZOC). Interessante observar que os vórtices estão embebidos na região de confluência (linha tracejada) e movimento ascendente do ar ao longo da ZCAS.

Analisando o mecanismo de intensificação dos vórtices, a figura indica que a ZCAS contribui, em uma escala espacial maior, com a convergência de umidade em baixos níveis ao longo da sua região de atuação, favorecendo a intensificação deste sistema embebido na zona de convergência. Em direção ao centro do vórtice onde é possível observar a confluência do ar, verifica-se a aceleração do movimento ascendente por continuidade de massa, responsável por transportar ar quente e úmido para os altos níveis e, conseqüentemente, instabilizar a atmosfera.

Figura 3.3 - Mapas de linhas de corrente e velocidade vertical Omega (Pa s^{-1}) (sombreado) que indicam os vórtices ciclônicos de mesoescala detectados nas sub-regiões ZCA às 18Z de 04/12/2008 em 450 hPa (a), ZCC às 6UTC de 24/02/2008 em 850 hPa (b) e ZOC às 12UTC de 05/02/2008 em 875 hPa (c). A linha tracejada indica a região de convergência da ZCAS.

3.3.1. Análise dos Vórtices Convectivos embebidos na ZCAS

A tabela 3.2 mostra os períodos selecionados de episódios de ZCAS analisados pela reanálise NCEP CFSR. Nos dez anos analisados, foram selecionados 43 episódios de ZCAS. Ressalta-se que neste estudo apenas foram incluídos os meses de verão na análise (Dez-Jan-Fev). Por esta tabela, verifica-se da metade para o final da década de 2000 um aumento da ocorrência de episódios de ZCAS, tanto em quantidade como em duração. Nessa década foram registrados 1,4 episódios por mês, o que representa um acréscimo significativo em relação a trabalhos anteriormente realizados, como o de Quadro (1994) e Sanches (2002). Essa intensificação pode se dar por diversos fatores, como a mudança na metodologia para detecção dos episódios de ZCAS. Sugere-se uma análise mais aprofundada neste caso.

TABELA 3.2 - PERÍODOS SELECIONADOS DE EPISÓDIOS DE ZCAS NA REANÁLISE NCEP CFSR ENTRE OS ANOS DE 2000 A 2009*

Ano	99/00			00/01			01/02			02/03			03/04			04/05			05/06			06/07			07/08			08/09		
s	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F			
1																														
2																														
3																														
4																														
5																														
6																														
7																														
8																														
9																														
10																														
11																														
12																														
13																														
14																														
15																														
16																														
17																														
18																														
19																														
20																														
21																														
22																														
23																														
24																														
25																														
26																														
27																														
28																														
29																														
30																														
31																														

* as regiões hachuradas em verde representam episódios de ZCAS selecionados pelo Boletim Climanálise, as áreas hachuradas em cinza representam casos que não foram incluídos neste estudo em função de sua duração ser menor de 3 dias.

A figura 3.4 apresenta a localização dos VCMs encontrados pelo sistema de detecção e associados à presença da ZCAS. O diâmetro dos círculos está relacionado com a profundidade do sistema, sendo que o VMC mais profundo (círculo preto) foi detectado na baixa troposfera (vórtice úmido), em seis níveis de pressão consecutivos, na região ZCC. Nos 10 anos de estudo, um total de 300 VCMs úmidos foram detectados na baixa troposfera (Fig. 3.4a), enquanto que na média e alta troposfera foram detectados 277 VCMs (Fig. 3.4b). É importante ressaltar que, como o sistema de detecção não identifica a evolução temporal de um determinado vórtice, é possível que este sistema seja detectado mais de uma vez. Com isso, não é possível determinar computacionalmente quantos VCMs efetivamente atuaram nos 10 anos de estudo.

Figura 3.4 - Localização do VCMs úmidos (a) e secos (b) detectados pelo sistema de detecção na região da ZCAS entre os anos de 2000 a 2009. A legenda representa a localização e o total de vórtices selecionados em níveis contíguos de pressão.

É possível verificar que, na baixa troposfera (Fig. 3.4a), a maioria dos VCMs se localiza na região ZCC. Este resultado concorda com o trabalho de Kodama et al. (1997) que

mostra que aglomerados de nuvens são mais frequentes ao longo da ZCAS do que sobre a Bacia Amazônica, apesar de haver maior taxa de precipitação nesta região. Além disso, os VCMs posicionam-se mais para SW na região continental e para NE na ZCO. Essa configuração pode estar associada ao fato destes sistemas continentais estarem mais associados aos sistemas transientes que penetram na região da ZCAS e contribuem para sua intensificação. Já na média e alta troposfera os VCMs são predominantemente rasos (Fig. 3.4b), configurando-se em sua maioria até dois níveis de pressão consecutivos. Além disso, há uma maior concentração destes sistemas na região amazônica, o que pode estar associado a um maior suporte termodinâmico devido à intensa liberação de calor latente de condensação na região. Sobre o SE do Brasil e o oceano Atlântico adjacente quase não se verifica a presença de VCMs na região da ZCAS.

A tabela 3.3 mostra o número de casos selecionados (NCAS) e os parâmetros médios, em torno do ponto de grade central, das variáveis meteorológicas associadas aos VCMs detectados nos episódios de ZCAS analisados pela reanálise NCEP CFSR. Em geral, verifica-se que a maioria dos VCMs localiza-se nos níveis médios da troposfera. Além disso, eles ocorrem com mais frequência sobre o continente (nas regiões ZCA e ZCC), fato que pode estar associado à presença da topografia. Enquanto na ZCA os VCMs são mais presentes na média e alta troposfera, a região costeira (ZCC) apresenta uma distribuição uniforme na troposfera. Com relação à precipitação, os vórtices úmidos são os que estão associados a um maior índice pluviométrico. Chama a atenção em alguns níveis de pressão o fato de que uma pequena parte dessa precipitação associada aos sistemas é de origem convectiva. Isso pode se dar pelo fato dos mesovórtices se formarem no ambiente estratiforme de um sistema convectivo. Os VCMs mais intensos (maior taxa de rotação ciclônica) também se localizam na baixa troposfera. Esse resultado concorda com trabalhos anteriores de detecção de vórtices de mesoescala (TABELA 3.1). Além disso, este trabalho analisa a detecção dos vórtices

desde a baixa até a alta troposfera, mas assim como o trabalho Davis et al. (2002), e posteriormente James e Johnson (2010), grande parte dos VCMs são encontrados na média troposfera.

TABELA 3.3 – NÚMERO DE CASOS (NCAS) E MÉDIAS DE ATPR (mm.d-1), ACPR (mm.d-1) e AVOR (*10⁻⁵s⁻¹) PARA TODOS OS VCMs EM CADA NÍVEL DE PRESSÃO ANALISADO.

NIV	NCAS			ATPR			ACPR			AVOR		
	ZCA	ZCC	ZOC	ZCA	ZCC	ZOC	ZCA	ZCC	ZOC	ZCA	ZCC	ZOC
1000	2	12	8	44.1	20.8	22.8	33.5	9.0	11.3	-3.3	-5.4	-20.4
975	8	13	5	11.0	20.9	24.6	10.3	8.2	15.1	-5.4	-5.5	-22.7
950	12	10	3	28.6	24.0	74.1	13.0	11.8	22.5	-8.0	-9.1	-27.6
925	11	11	5	52.5	27.9	71.4	16.3	14.8	36.3	-16.4	-7.7	-24.5
900	7	23	5	50.2	35.5	66.7	16.4	16.9	26.5	-16.5	-13.1	-24.7
875	8	25	9	65.5	36.0	57.4	11.7	13.0	24.1	-16.8	-16.2	-24.3
850	16	15	6	43.9	54.5	45.2	9.4	16.4	17.7	-16.7	-17.0	-21.8
825	15	29	8	53.3	45.9	38.1	16.2	12.4	14.5	-18.5	-17.0	-21.7
800	12	22	4	60.4	62.8	34.5	15.2	16.7	12.3	-20.7	-21.5	-20.5
775	16	28	3	46.0	45.1	60.6	9.5	13.2	19.4	-16.0	-18.5	-34.9
750	14	18	2	50.6	60.1	36.3	13.1	15.0	13.9	-15.9	-21.6	-27.1
700	14	21	4	58.9	48.6	35.8	14.6	13.7	12.5	-16.3	-17.3	-24.1
650	24	14	5	48.5	58.3	24.4	9.5	13.9	6.7	-12.4	-15.5	-15.0
600	27	23	7	46.2	34.8	26.1	6.8	8.1	8.1	-12.8	-13.2	-19.1
550	23	20	5	38.8	30.1	34.2	4.9	8.9	10.2	-15.9	-16.4	-18.4
500	31	30	0	30.1	27.2	NaN	5.1	5.1	NaN	-13.8	-17.1	NaN
450	28	14	1	15.0	21.0	0.8	3.6	9.9	0.6	-13.3	-15.5	-14.1
400	32	12	1	13.1	11.2	0.8	2.1	5.7	0.6	-12.8	-13.2	-15.7
350	18	5	1	13.7	10.2	17.1	4.4	5.8	14.8	-11.1	-14.2	-13.9
300	7	2	1	0.7	2.5	13.3	0.2	1.0	13.3	-8.4	-19.0	-9.6
250	3	1	0	5.4	2.3	NaN	1.9	0.3	NaN	-11.0	-12.6	NaN

* NaN – não foram observados VCMs no determinado nível de pressão.

A frequência de ocorrência dos VCMs úmidos e secos para as três regiões da ZACS por horário sinótico é apresentada na figura 3.5. Em geral, verifica-se uma maior quantidade de vórtices secos formados nos médios e altos níveis (Figs. 3.5d a 3.5f). Além disso, é possível observar principalmente nos baixos níveis ao longo da ZCAS (Figs. 3.5a a 3.5c) e na região ZCC nos altos níveis (Fig. 3.5d) uma menor quantidade vórtices atuando no período vespertino (18UTC), concordando com a análise feita para o estágio de formação dos vórtices no trabalho de James e Johnson (2010). Este trabalho salienta que estes resultados revelam fortes evidências para a estreita associação destes vórtices com os sistemas convectivos de mesoescala, onde a redução dos casos no período da tarde está fortemente associada ao ciclo diurno. Nos altos níveis sobre as regiões ZCA e ZOC verifica-se um comportamento diferente

na distribuição dos vórtices. Enquanto na ZCA há uma frequência um pouco maior de casos no período diurno, sobre o oceano em altos níveis os VCMs atuam mais durante a madrugada.

A figura 3.6 mostra a composição do perfil vertical dos campos de velocidade vertical Omega e divergência horizontal de massa, calculada a partir da média dos pontos de grade afastados $0,5^\circ$ da posição central dos VCMs. Os vórtices que se formam na baixa troposfera (úmidos) (Fig. 3.6a) sobre a região ZCA apresentam movimento vertical ascendente em praticamente todos os níveis na vertical, associados à convergência de massa na coluna (Fig. 3.6c) até o nível de máximo movimento vertical (500 hPa). A partir desse nível ocorre divergência de massa na coluna. Ressalta-se que estes VCMs úmidos nesta região apresentam distribuição média da velocidade vertical semelhante aos encontrados por James e Johnson (2010) nos estágios inicial e de desenvolvimento dos vórtices. Na região ZCC também se observa predomínio de ar ascendente na coluna associado aos vórtices úmidos, com máximo na baixa troposfera e movimento subsidente fraco em 500 hPa. O campo de divergência representa bem este comportamento inverso dos VCMs úmidos na média e alta troposfera, onde na região ZCC observa-se divergência de massa na média troposfera (associada a subsidência do ar) e convergência nos baixos e altos níveis.

Os vórtices secos continentais (Fig. 3.6b) têm máximo de movimento vertical ascendente entre 400 e 300 hPa e ar subsidente na baixa troposfera na região ZCA e em médios níveis na região ZCC. Este padrão indica que estes vórtices continentais ficam confinados nos altos níveis, ao contrário dos VCMs úmidos que podem se estender em direção aos altos níveis troposféricos. O perfil vertical da divergência de massa dos VCMs secos (Fig. 3.6d) também reforça este padrão, onde sobre o continente verifica-se ar convergindo na região onde estes vórtices geralmente se configuram (entre 700 e 350 hPa) e divergência nos baixos e altos níveis. Ressalta-se aqui que os vórtices secos não são o objetivo principal do estudo.

Sobre o oceano os VCMs têm comportamento distinto. A análise da composição média dos vórtices úmidos é caracterizada pelo fraco movimento vertical ascendente (Fig. 3.6a) e fraca divergência/convergência de massa (Fig. 3.6c) em toda troposfera. Verifica-se que, em média, estes vórtices apresentam valores de Omega e divergência uma ordem de magnitude menor que os vórtices continentais. Os vórtices secos, por sua vez, apresentam máximo de omega ascendente (Fig. 3.6b) em níveis mais baixos (entre 800 e 750 hPa) que os VCMs úmidos. Desde a superfície até este nível o ar converge (Fig. 3.6d) para o centro dos vórtices e diverge em direção aos altos níveis, com máximo de divergência em 700 hPa.

Os perfis verticais de vorticidade relativa e anomalia da temperatura potencial são apresentados na figura 3.7. Vórtices úmidos continentais caracterizam-se pela vorticidade ciclônica até a média troposfera, com máximos entre 875 e 850 hPa (Fig. 3.7a). A estrutura térmica destes vórtices concorda com a dos vórtices encontrados no trabalho de James e Johnson (2010), que mostra um núcleo frio abaixo do máximo de vorticidade e uma taxa de aquecimento em direção a média e alta troposfera (Fig. 3.7c). Os VCMs secos continentais também apresentam características semelhantes. Por estarem confinados na média troposfera, apresentam neste nível máximo de vorticidade ciclônica (Fig. 3.7b), associado a anomalias frias de temperatura potencial (Fig. 3.7d) e circulação anticiclônica em altos níveis, associado a anomalias quentes de temperatura potencial. Sobre o oceano, os vórtices úmidos também apresentam valores de vorticidade relativa e anomalia de temperatura potencial aproximadamente uma ordem de grandeza menor que os vórtices continentais. Por outro lado, os vórtices secos apresentam um perfil vertical de vorticidade semelhante aos VCMs secos continentais (Fig. 3.7b), com circulação ciclônica predominando em praticamente toda troposfera e máximos em torno de 250 hPa. Esse padrão também foi encontrado em Kousky e Gan (1981).

Figura 3.5 - Histogramas de ocorrência de VCMs úmidos para as regiões ZCA (a), ZCC (b) e ZOC (c) e secos para as mesmas regiões ZCA (d), ZCC (e) e ZOC (f) por horário sinótico.

Figura 3.6 - Perfil vertical médio de velocidade vertical ω (Pa s⁻¹) para os vórtices úmidos (a) e secos (b) e de divergência de massa (10⁻⁵ s⁻¹) para os vórtices úmidos (c) e secos (d).

Figura 3.7 - Idem a figura 3.5 para o perfil médio de vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) e anomalia de temperatura potencial (K).

As figuras 3.8 e 3.9 apresentam os gráficos de distribuição de frequência das variáveis meteorológicas selecionadas no estudo. Os histogramas da precipitação total (Figs. 3.8a a 3.8c) e da precipitação convectiva (figura não mostrada) mostram que a maior frequência da precipitação associada aos VCMs encontra-se no menor intervalo de classe. Nos intervalos maiores é possível identificar uma pequena frequência de ocorrência de vórtices nos intervalos de classe, o que indica que estes vórtices podem estar associados tanto a chuvas fracas como intensas independentes da região de atuação. A vorticidade relativa associada ao sistema, a ZCA (Fig. 3.8d) e a ZCC (Fig. 3.8e) apresenta padrões semelhantes de uma redução da frequência dos casos com a intensificação dos vórtices. Esse padrão já não se observa sobre o Atlântico (Fig. 3.8f), onde se observa poucos casos nos intervalos de zero a $-10 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e uma maior frequência na faixa central, sendo que mais de 50% dos casos de VCMs possuem taxa de rotação entre -10 a $-35 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Esse padrão ressalta o comportamento distinto entre os vórtices que se formam sobre o continente dos que se formam sobre o Atlântico. Os histogramas de radiação de onda longa emergente das regiões ZCA (Fig. 3.8g) e ZOC (Fig. 3.8i) mostram uma maior concentração dos casos de VCMs associados aos menores valores de AROL (entre 75 e 175 W m^{-2}), mas é possível observar também a presença destes vórtices com maiores valores de AROL (pouca nebulosidade), principalmente na região ZCC (Fig. 3.8h). No entanto, estes valores estão associados aos vórtices secos, que se encontram na média e alta troposfera e produzem menor precipitação que os vórtices úmidos na baixa troposfera.

Em superfície, sobre a região continental, a maior frequência dos fluxos de calor latente (Figs. 3.9a e 3.9b) e sensível (Figs. 3.9d e 3.9e) apresentam sinais opostos, sendo os fluxos de calor latente maiores que os fluxos de calor sensível. Em ambas as regiões continentais os fluxos de calor latentes são positivos, com maior frequência na faixa entre zero e 30 W.m^{-2} , indicando que a evaporação, e o consequente fornecimento de umidade a

partir da superfície, têm um papel importante na intensificação do sistema. Além disso, o fato de a ZCAS permanecer semi-estacionária por vários dias com a nebulosidade persistente, faz com que a superfície esfrie e, com isso, os fluxos de calor sensível tornam-se predominantemente negativos, com maior frequência na faixa entre zero e -30 W.m^{-2} . No entanto, é possível identificar poucos casos de VCMs com fluxos positivos de calor sensível. Sobre a ZOC, o fluxo de calor sensível se inverte (Fig. 3.9f), se tornando positivo na presença dos VCMs, indicando que as águas quentes do Atlântico têm um papel importante no fornecimento de energia para a intensificação dos VCMs. Com relação à energia potencial convectiva disponível (CAPE), em todas as regiões se verifica uma redução de casos com maior CAPE com um padrão semelhante nos casos registrados na ZCA e ZCC e uma menor frequência na região oceânica (ZOC).

A figura 3.10 mostra a distribuição vertical dos VCMs, ao longo dos respectivos níveis de pressão em que são detectados, e os respectivos valores de precipitação total e convectiva, fluxo de calor latente em superfície e vorticidade relativa. Sobre a região continental da ZCAS, os máximos de precipitação total (Figs. 3.10a e 3.10b) e convectiva (Figs. 3.10d e 3.10e) localizam-se entre a baixa e média troposfera, reduzindo os valores para os VCMs que se localizam próximo a superfície e em altos níveis. Sobre o oceano (Figs. 3.10c e 3.10f) não se observa um padrão semelhante da distribuição das chuvas com a localização dos vórtices em altitude. Em geral, os máximos de precipitação associada à ocorrência dos vórtices são verificados em torno de 200 e 300 mm.dia^{-1} (precipitação total) e entre 60 e 80 mm.dia^{-1} (precipitação convectiva). No entanto, nesse período de 10 anos de estudo foram encontrados alguns valores extremos acima de 400 mm.dia^{-1} . Ressalta-se que na região ZCO, acima de 550 hPa, não foram encontrados VCMs através do sistema de detecção. Além disso, a precipitação associada aos VCMs é mais fraca, com máximos não excedendo 250 mm.dia^{-1} . Os gráficos de vorticidade relativa (Figs. 3.10g, 3.10h e 3.10i) caracterizam a intensidade dos sistemas

analisados. Nas três regiões os vórtices mais intensos se localizam acima da Camada Limite Planetária (CLP) até aproximadamente 700 hPa. Verifica-se uma concordância entre os vórtices destas regiões de máxima vorticidade ciclônica e os extremos de precipitação, ou seja, os VCMs mais intensos, que localizam-se na baixa troposfera, têm uma maior taxa de precipitação associada. Sobre o continente (Figs. 3.10j e 3.10k) é possível verificar uma maior liberação de calor latente de condensação (ALHF) nos VCMs próximos a superfície, que contribui para a intensificação dos VCMs com a altitude. Nos níveis onde os VCMs encontram-se mais intensos, se observa uma redução de LE a superfície, que volta a aumentar nos níveis onde os vórtices são menos intensos (alta troposfera). Na ZCO (Fig. 3.10l) é possível observar um aumento de LE com os VCMs em altitude, sendo que os valores mínimos de ALHF (entre 775 e 700 hPa) são verificados associados aos vórtices mais intensos.

Figura 3.8 - Histogramas de Precipitação Total (ATPR) (a,b,c), Vorticidade Relativa (AVOR) (d,e,f) e Radiação de Onda Longa Emergente (AROL) (g,h,i) para as regiões da ZCAS Continental Amazônica (ZCA), ZCAS Continental Costeira (ZCC) e ZCAS Oceânica (ZOC), respectivamente para cada variável.

Figura 3.9 - Idem a figura 3.7 para os as variáveis fluxos de calor latente (ALHF) (a,b,c) e sensível (ASHF) (d,e,f) na superfície, e energia potencial convectiva disponível (ACAP) (g,h,i).

Figura 3.10 - Diagramas de Precipitação Total (ATPR) (a,b,c), Precipitação Convectiva (ACPR) (d,e,f), Vorticidade Relativa (AVOR) (g,h,i) e fluxo de calor latente na superfície (ALHF) (j,k,l) para as regiões ZCA, ZCC e ZOC, respectivamente para cada variável.

3.3.2. Análise do Episódio de ZCAS entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009

Neste item são apresentados os resultados da avaliação dos vórtices selecionados no episódio de ZCAS ocorrido entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009. A Figura 3.11 mostra as imagens realçadas, nos horários de 06Z e 18Z, do satélite GOES-10 durante a ZCAS no período selecionado. Pelas imagens verifica-se uma intensificação a atividade convectiva tanto no período da madrugada (Fig. 3.11a a 3.11e) como no período vespertino (Fig. 3.11f a 3.11j). Principalmente no início da configuração da ZCAS verifica-se a formação de nuvens convectivas, com topos frios, tanto na região continental como no oceano Atlântico. Ressalta-se também neste caso que, enquanto na parte continental a ZCAS permaneceu estacionária atuando sobre o SE e a região amazônica, na sua parte oceânica pode se observar um deslocamento para nordeste da banda de nebulosidade associada ao deslocamento de um sistema frontal.

Figura 3.11 - Imagem no canal infravermelho (IR) realçada do satélite GOES-10 para os horários de 06Z dos dias 20 (a), 21 (b), 22 (c), 23 (d) e 24 (e) e 18Z dos dias 20 (f), 21 (g), 22 (h), 23 (i) e 24 (j) de janeiro de 2009.

A figura 3.12 mostra os mapas médios de precipitação acumulada para o período da noite (Fig. 3.12a), madrugada (Fig. 3.12b), manhã (Fig. 3.12c) e tarde (Fig. 3.12d), obtidos da reanálise entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009. A análise da figura mostra que a ZCAS encontrou-se configurada dentro das regiões do estudo (ZCA, ZCC e ZCO). Além disso, a precipitação intensifica-se com o aumento da atividade convectiva a partir do período vespertino (Fig. 3.12d). Nesta figura também estão marcadas todas as regiões onde os VCM foram selecionados segundo o critério estabelecido de seleção durante os quatro dias de análise. Nesse episódio de ZCAS verifica-se uma maior atuação dos vórtices no período matutino e vespertino, principalmente na região continental amazônica (ZCA) seguida pela região costeira (ZCC).

Figura 3.12 - Precipitação média acumulada (mm.dia-1) obtida da reanálise do CFSR NCEP para os horários de 0Z (a), 6Z (b), 12Z (c) e 18Z (d) entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009. Os pontos pretos indicam o centro de VCM identificados pelo processo de seleção.

As tabelas 3.4, 3.5 e 3.6 mostram características físicas e dinâmicas dos vórtices selecionados. Em geral estes sistemas encontram-se na baixa e média troposfera associado a altos índices pluviométricos, enquanto que na alta troposfera são mais secos. Além disso, há

uma relação direta entre estes máximos pluviométricos e a circulação ciclônica dos vórtices. Quanto mais intenso o sistema, maior a precipitação total associada. Dessa precipitação total, uma pequena parte é de origem convectiva, indicando que outro mecanismo termodinâmico deve atuar para provocar estas chuvas significativas. Em função disso, sugere-se uma análise separada dos vórtices que se formam em baixos níveis (até 850 hPa) dos que se formam na média e alta troposfera (acima de 850 hPa).

TABELA 3.4 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZCA*

LEV (hPa)	DATA	HOR	LAT	LON	ALT	VOR	CLO	TPR	CPR	LHF	SHF	OLR
550	21/01/09	18Z	-4.5°	299.5°	68.6	-4.1	99.9	15.1	14.4	271.6	33.6	139.1
600	20/01/09	12Z	-7.5°	300.0°	114.8	-5.8	100.0	3.8	0.0	79.5	13.0	164.1
600	22/01/09	12Z	-7.0°	304.0°	244.1	-17.1	100.0	178.7	21.7	38.7	-18.0	87.2
600	23/01/09	12Z	-6.5°	292.5°	100.7	-15.9	100.0	11.2	1.2	48.3	-1.7	117.8
600	24/01/09	12Z	-8.5°	299.5°	129.8	-5.5	100.0	15.9	0.0	41.0	-3.7	107.0
650	23/01/09	12Z	-6.5°	292.5°	100.7	-14.7	100.0	11.2	1.2	48.3	-1.7	117.8
650	24/01/09	12Z	-11.5°	303.0°	322.9	-5.5	100.0	0.5	0.0	158.1	30.2	162.7
700	23/01/09	18Z	-7.0°	295.5°	70.2	-26.2	100.0	156.8	59.2	57.9	-20.2	100.2
775	21/01/09	18Z	-5.0°	302.5°	115.0	-17.8	100.0	93.1	43.1	25.9	-1.6	99.2
775	24/01/09	00Z	-7.0°	291.5°	114.9	-9.2	100.0	11.2	7.4	8.1	-12.3	107.3
775-800	24/01/09	18Z	-8.0°	292.5°	115.1	-10.4	99.7	6.3	1.3	101.4	14.1	248.3
825	23/01/09	06Z	-6.5°	294.0°	76.8	-12.0	100.0	9.7	0.0	20.7	-24.3	155.2
875	20/01/09	18Z	-7.0°	296.0°	92.2	-7.0	98.7	21.0	19.7	354.2	187.7	145.7
875	23/01/09	06Z	-6.5°	294.0°	76.8	-13.7	100.0	9.7	0.0	20.7	-24.3	155.2

* **ALT**=Altitude (m); **VOR**=Vorticidade Relativa ($*10^5.s^{-1}$); **CLO**=Nebulosidade (%); **TPR**=Precipitação Total (mm.dia⁻¹); **CPR**=Precipitação Convectiva (mm.dia⁻¹); **LHF**=Fluxo de Calor Latente na Superfície (W.m⁻²); **SHF**= Fluxo de Calor Sensível na Superfície (W.m⁻²); **OLR**= Radiação de Onda Longa Emergente no Topo da Atmosfera (W.m⁻²)

TABELA 3.5 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZCC*

LEV (hPa)	DATA	HOR	LAT	LON	ALT	VOR	CLO	TPR	CPR	LHF	SHF	OLR
550	23/01/09	18Z	-13.0°	306.5°	276.9	-14.6	99.5	1.2	0.0	221.9	76.3	105.0
600	22/01/09	18Z	-18.0°	312.5°	816.0	-11.7	99.7	5.2	0.0	160.2	17.7	176.4
650-800	24/01/09	06Z	-16.5°	309.0°	558.3	-21.2	100.0	166.0	25.7	21.1	-10.6	87.5
850	21/01/09	06Z	-20.5°	314.5°	880.4	-36.4	100.0	196.2	34.4	27.7	-18.1	87.6
875	21/01/09	00Z	-13.0°	310.0°	443.2	-5.7	99.6	54.5	31.3	4.6	-9.9	122.8
900	23/01/09	12Z	-18.0°	315.0°	686.7	-20.9	100.0	116.0	24.4	37.8	-5.6	116.3

* **ALT**=Altitude (m); **VOR**=Vorticidade Relativa ($*10^5.s^{-1}$); **CLO**=Nebulosidade (%); **TPR**=Precipitação Total (mm.dia⁻¹); **CPR**=Precipitação Convectiva (mm.dia⁻¹); **LHF**=Fluxo de Calor Latente na Superfície (W.m⁻²); **SHF**= Fluxo de Calor Sensível na Superfície (W.m⁻²); **OLR**= Radiação de Onda Longa Emergente no Topo da Atmosfera (W.m⁻²)

TABELA 3.6 - VÓRTICES CICLÔNICOS SELECIONADOS NA REGIÃO ZOC*

LEV (hPa)	DATA	HOR	LAT	LON	ALT	VOR	CLO	TPR	CPR	LHF	SHF	OLR
875-925	20/01/09	12Z	-26.5°	314.5°	0.0	-29.7	100.0	144.3	86.6	35.4	4.1	194.3

* **ALT**=Altitude (m); **VOR**=Vorticidade Relativa ($*10^5.s^{-1}$); **CLO**=Nebulosidade (%); **TPR**=Precipitação Total (mm.dia⁻¹); **CPR**=Precipitação Convectiva (mm.dia⁻¹); **LHF**=Fluxo de Calor Latente na Superfície (W.m⁻²); **SHF**= Fluxo de Calor Sensível na Superfície (W.m⁻²); **OLR**= Radiação de Onda Longa Emergente no Topo da Atmosfera (W.m⁻²)

Na região ZCA (Tabela 3.4) os vórtices são observados em sua maioria no período matutino e vespertino. Esse resultado concorda com o trabalho de Oki e Musiaké (1994), que o ciclo diurno da precipitação apresenta um pico no período da manhã principalmente no mês de junho, quando a BFZ está atuando. Ao contrário das outras regiões, as precipitações mais intensas foram verificadas associadas aos vórtices mais intensos localizados na média troposfera (178,7 mm para o vórtice em 600 hPa e 156,8 mm para aquele em 700 hPa). Na ZCC (Tabela 3.5) os maiores índices pluviométricos são registrados nos vórtices que se situam em baixos níveis da troposfera, sendo que um caso profundo observado às 6Z do dia 24/06/09 foi observado entre os níveis de 650 e 800 hPa associado a intensa precipitação (166mm) e intensa circulação ciclônica ($-21,2 \times 10^{-5} s^{-1}$). Nessa mesma região foi registrado às 6Z do dia 21/06/09 o vórtice com maior índice pluviométrico associado (196,2 mm de

precipitação total, sendo 34,4 mm de ordem convectiva). Apenas um vórtice profundo foi detectado na baixa troposfera da região da ZOC (Tabela 3.6). No entanto, este VCM se configurou no período matutino sobre o Atlântico provocando intensa precipitação convectiva (86,6 mm).

A figura 3.13 mostra o meteograma da seção temporal do ponto central de dois VCMs selecionados na região ZOC (às 12Z de 20/01/2009) e na região ZCC (18Z de 24/01/2009), respectivamente. A análise termodinâmica destes sistemas salienta algumas características marcantes destes VCM intensos. Ambos os sistemas estão associados à forte movimento vertical ascendente, ocupando praticamente toda a troposfera, antes e durante a sua configuração. Esse movimento provoca um transporte de umidade para a alta troposfera e os fluxos superficiais de calor sensível e latente são reduzidos quando os VCM estão atuando. Outra característica marcante é de que estes sistemas se dissipam rapidamente. Estes sistemas que se configuram em mais de um nível na troposfera são mais intensos e estão associados a uma maior taxa de precipitação. Com relação ao vento horizontal, não há um padrão semelhante entre os dois casos.

Ressalta-se que os casos registrados na região ZCA (figura não mostrada) também mostram um padrão semelhante ao dos dois casos apresentados. Além disso, como citado anteriormente, os VCM observados na alta troposfera são mais secos e, consequentemente, associados a baixos índices pluviométricos.

Figura 3.13 - Meteograma da seção temporal da variação vertical da vorticidade relativa ($\times 10^5 \text{ s}^{-1}$) (sombreado), umidade específica (Kg/Kg) (linhas sólidas), velocidade Vertical Omega (Pa/s) (linhas tracejadas) e vento horizontal (m/s) (a), precipitação total (barras azuis) e convectiva (barras verdes) (b) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) (c) para o VCM selecionado na região ZOC em 20/01/2009 as 12Z. Gráficos (d), (e) e (f) idem a (a), (b) e (c) para o VCM na região ZCC em 24/01/2009 as 6Z.

A figura 3.14 ilustra a circulação ciclônica associada aos dois vórtices analisados na figura 3.13. Uma característica marcante destes sistemas que se formam na baixa troposfera é a intensa precipitação. O primeiro caso, onde a base do vórtice se formou em 925 hPa e se estendeu até 875 hPa, caracterizou-se pela convergência dos ventos de sul, a oeste do vórtice, com os ventos no setor nordeste. No segundo caso, que se estendeu de 800 hPa a 775 hPa, percebe-se claramente a circulação, oriunda da região central do Brasil, transportando

umidade na direção do vórtice e certamente contribuindo significativamente como fator local para o balanço de umidade da região.

Figura 3.14 - Mapas de precipitação total acumulada em 6 horas (sombreada), obtida da reanálise do NCEP CFS, e vento horizontal (m/s) em 925 hPa de 12Z de 20/01/2009 (a) e em 800 hPa de 6Z de 24/01/2009.

3.4. Conclusões

Este trabalho mostra a importância da atuação dos vórtices ciclônicos de mesosescala embebidos na ZCAS, através do desenvolvimento de um sistema de detecção e da análise de sua estrutura tri-dimensional, além da análise da atuação de VCMs em um episódio específico de ZCAS, que atuaram na baixa e média troposfera.

Nos 10 anos de estudo, um total de 300 VCMs úmidos foram detectados na baixa troposfera (Fig. 1a), enquanto que na média e alta troposfera foram detectados 277 VCMs. Na

baixa troposfera a maioria dos VCMs se localiza na região ZCC e mais para SW na região continental, possivelmente relacionados a efeitos topográficos e de instabilidade local gerada por sistemas transientes que penetram na região da ZCAS. Nos níveis superiores na região ZCA, os VCMs são predominantemente rasos, com uma maior concentração destes sistemas na região amazônica devido à intensa liberação de calor latente de condensação na região. Outras características marcantes do VCMs são que uma pequena parte do total pluviométrico associada a estes sistemas é de origem convectiva e os vórtices mais intensos (maior taxa de rotação ciclônica) se localizam na baixa troposfera.

Com relação à frequência de atuação dos vórtices, pode-se observar que nas três regiões os vórtices mais intensos se localizam acima da Camada Limite Planetária (CLP) até aproximadamente 700 hPa. Verifica-se uma concordância entre os vórtices destas regiões de máxima vorticidade ciclônica e os extremos de precipitação. Sobre o continente, fluxos de calor latentes são positivos, indicando que a condensação do vapor tem um papel importante na intensificação do sistema, com máximos de LE próximos a superfície e em altos níveis e uma redução nos níveis onde os VCMs encontram-se mais intensos. Os fluxos de calor sensível são predominantemente negativos, pelo fato da ZCAS permanecer semi-estacionária por vários dias com a nebulosidade persistente, provocando o resfriamento da superfície. Com relação à precipitação, estes sistemas podem estar associados tanto a chuvas fracas como intensas, independentes da região de atuação. Os máximos de precipitação total (em torno de 200 e 300 mm.dia⁻¹) e convectiva (em torno de 60 e 80 mm.dia⁻¹) encontram-se entre a baixa e média troposfera, reduzindo os valores próximos a superfície e em altos níveis. Neste período de estudo foram encontrados valores extremos acima de 400 mm.dia⁻¹ na região ZCC. Nesta mesma região, a maioria dos casos ocorre em regiões com topografias entre 500 e 600 m. Sobre o oceano, verifica-se uma redução da quantidade e intensidade dos casos em relação ao continente. Na ZCO os vórtices mais intensos se formam entre 775 e 700 hPa, onde verifica-

se uma redução de LE, que volta a aumentar com a altitude. O fluxo de calor sensível torna-se positivo na presença dos VCMs, indicando que estes sistemas têm menor duração que sobre o continente.

A análise dos vórtices selecionados no episódio de ZCAS ocorrido entre os dias 20 e 24 de janeiro de 2009, mostra que durante esse período os VCMs se formaram nas três regiões, com uma maior atuação dos no período matutino e vespertino, principalmente na região continental amazônica (ZCA) seguida pela região costeira (ZCC). Estes sistemas estiveram presentes na baixa e média troposfera associado a altos índices pluviométricos, enquanto que na alta troposfera foram mais secos. Neste episódio de ZCAS há uma relação direta entre estes máximos pluviométricos e a circulação ciclônica dos vórtices e, confirmando a análise climatológica, uma pequena parte é de origem convectiva, indicando que outro mecanismo termodinâmico deve atuar para provocar estas chuvas significativas. A figura 12 mostra o meteograma para dois VCM selecionados na região ZOC (as 12Z de 20/01/2009) e na região ZCC (18Z de 24/01/2009), respectivamente. A análise termodinâmica de dois VCMs selecionados nas regiões ZOC e ZCC sistemas salienta que ambos os sistemas estão associados a um intenso transporte de umidade para a alta troposfera, desde a formação a sua dissipação, onde os fluxos de calor sensível e latente são reduzidos. Outra característica marcante é de que estes sistemas se dissiparam rapidamente, estiveram presentes em mais de um nível na troposfera, provocando precipitação acima de 150 mm. Com relação ao vento horizontal, não há um padrão semelhante entre os dois casos. O primeiro caso caracterizou-se pela convergência dos ventos de sul, a oeste do vórtice, com os ventos de norte a leste e, no segundo caso, percebe-se claramente a circulação oriunda da região central do Brasil transportando umidade na direção do vórtice.

4. ESTUDO DE EPISÓDIOS DE VCMs ATRAVÉS DE SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM O MODELO BRAMS

4.1. Introdução

Nas unidades anteriores, o trabalho desenvolvido analisou a representação da precipitação e do transporte de umidade para a região da ZCAS através de conjuntos de reanálises de nova geração. Posteriormente, foi avaliada a importância da atuação dos vórtices ciclônicos de mesoescala embebidos na ZCAS, através do desenvolvimento de um sistema de detecção, além da análise da atuação destes sistemas em um episódio específico de ZCAS, que atuaram na baixa e média troposfera. Como os novos conjuntos de reanálise ainda apresentam uma resolução espacial relativamente grande (aproximadamente 50 km) para analisar com detalhes a estrutura termodinâmica dos mesovórtices que atuam na região da ZCAS, este capítulo apresenta a análise deste sistema através dos resultados da simulação com um modelo de mesoescala de alta resolução espacial.

Como comentário adicional, ressalta-se que a maioria dos estudos realizados até o presente mostra uma associação destes mesovórtices com sistemas convectivos de mesoescala e, portanto, são denominados pelos diversos autores de vórtices convectivos de mesoescala. Nesta seção é apresentado um estudo de dois casos específicos que visa avaliar este tipo de relação entre a formação de mesovórtices e a atividade convectiva presente próximo à região de formação.

4.1.1. Características de um Vórtice Convectivo de Mesoescala

Vários estudos têm mostrado que a precipitação estratiforme pode ter um importante impacto na formação e/ou intensificação dos mesovórtices (Houze, 1977; Bartels and Maddox 1991; Brandes and Ziegler 1993, entre outros). Tais sistemas se formam tanto nos trópicos como em latitudes médias e são caracterizados pela significativa concentração de vorticidade relativa ciclônica na baixa e média troposfera, com ordem de magnitude próxima ao parâmetro de Coriolis. Johnston (1981), através de análise de imagens de satélite, mostrou que tais vórtices desenvolvem-se muito comumente durante os estágios maduro e de decaimento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) e podem contribuir com o desenvolvimento da convecção subsequente (Bartels e Maddox, 1991). Bosart e Sanders (1981), por sua vez, notaram o surgimento de movimento ascendente na média troposfera durante o estágio maduro de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). Este movimento ascendente está altamente correlacionado com circulação ciclônica nos médios níveis e anticiclônica na alta troposfera. Os vórtice convectivo de mesoescala têm diâmetro de 50 a 300 km e desenvolvem-se embebidos as correntes ascendentes ou descendentes de mesoescala (Brandes and Ziegler, 1993).

No entanto, surge a questão de como ocorre a formação de um mesovórtice embebido em uma região estratiforme de um SCM. Fisicamente, a resposta atmosférica a uma fonte local de calor depende da escala horizontal dessa fonte de calor e do raio de deformação de Rossby (L_R). A equação 4.1 mostra a definição geral de L_R proposta por Schubert et al. (1980).

$$L_R = \frac{C_f}{(f + \zeta)^{1/2} (f + 2VR^{-1})^{1/2}}, \quad (4.1)$$

onde $C_f = NH$ é a velocidade de fase de uma onda de gravidade inercial, N é a frequência de Brunt-Väisälä, H a escala de altura do fenômeno, f é o parâmetro de Coriolis, ζ é a componente vertical da vorticidade relativa, V é a componente tangencial do vento e R o raio de curvatura. Se o raio de uma fonte local (L) for maior que L_R , a resposta atmosférica é dominada pelo modo inercial. Isso resulta no ajustamento geostrófico do campo de vento à perturbação no campo de massa. Tais circulações são denominadas de “dinamicamente grandes” (Frank, 1983). Por outro lado, se L menor que L_R o modo gravitacional domina e, como resultado, temos a formação das ondas de gravidade, as quais propagam as anomalias do campo de massa não afetando a rotação no campo de vento. Estas circulações são denominadas de “dinamicamente pequenas”. Portanto, é difícil formar um vórtice em resposta ao aquecimento diabático, a menos que a área da região de aquecimento seja comparável a L_R . No caso dos SCMs, em geral, L é menor que L_R do ambiente em que ele se forma, o que dificultaria a formação dos mesovórtices embebidos.

As características de um SCM vão definir se é um sistema dinamicamente grande ou pequeno. Além disso, o valor do raio de deformação de Rossby também varia de acordo com as propriedades do SCM. A figura 4.1 mostra um diagrama esquemático que ilustra as diferenças entre os aspectos dinâmicos apresentados em uma região convectiva e outra estratiforme. Em uma região não saturada dentro de um SCM são tipicamente observados aglomerados de nuvens em forma de torres (torres de cumulus) no estágio inicial de seu ciclo de vida (Houze et al., 1989), onde o aquecimento produzido devido à liberação do calor latente na convecção profunda é muito pequeno (Fig. 4.1a). Isso porque o raio deste tipo de nuvem ($L \leq 200km$) normalmente é menor do que L_R , e a energia potencial gerada pelo aquecimento convectivo é rapidamente dispersada pelas ondas de gravidade. Por outro lado, no caso de uma região estratiforme saturada do SCM com a mesma escala espacial da região convectiva, L_R pode ser reduzido a um valor igual ou menor que L devido à redução da

estabilidade na região saturada. Portanto, considerando a integração nas duas áreas, o calor produzido em uma região estratiforme pode ser muito mais intenso do que em uma região convectiva do SCM. A figura 4.1b mostra o perfil de estabilidade nos ambientes saturado (região estratiforme) e não saturado (região convectiva). Uma parcela de ar em um ambiente não saturado oscilará verticalmente, conservando sua temperatura potencial virtual (θ_v). Já na região estratiforme a parcela de ar segue aproximadamente a adiabática úmida. As áreas sombreadas entre θ_v do ambiente e a trajetória da parcela representam as forças restauradoras resultantes atuando na parcela. Nota-se que a força restauradora é menor em uma região saturada do que em uma região não saturada e, portanto, N (e também L_R) é reduzido.

Um mesovórtice na porção estratiforme de um SCM é caracterizado por ter um núcleo quente, onde o ar quente ascendente induz a convergência nos níveis médios da troposfera e posteriormente contribui para a amplificação da vorticidade ciclônica. No ramo subsidente o sistema é denominado como um vórtice induzido por resfriamento, pois está associado com entrada de ar frio nas correntes descendentes na retaguarda do sistema, o que ajuda a concentrar vorticidade ciclônica, sendo que os efeitos de resfriamento são devido à sublimação, fusão, evaporação e derretimento (Johnson e Bartels, 1992; Brandes e Ziegler, 1993). A figura 4.1 ilustra um exemplo da formação de um mesovórtice nas regiões estratiforme (porção ascendente) e convectiva (ramo associado às correntes descendentes) de um SCM.

Figura 4.1 - Diagrama esquemático de (a) uma região convectiva e outra estratiforme (linhas tracejadas representam as anomalias de temperatura) e (b) trajetórias da parcela de ar (região sombreada) e lapse rate vertical de v nas duas regiões. Extraída de Chen e Frank (1993).

Com relação ao ciclo de vida dos vórtices convectivos de mesoescala, James e Johnson (2010) concluem que parece haver nenhuma relação significativa entre a longevidade e a intensidade dos mesovórtices. Estes sistemas geralmente se configuram no início da manhã (associado ao ciclo diurno da convecção), perto da hora do limite máximo de intensificação dos SCM e sua dissipação está associada ao enfraquecimento/deslocamento de um cavado de mesoescala persistente na média troposfera. Com o objetivo de mostrar as características de um vórtice de mesoescala de núcleo quente, Zhang e Fritsch (1987) analisaram, através de uma simulação numérica, a formação deste sistema, associado com um CCM que provocou uma enchente na cidade de Johnstown (EUA) em 1977. Este vórtice apresentou máximo de vorticidade ciclônica entre 850 e 700 hPa, teve uma duração de aproximadamente 18 horas e sua escala espacial abrangia de 100 a 200 km de diâmetro. Entre a superfície e 850 hPa desenvolveu-se uma piscina fria e úmida associada as correntes de ar subsidente, enquanto que na vizinhança da tropopausa formou-se um domo frio acima do

núcleo quente. Além disso, uma intensa circulação ciclônica estendeu-se até 300 hPa, a partir do qual tornou-se anticiclônica. Nos altos níveis formou-se uma mesoalta que atuou como um obstáculo, forçando o vento horizontal a contorná-la e desenvolvendo uma corrente de jato a noroeste, entre a circulação anticiclônica e a zona baroclínica ao norte. A gênese do mesovórtice ocorreu em um ambiente quase saturado, ligeiramente condicionalmente instável com fraca deformação horizontal e cisalhamento vertical. Este sistema é energeticamente suportado inicialmente pela liberação de calor latente de condensação nas nuvens na escala da grade desde a baixa até a média troposfera. Sua evolução depende do desenvolvimento da convecção profunda assim como da estrutura do fluxo de mesoescala. Nesse caso, as correntes descendentes úmidas tiveram um papel importante tanto na intensificação do vórtice como nos totais pluviométricos. Por fim, no estágio de dissipação o vórtice é mantido devido à estabilidade inercial.

4.1.2. Estudos de Casos de VCM na BFZ

Atualmente, pode-se afirmar que a previsibilidade da ZCAS pelos atuais modelos operacionais regionais é bastante limitada, provavelmente pelo fato de que estes modelos ainda não são capazes de reproduzir adequadamente os perfis de aquecimento associado ao sistema, pois os esquemas de análise e assimilação de dados não são suficientemente precisos para reproduzir adequadamente a estrutura em mesoescala da ZCAS.

No caso da BFZ, que se forma na região do Japão, há vários estudos relacionando essa zona de convergência à topografia, aquecimento, contraste terra-mar e formação de vórtices. Chen et al (1998) mostraram que os sucessivos desenvolvimentos desses sistemas, propagando-se para leste, provocaram máximos de precipitação superiores a 230 mm acumulados em 24h. Simulações numéricas sugeriram que há uma forte interação entre a BFZ e o sistema convectivo embebido, através de um processo de realimentação positivo. A zona de convergência fornece as condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento da tempestade, que por sua vez intensifica a BFZ (CISK). Um experimento adicional mostrou que a liberação de calor latente é crucial para o desenvolvimento da tempestade, o jato de baixos níveis, a mesobaixa associada e a consequente manutenção da zona de convergência.

Chen et al (2000) analisaram a estrutura tridimensional da sucessiva formação dos dois sistemas convectivos de mesoescala (SCM) ao longo da BFZ. A evolução desses sistemas foi associada à presença dos jatos de baixos níveis de mesoescala e de altos níveis de mesoescala, respectivamente, ao sul e a leste dos sistemas convectivos. As análises indicam que ambos os jatos formaram-se em resposta à intensa atividade convectiva, associada aos SCM. Uma simulação inibindo a liberação de calor latente ainda mostrou a presença dos movimentos ascendentes, associados aos VCM. Esse resultado sugere que a formação inicial dos SCM pode se dar na ausência dos processos adiabáticos úmidos, desde que os gradientes

de velocidade do vento e de temperatura, ao longo da zona de convergência, sejam relativamente fracos e fortes, respectivamente.

Ninomiya (2007) analisa tanto para a BFZ como para a ZCAS as características de grande escala e de escala meso- α , assim como a relação dessas características com os demais sistemas sinóticos atuantes. A ZCAS é caracterizada como o limite polar da massa de ar tropical úmida com grande gradiente de umidade, com uma camada interior de umidade e uma zona baroclínica. Neste trabalho, o autor ainda salienta que: (a) as influências de distúrbios tropicais e sistemas convectivos na ZCAS são fracos, ao contrário do que ocorre com a BFZ; (b) a ZCAS é mais baroclínica do que a BFZ e (c) o aparecimento de distúrbios tropicais e sistemas convectivos ativos não é frequente sobre o Atlântico Sul. É importante ressaltar aqui que o trabalho de Ninomiya (2007) descreve somente a região oceânica da ZCAS e não a região continental. Neste artigo pretende-se avaliar justamente o impacto dos sistemas convectivos embebidos ao longo da banda de nebulosidade da ZCAS.

4.1.3. Análise do Ciclo de Energia

Os estudos sobre o ciclo de energia dos sistemas meteorológicos envolvem o conhecimento a respeito da geração, conversão e dissipação das diferentes formas de energia e sua relação com a circulação geral da atmosfera (Michaelides, 1987). Essa metodologia foi inicialmente proposta por Margules (1903) que, considerando um sistema fechado no qual a energia total permanecia constante, mostrou que o crescimento de energia cinética das tempestades poderia ser devido ao decréscimo da energia potencial resultante do rearranjo de massas de ar de diferentes densidades. Essa proposição se opunha na época à teoria de condensação na qual se acreditava que a energia dos ciclones vinha da energia do calor latente liberada na condensação (Tamura, 1905). Lorenz (1955), seguindo a idéia proposta por Margules, estabeleceu o conceito de energia potencial disponível (EPD) como sendo a

diferença entre a energia potencial total e a energia potencial mínima, a qual resultaria de qualquer redistribuição adiabática de massa. Lorenz visualizou esse estado de mínima energia como sendo um estado em que houvesse o rearranjo adiabático de massa de toda a atmosfera para uma condição estaticamente estável. Essa energia potencial mínima é o estado de referência, a partir do qual se pode medir a EPD. Peixoto e Oort (1992) ilustram essa relação onde, a partir do estado real da atmosfera, o estado de referência é obtido com a redistribuição adiabática de massa até que as superfícies isentrópicas se tornem horizontais. Durante essa redistribuição, como o sistema é considerado fechado, a quantidade de massa (área) entre duas superfícies isentrópicas mantêm-se constante. Note que no estado estável a temperatura potencial (θ) cresce com a altura.

Segundo Lorenz (1955), a EPD tem por características: a soma com a energia cinética é conservada em um escoamento adiabático; ela é completamente determinada pela distribuição de massa na atmosfera e é zero se a estratificação horizontal é estaticamente estável. Com isso, ele dividiu os termos de energia potencial e cinética em suas respectivas médias zonais e perturbações (desvios com relação à média zonal) e derivou um conjunto de equações que mostra todo o ciclo de energia na atmosfera (Equações 4.2 a 4.5):

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = -C_Z - C_A + G_Z, \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = +C_Z + C_K - D_Z, \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = +C_A - C_E + G_E, \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = +C_E - C_K - D_E, \quad (4.5)$$

onde, A e K referem-se às energias potencial disponível e cinética, respectivamente; C, aos termos de conversão e G e D aos termos de geração e dissipação, respectivamente. Muench (1965) desenvolveu o conjunto de equações em coordenadas esféricas em níveis de pressão

para um sistema atmosférico parcialmente fechado, estimando os fluxos de energia entre as fronteiras superior e inferior.

Segundo Asnani (1993) o termo G_Z representa a geração de EPD zonal (A_Z) através do aquecimento diferencial latitudinal a partir das fontes diabáticas de calor. Em um raciocínio análogo, o termo G_E representa a geração de EPD para a perturbação (A_E) se o aquecimento diabático gerar gradientes de temperatura ao longo de um mesmo círculo de latitude. O termo C_Z representa a conversão entre a EPD zonal (A_Z) e a cinética zonal (K_Z) através de movimentos ascendentes de ar quente e subsidentes de ar frio. Asnani (1993) aponta que a célula de Hadley é um exemplo desta conversão entre latitudes tropicais e subtropicais, ao passo que a de Ferrel é uma célula indireta com movimento ascendente de ar frio e subsidente de ar quente (com A_Z sendo gerado através de K_Z). Analogamente, o termo C_E representa a conversão entre a EPD zonal e cinética relacionado às formas perturbadas de energia, ou seja, entre (A_E) e (K_E). Essa conversão é realizada através dos movimentos de ar quente ascendente e frio subsidente no plano vertical num mesmo círculo de latitude. Outro termo relacionado à cadeia baroclínica é C_A que representa a conversão entre A_Z e A_E . Este termo analisa o transporte de calor sensível, tanto meridionalmente como verticalmente, associado aos gradientes de temperatura. Fisicamente, dado que a temperatura média zonal diminui em direção aos pólos na baixa troposfera, os distúrbios ondulatórios que se formam a partir dos ventos de oeste transportam mais ar quente para latitudes altas e mais ar frio para latitudes baixas, reduzindo assim os gradientes meridionais e, conseqüentemente, reduzindo A_Z . Os processos barotrópicos são representados pelo termo C_K que indica a conversão entre a energia cinética perturbada e (K_E) para a energia cinética do escoamento médio zonal K_Z . Valores negativos de C_K indicam a conversão de K_Z para K_E e, portanto, representam os processos onde a perturbação extrai energia cinética do escoamento zonal. Nessas condições,

o transporte de momento associado a essas perturbações atua no sentido de aumentar sua própria energia cinética e, em consequência, diminui os gradientes do vento zonal. Os termos D_Z e D_E representam os efeitos do atrito, sendo considerados como sorvedouros de energia cinética.

Nas últimas décadas, o estudo da energética tem sido aplicado para o entendimento da formação, desenvolvimento e manutenção de diversos sistemas meteorológicos (Kung e Chan, 1981). Especificamente sobre os sistemas ciclônicos sobre a América do Sul, Mishra e Rao (2001) analisaram a energética da formação e desenvolvimento de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o NE do Brasil no início de janeiro de 1993. Os autores observaram um crescimento de K_Z no período de pré-formação do vórtice. Em seguida, ocorreu um decréscimo de K_Z e aumento de K_E . Com isso, eles associaram a formação desse vórtice com uma conversão barotrópica de C_K . A energética do furacão Catarina foi analisada por Veiga et al. (2008), que observaram uma mudança brusca do estado baroclínico para o barotrópico no período de transição. Foram apontadas características da energética que mostram extração de energia cinética através do momento horizontal e transferência de calor através da componente de bloqueio. Pinto (2010) aplicou o ciclo de energia de Lorenz em área limitada para casos de ciclogêneses em cada uma das três regiões ciclogênicas da costa leste da América do Sul. As análises mostraram que os ciclones que se formam na América do Sul podem apresentar características variadas, tanto de desenvolvimento como de estrutura, que não são muitas vezes relacionadas à ciclogênese clássica. Piva et al. (2010) estudou, durante os invernos de 1999-2003, a energética e o comportamento de cavados na média troposfera sobre o Hemisfério Sul e sua relação com a ciclogênese na América do Sul. Resultados mostram que estes cavados são cruciais para a ciclogênese e o termo de conversão baroclínica dominar a energética do sistema. Gan e Rao (1999) analisaram a energética dos distúrbios de alta frequência através de compostos de sistemas ciclônicos. O ciclo de energia

mostrou que esses distúrbios cresceram por conversões baroclínicas. Durante a fase de crescimento, fluxos de energia chegando na região dos sistemas e as fontes não conservativas são também importantes, embora a instabilidade barotrópica parece ter mostrado um papel importante sobre o oceano Pacífico durante essa fase. No estágio maduro, o distúrbio decai barotropicamente e a energia radiativa é exportada para fora da região.

4.2. Dados e Metodologia

O objetivo central desse estudo é de simular através de modelagem numérica a o ciclo de vida de um mesovórtice gerado dentro de um ambiente estratiforme na região da ZCAS. As simulações descritas abaixo visam analisar os processos físicos, assim como as condições de grande escala, que favorecem a formação dos mesovórtices. Em uma próxima etapa é feita uma avaliação entre os resultados do modelo e os dados da reanálise CFSR do NCEP. Finalmente são analisadas as propriedades energéticas destes vórtices, identificados previamente através da aplicação de um algoritmo de detecção nos dados de saída do modelo numérico, nos períodos selecionados de ZCAS.

Visando avaliar os mecanismos termodinâmicos que disparam a formação e a atuação dos mesovórtices embebidos na região da ZCAS, realizam-se duas simulações numéricas com o modelo BRAMS (versão 4.2) (Freitas et al., 2007), rodado atualmente junto a Divisão de Modelagem e Desenvolvimento do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE/CPTEC). Este modelo foi selecionado, pois tem sido utilizado para estudos das características da ZCAS do ponto de vista da modelagem numérica. Recentemente Nóbile Tomaziello (2010), analisando as influências da temperatura da superfície do mar (TSM) e da umidade do solo na precipitação associada à zona de convergência, mostrou que o modelo apresenta alto desempenho na detecção da quantidade da

precipitação principalmente em situações onde o solo se encontrava mais seco e a precipitação foi devida a convergência de umidade oriunda de áreas circunvizinhas.

As duas simulações numéricas de episódios de ZCAS selecionados na etapa do estudo observacional são feitas utilizando-se a reanálise do NCEP CFSR como condição inicial e de contorno. É utilizada uma grade de 5 km de espaçamento para analisar as características específicas do sistema. A tabela 4.1 mostra as principais características das simulações. No anexo A são apresentadas as configurações do modelo para uma das simulações efetuadas neste estudo (RAMSIN).

TABELA 4.1 - PRINCIPAIS OPÇÕES UTILIZADAS PARA AS SIMULAÇÕES NO MODELO BRAMS.

Opções da Simulação	Simulação 1	Simulação 2
Período de Simulação	00Z de 22/01/2009 a 00Z de 25/01/2009	00Z de 03/02/2008 a 00Z de 05/02/2008
Número de pontos de grade em x	600	600
Longitude Central	58°W	39°W
Número de pontos de grade em y	600	600
Latitude Central	15°S	21°S
Número de níveis na vertical	36	
Altura do primeiro nível (DELTAZ) na vertical (m)	80	
Razão de acréscimo de DELTAZ entre superfícies adjacentes nos baixos níveis (DZRAT)	1.2	
Limite superior sobre espaçamento de grade vertical em função de DZRAT	1000	
Altura do Topo do modelo (m)	25236	
Tempo de <i>nudging</i> lateral (s)	900	
Tempo de <i>nudging</i> central (s)	0	
Tempo de <i>nudging</i> no topo (s)	10800	
Espaçamento dos pontos de grade (km)	5	
Inicialização da umidade do solo	Heterogênea (0.30, 0.30, 0.30, 0.25, 0.25, 0.20, 0.20, 0.18, 0.15)	
Tipo de solo	Arquivo de dados USGS (<i>United States Geological Survey</i>)	
Número de camadas de solo	9	
Profundidade das camadas do solo (cm)	5, 25, 50, 75, 100, 125, 150, 175, 200	
Parametrização de radiação	CARMA (Toon et al, 1989)	
Parametrização convectiva	Desligada	
Nível de microfísica	3 (Walko et al., 1995)	
Parametrização de Turbulência	Mellor e Yamada (1982)	
Atualização dos dados NDVI	Ligada	

Nesse trabalho também se analisa o balanço de vorticidade na região central do vórtice que revela as diferentes contribuições dos processos que contribuem para o crescimento e o

desenvolvimento do mesovórtice. A taxa de variação da vorticidade relativa pode ser escrita em coordenada-z como na equação (4.6).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = H + V + D + T + S + F, \quad (4.6)$$

onde $H = -\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f)$ é contribuição da variação da vorticidade relativa devido a advecção horizontal de vorticidade absoluta, $V = -w(\partial \zeta / \partial z)$ é a variação devido a advecção vertical,

$D = -(\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V}$ é a variação devido ao estiramento (*stretching*) (divergência ou convergência), $T = \vec{k} \cdot \left[\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \times \nabla w \right] = - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right)$ é parte da variação devido a torção

(*twisting*) do componente horizontal da vorticidade, $S = -\vec{k} \cdot (\nabla \alpha \times \nabla p) = - \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$

é a variação na vorticidade devido ao termo solenoidal e F é o termo de resíduo, devido aos efeitos do atrito, efeitos subgrade, convecção não resolvida, transportes turbulentos, entre outros, não mostrado aqui neste trabalho. Na eq. (4.6), ζ é a vorticidade relativa, f é o parâmetro de Coriolis, $\vec{V}$ é a velocidade horizontal, $\alpha = 1/\rho$ é o volume específico do ar (inverso da densidade do ar), w é a velocidade vertical em coordenadas cartesianas, $\vec{k}$ é o vetor unitário na direção vertical e ∇ o operador gradiente horizontal. Como as saídas pós-processadas do modelo são geradas a cada hora, no resultado final é calculado o campo médio de cada termo do balanço entre dois intervalos de tempo consecutivos.

Durante o trabalho também se investiga o ciclo de energia dos VCMs embebidos na ZCAS através dos resultados da simulação numérica do modelo BRAMS. As propriedades energéticas foram adaptadas do trabalho de Santis Junior (2008), que utiliza as equações de energia para a análise energética proposta por Norquist et al. (1977) e inclui o termo de geração de energia potencial da perturbação por processos diabáticos. O conjunto de equações

que governam as conversões de energia potencial e cinética disponíveis do estado básico para a perturbação, descritas em Santis Junior (2008), é aplicado ao domínio que caracteriza cada VCM identificado nos períodos selecionados de ZCAS. O volume atmosférico onde as equações são calculadas possui 11 pontos de grade (aproximadamente 600 km) na direção meridional, centrado na latitude de referência (ponto central do VCM). Os limites na direção zonal são definidos pelo comprimento de cada onda, e a extensão vertical são todos os níveis de cada modelo. A média zonal é calculada ao longo do domínio do modelo.

Finalmente, visando avaliar os resultados do modelo, em termos de localização e intensidade de precipitação associada ao sistema, os resultados são comparados com os dados da reanálise CFSR do NCEP e com dados de precipitação derivados do produto Hidroestimator (Scofield, 2001). O Hidroestimator foi inicialmente desenvolvido por Vicente et al. (1998) junto ao NESDIS (*National Environmental Satellite, Data, and Information Service*) é um algoritmo que produz estimativas instantâneas de precipitação de modo automático a cada 15 minutos, fazendo o uso de imagens infravermelhas do satélite GOES. Este algoritmo calcula a taxa de precipitação inicial utilizando-se de um ajuste de potência entre estimativas instantâneas de precipitação derivadas de radares meteorológicos (quando disponíveis) e medidas de temperatura de brilho do satélite, além de considerar fatores adicionais como o regime de umidade, crescimento e estrutura do topo de nuvens. Esta técnica parte da suposição que nuvens que possuem temperatura do topo mais fria proporcionam maiores taxas de precipitação que aquelas com temperatura do topo mais quente. Com relação à avaliação desse produto, o trabalho de Braga et al. (2011), que analisou este sistema para três áreas da Região NE do Brasil, mostra que o Hidroestimator possui valores semelhantes aos pluviométricos em áreas onde ocorrem chuvas convectivas e subestima em regiões onde há presença frequente de nuvens estratiformes.

4.3. Resultados

4.3.1. Simulação Numérica do Episódio de ZCAS na ZCA entre 22 e 25 de janeiro de 2009

Entre os dias 22 e 25 de janeiro de 2009 foi realizada uma simulação numérica através do modelo BRAMS para simular o comportamento da ZCAS e dos VCM associados. No período de 21Z do dia 23 e 15Z de 24 de janeiro foi possível observar o ciclo de formação de um mesovórtice no Estado de Mato Grosso (MT), na região da ZCAS Continental Amazônica (ZCA). Sobre essa região, o modelo mostra algumas características marcantes da presença da ZCAS, como o transporte de umidade e calor nos baixos níveis, que contribuem para a formação do mesovórtice. Em função disso, algumas características importantes para a caracterização desse sistema podem ser salientadas. O VCM apresenta: (a) um deslocamento para sul, seguindo o escoamento em baixos níveis com os maiores índices pluviométricos localizados a sudeste do centro do sistema de mesoescala; (b) escala espacial de aproximadamente $200 \times 200 \text{ km}^2$ (2° de latitude/longitude); (c) ζ é da mesma ordem de magnitude de f (10^{-4} s^{-1}); (d) núcleo quente (frio) acima (abaixo) do nível de máxima intensidade e (e) ciclo de vida inferior a 24 horas.

A figura 4.2 mostra a imagem realçada do satélite meteorológico GOES-10 (Fig. 4.2a) e os resultados da simulação do modelo BRAMS que caracterizam os estágios do ciclo de vida do vórtice de mesoescala. Pela imagem do satélite é possível observar no final da tarde do dia 23 de janeiro a presença de atividade convectiva ao longo da ZCAS, associada ao jato de baixos níveis de noroeste em 2313.1m, que transporta umidade a partir da região amazônica para a região de interesse (Fig. 2b). Por esta figura se observa predomínio de vento

de sul/sudoeste (norte/nordeste) a oeste (leste) da região de formação do mesovórtice. Este cisalhamento horizontal configura uma circulação ciclônica centrada em aproximadamente em 12°S/55°W. Essa região é caracterizada pela presença de vorticidade ciclônica e condições de estabilidade, com valores de CAPE menores que 100 (figuras não mostradas). Outra característica dessa região é a ocorrência de precipitação fraca na região central, com núcleos mais intensos (tons verdes na figura 4.2b) associados a intensas áreas de convecção profunda concentrada próxima das bordas leste e oeste do sistema.

No estágio de intensificação do VCM, verifica-se a presença de sistemas convectivos maiores e mais organizados (Fig. 4.2c). Nesse período (madrugada do dia 24 de janeiro) a simulação indica o VCM bem organizado e com seu centro localizado mais ao sul em relação ao estágio de formação (Fig. 4.2d). Nesse horário a ZCAS continua contribuindo com fornecimento de umidade para o sistema através do seu escoamento em baixos níveis. Na região dianteira do sistema algumas nuvens convectivas espalhadas apresentam-se embebidas nas nuvens estratiformes da ZCAS. Na manhã do dia 24 a imagem do satélite GOES-10 já mostra um sistema convectivo intenso na parte sudeste do Estado de MT (Fig. 4.2e), enquanto que o modelo simula o vórtice com seu centro a noroeste deste sistema (Fig. 4.2f). Nesses últimos horários as áreas de convecção profunda concentraram-se próximo ao centro do sistema. Ressalta-se que as áreas com precipitação mais intensa coincidem com a localização do sistema convectivo na imagem de satélite. Finalmente, no estágio de dissipação o mesovórtice encontra-se na sua posição mais setentrional, com a banda de precipitação mais intensa organizada em forma de gancho a sudeste do centro do sistema (Fig. 4.2h).

Figura 4.2 - Imagem realçada do satélite do GOES-10 e simulação do modelo BRAMS do campo de vento (m.s-1) e precipitação (mm) acumulada horária para 21Z do dia 23 (a e b), 03Z (c e d), 09Z (e e f) e 12Z (g e h) do dia 24 de janeiro de 2009, na altura de 2313,3m.

A figura 4.3 mostra a série temporal obtida na simulação numérica do perfil vertical de vorticidade relativa e da anomalia de temperatura em relação à média zonal, no centro do VCM, durante os estágios de seu ciclo de vida. A figura 4.3a mostra claramente o rápido crescimento do centro de vorticidade ciclônica nos baixos níveis (aproximadamente 2 km de altura) atingindo sua máxima intensidade 6 horas após sua formação (03Z de 24 de janeiro), e reduzindo sua intensidade até as 12Z do mesmo dia. Outra característica desse sistema é o predomínio de vorticidade ciclônica em praticamente todos os níveis da troposfera, seguido de uma inversão na sua rotação (vorticidade anticiclônica) acima de 14 km de altitude. Assim como nos casos selecionados através da reanálise CFSR do NCEP, a estrutura térmica destes vórtices concorda com a dos vórtices encontrados no trabalho de James e Johnson (2010), que mostra um núcleo frio abaixo do máximo de vorticidade e uma taxa de aquecimento em direção à média e alta troposfera (Fig. 4.3b). Note que esse aquecimento de até 3°C no período da noite e madrugada, dentro da região estratiforme da ZCAS é devido à condensação e o resfriamento anômalo de até 4°C próximo a superfície é devido à evaporação. Além disso, é importante ressaltar que tanto o aquecimento anômalo acima do nível de formação do vórtice e do resfriamento anômalo abaixo contribui para a redução da pressão em direção a média troposfera.

A seção vertical ao longo da linha AB apresentada na figura 4.2b é mostrada na figura 4.4. Observa-se que nos estágio de formação do vórtice o predomínio de movimento vertical (w) ascendente na coluna, entre as longitudes de 56.5°W e 54.5°W, com máximos de w nas extremidades do sistema associados a picos máximos de precipitação (Fig. 4.4a), e entre 2 km e 7 km de altitude. Especificamente na borda oeste do VCM, esta região pode ser caracterizada pela forte corrente ascendente de mesoescala está associada à convecção profunda acima do nível de formação do mesovórtice e ar subsidente abaixo deste nível. Estas características são similares a estudos de casos de sistemas convectivos de mesoescala

(SCMs), como o trabalho de Houze (1987), que mostram a relação da formação dos VCMs a partir de SCMs pré-existentes.

Em resumo, na formação do vórtice algumas características marcantes são observadas como: o influxo de ar nos baixos níveis a partir da extremidade oeste do sistema que contribui para o transporte de umidade para a média troposfera (Fig. 4.4a); o predomínio de vorticidade ciclônica na região do VCM até aproximadamente 10 km, onde os fluxos superficiais de calor sensível (H) e latente (LE) são reduzidos (em relação a parte oeste do sistema) quando o VCM está se formando (Fig. 4.4b) e a atmosfera apresenta umidade relativa (UR) acima de 90% (próximo da saturação do ar) desde a superfície até 2 km de altura (Fig. 4.4c). Acima desse nível até a altitude de 4 km se observa uma redução significativa de UR associada à convergência de massa e um forte gradiente vertical de temperatura potencial (θ) na região de formação do vórtice. Acima de 4 km até a altitude de 10 km já se verifica divergência do ar quente e úmido ascendente na coluna e, como consequência, um aumento de UR até atingir a saturação do ar aproximadamente entre 5.5 km e 7.5 km de altitude.

Em relação ao estágio de formação, no horário de máxima intensificação (03Z de 24 de janeiro de 2009), o VCM se apresenta bem configurado onde o modelo simula um acumulado maior de precipitação horária ao longo do eixo CD da figura 4.2d, como mostrado na figura 4.5a. Nesta seção vertical se observa movimento ascendente do ar desde a superfície até a altitude de 7 km. A divergência de massa nesse nível contribui com as correntes descendentes de ar na borda oeste (57°W) e o influxo na baixa troposfera. Nesse horário se verifica também um máximo de circulação ciclônica no centro do VCM (56.7W), estendendo-se desde a superfície até 8 km (Fig. 4.5b) e convergência de ar úmido e próximo a saturação até o nível de intensidade máxima do vórtice, onde os gradientes verticais de UR e θ delimitam o contraste de massas do sistema ciclônico. Outra diferença marcante é a redução

do fluxo de LE e H em relação ao horário anterior, em função da presença de nebulosidade e precipitação na região.

Neste estágio o mesovórtice já exibe uma estrutura bem definida de um núcleo quente acima e um núcleo frio (piscina fria) abaixo (linha preta da figura 4.3b). Esta piscina fria localizada dentro da CLP é causada principalmente pelas correntes descendentes convectivas úmidas. O intenso aquecimento em relação ao ambiente, por sua vez, está associado às intensas correntes ascendentes, que acabam provocando uma amplificação no campo de vorticidade relativa (linha preta da figura 4.3a). Essa amplificação será discutida quando da análise dos termos da equação do balanço de vorticidade.

Figura 4.3 – Perfil vertical de (a) vorticidade relativa ($10^{-4}s^{-1}$) e (b) anomalia de temperatura ($^{\circ}C$) em relação a média zonal no ponto central do mesovórtice as 21Z de 23 de janeiro, 00Z, 03Z, 06Z, 09Z e 12Z de 24 de janeiro de 2009.

Figura 4.4 – Seção vertical AB da figura 2b para 21Z de 23 de janeiro de 2009: (a) velocidade vertical (sombreado) ($2 \cdot 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z), razão de mistura (g.Kg^{-1}) e precipitação total (mm) acumulada na última hora; (b) vorticidade relativa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z), temperatura potencial (K) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) (W/m^2); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%). Triângulo indica o ponto central do vórtice. Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

Figura 4.5 – Como na figura 4.4 para a seção vertical CD da figura 2d para 03Z de 24 de janeiro de 2009.

Uma sondagem no centro do vórtice (Fig. 4.6) indica que a atmosfera está saturada com relação à água até 850 hPa e com relação ao gelo acima do nível de congelamento (acima de 4km de altura). Entre esses dois níveis se observa uma inversão de subsidência associada à intrusão do ar seco provocado pela divergência de massa (Fig. 4.5d) logo abaixo da região de máxima intensidade do VCM (2.3 km de altura). Nessa fina camada a atmosfera torna-se estável, mas volta a ficar instável em relação à adiabática úmida acima do nível de máxima vorticidade do vórtice. Outras características marcantes desse perfil na vertical é o fraco cisalhamento do vento na vertical nos baixos e médios níveis e o pequeno valor de CAPE (19 J), o que pode retardar o transporte de umidade e energia (calor) em relação às condições médias do ambiente ao redor. Este fator ressalta a importância da presença do vórtice no processo de geração de precipitação embebido na região estratiforme da ZCAS.

Figura 4.6 – Diagrama termodinâmico Skew-T/Log-p no ponto central do VCM as 03Z do dia 24 de janeiro de 2009.

Às 09Z do dia 24 de janeiro, enquanto o sistema convectivo observado na imagem de satélite (Fig 4.2e) apresenta-se mais intenso, o VCM já apresenta a metade da vorticidade relativa no seu centro, em relação a 6 horas antes. Isso sugere que o sistema já iniciou sua fase de decaimento. No entanto, a figura 4.7 ainda mostra um padrão da configuração do VCM na vertical semelhante aos horários anteriores. Ainda se observa uma predominância do movimento vertical ascendente associado com a intensa precipitação ao longo do eixo EF da figura 4.2f. No entanto, já não se observa a intrusão de ar frio até próximo da superfície, como no estágio inicial do caso. No entanto, ainda se observa convergência de massa logo abaixo do nível de máxima intensidade do VCM e divergência confinada principalmente entre 8 e 10 km de altitude (Fig. 4.7c). O perfil vertical de vorticidade relativa (Fig. 4.7b) indica que o VCM aprofundou na coluna atmosférica e a presença de nebulosidade e precipitação mantém os fluxos de H e LE próximos de zero próximo da região central do vórtice, indicado pelo triângulo preto. No período da manhã e início da tarde verifica-se o enfraquecimento do VCM até o seu desaparecimento.

Para entender a formação desse sistema o balanço médio de vorticidade num raio de 15 km em torno do centro do VCM é apresentado na figura 4.8. No estágio de formação do vórtice (Fig. 4.8a), em geral, os termos contribuem para a tendência de vorticidade ciclônica na variação local de ζ (linha preta) na região da CLP até aproximadamente 1 km de altitude. Acima desse nível, nesse estágio inicial de formação ainda se observa uma tendência local de vorticidade anticiclônica (positiva) até 8 km de altura (linha preta). No entanto, abaixo do nível de máxima intensidade do VCM (aproximadamente 2.3 km) já se observa uma pequena contribuição negativa dos termos S (linha marrom – termo solenoidal) e H (linha azul - advecção horizontal de ζ), além dos termos V (linha verde - advecção vertical de ζ), D (linha vermelha - termo de estiramento pela convergência) e T (linha amarela - torção do componente horizontal da vorticidade) logo acima de 2 km.

Ao longo das próximas seis horas (até as 03Z do dia 24 de janeiro) ocorre um aumento na tendência negativa de ζ em torno do nível de máxima intensidade do VCM. Pela figura 4.8b já se verifica uma variação local negativa até 2 km, sendo a contribuição mais significativa dada pelo termo D ($-3.8 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$), seguido pelo termo H ($-1.2 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$) logo abaixo. Isso mostra que a convergência de massa para a região do VCM, associada à advecção horizontal de ζ tem um papel importante na intensificação do sistema nos baixos níveis da atmosfera. Acima do nível máximo do VCM até a média troposfera o termo de advecção horizontal contribuiu com vorticidade anticiclônica e nos altos níveis volta a apresentar uma tendência ciclônica significativa (acima de $-3.5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$) para a variação local de ζ . Nos dois últimos horários apresentados (Figs. 4.8c e 4.8d) para o período da madrugada e início da manhã do dia 24 de janeiro, é possível verificar uma redução na contribuição para a intensificação do VCM, o que corrobora os resultados apresentados na figura 4.3a. No entanto é evidente que o termo D de estiramento, seguido pelo termo de torção T, são os que mantêm a circulação ciclônica do mesovórtice.

Figura 4.7 – Como na figura 4.4, para a seção vertical CD da figura 4.2d para 09Z de 24 de janeiro de 2009.

Figura 4.8 - Perfil vertical da tendência de vorticidade relativa média (10^{-8}s^{-2}), no raio de 15 km em torno do centro do VCM, para cada termo da equação (6) as 21Z do dia 23 de janeiro (a), 00Z (b), 03Z (c) e 09Z (d) do dia 24 de janeiro de 2009.

A figura 4.9a mostra a evolução temporal das energias no ponto central do mesovórtice, gerada a partir dos resultados da simulação do modelo BRAMS para o período de 21Z de 23/01/2009 a 12Z de 24/01/2009. Pode-se observar uma maior quantidade de energia cinética na forma zonal (K_Z) no período onde o VCM esteve presente. No estágio de formação e intensificação verifica-se uma redução até as 23Z e em seguida um rápido crescimento de K_Z até o horário de máxima intensidade do VCM no período da madrugada (03Z do dia 25). No final da madrugada e manhã se observa, nos estágios maduro e de dissipação, uma redução de K_Z . Durante o período de atuação do sistema, também se observa a presença de energia cinética da perturbação K_E , com tendência a redução com a dissipação do VCM. Durante o período de atuação do sistema não se observam valores significativos da EPD nas formas zonal e perturbação (A_Z e A_E). Somente no final da tarde do dia 23 de janeiro é observado um pequeno pico de A_E associado à intensificação do mesovórtice.

Pela análise da evolução dos termos de conversão de energia (Fig. 4.9b), verifica-se durante o estágio de intensificação do VCM todo o período valores positivos do termo C_E e C_Z , associados à conversão de energia potencial disponível (zonal e perturbação) para cinética. Nas primeiras horas do dia 24 de janeiro verifica-se uma oscilação destes termos, com uma tendência a inversão de sinal de C_Z . A partir de 06Z até o final da simulação os dois termos voltam a apresentar valores positivos, contribuindo novamente com a conversão da EPD para cinética. O termo barotrópico (C_K) apresentou o mesmo comportamento de C_E com máximo atingindo -3 W.m^{-2} as 05Z do dia 24/01 e a partir de então perde intensidade até as 12Z do dia 24. Os valores negativos indicam conversão de energia cinética do escoamento médio para a perturbação através do transporte de momento. Já o termo baroclínico (C_A) permaneceu pouco intenso durante o período. Os valores positivos de C_E e C_Z e negativos de C_K concordam com a fase de crescimento da energia cinética da perturbação, dando um

indício que a conversão barotrópica teve um papel importante para o desenvolvimento do VCM pelo fornecimento de energia cinética. Esse resultado está de acordo com o trabalho de Mishra e Rao (2001) que analisaram o desenvolvimento de um vórtice ciclônico de altos níveis, de escala sinótica, sobre o nordeste do Brasil no período de 1º a 10 de janeiro de 1993.

Figura 4.9 - Série temporal das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z, K_E, A_Z, A_E) e b) conversões (C_A, C_E, C_K, C_Z) entre as 21Z de 23/01/2009 e 12Z de 24/01/2009. As unidades são $\times 10^5 J.m^{-2}$ para as energias e $W.m^{-2}$ para as conversões.

A figura 4.10 mostra uma comparação entre o campo de vento horizontal do modelo BRAMS e da reanálise CFSR do NCEP no nível de máxima intensidade do VCM, e também da precipitação horária acumulada entre estes dois modelos e o produto Hidroestimador. Fica evidente que a simulação do modelo BRAMS (Fig. 4.10a), com uma alta resolução (espaçamento de grade de 5 km x 5 km de latitude/longitude) melhora significativamente a representação do VCM, comparado com os dados da reanálise CFSR do NCEP (Fig. 4.10b), gerado com um espaçamento de grade espacial de aproximadamente 50 km x 50 km. Enquanto o CFSR mostra o centro do sistema localizado em 16.5°S/51°W, sobre o estado de Goiás (GO), além de um cavado invertido alongado na direção NW/SE sobre o Estado de MT,

o modelo BRAMS mostra o VCM com seu centro localizado em 14°S/55,5°W. Em termos de precipitação, o padrão espacial apresentado pela saída do modelo BRAMS é um pouco mais consistente com a gerada pelo produto Hidroestimator, que mostra dois núcleos de intensa precipitação localizados na região NW e o segundo no SE de MT. Este segundo máximo (mais intenso) possivelmente está associado com a presença do VCM que provoca precipitação de até 50 mm/h no horário selecionado. Com relação à intensidade da precipitação, tanto o BRAMS como o CFSR não simulam os máximos calculados através do produto Hidroestimator. No entanto, ressalta-se as diferenças entre os produtos disponibilizados. Enquanto as saídas dos modelos são determinadas por acumulados horários de precipitação, o hidroestimador mostra a taxa de precipitação instantânea através da tendência de temperatura de brilho do topo das nuvens (e informações de textura), extraídas do canal infravermelho do satélite GOES.

Figura 4.10 – Comparação entre os campos de vento (m.s^{-1}) e precipitação (mm) acumulada horária do modelo BRAMS na altitude de 2313 m (a), da reanálise CFSR do NCEP em 800 hPa (b) e do produto HIDROESTIMADOR (c) para as 06Z do dia 24 de janeiro de 2009.

4.3.2. Simulação Numérica do Episódio de ZCAS na ZOC entre 4 e 5 de fevereiro de 2008

Visando analisar as características da formação de um VCM na parte oceânica da ZCAS (ZOC), uma nova simulação numérica com o modelo BRAMS foi realizada entre os dias 4 e 5 de fevereiro de 2008. Neste episódio, o mesovórtice teve uma duração de 18 horas desde seu estágio de formação no horário de 15Z do dia 4 até a dissipação as 09Z do dia 5. É importante ressaltar que este VCM apresenta algumas características similares às observadas no primeiro episódio simulado, que podem ser consideradas como uma “assinatura” do sistema: (a) deslocamento no mesmo sentido do escoamento na baixa troposfera; (b) rápido crescimento do centro de vortacidade ciclônica principalmente nos baixos níveis (até 2 km de altura); (c) este rápido crescimento está associado à intensa convergência de massa que, através do termo de estiramento (*streatching*), contribui significativamente para a formação do VCM; (d) durante a intensificação do VCM, o modelo mostra intensa precipitação, com núcleos atingindo até 15 mm.h⁻¹ as 18Z do dia 4, associada às linhas de instabilidade que deram origem ao VCM; (e) escala espacial de aproximadamente 150 x 150 km²; (f) ζ é da mesma ordem de magnitude de f (10⁻⁴ s⁻¹); (g) núcleo quente acima e abaixo do nível de máxima intensidade e (h) ciclo de vida inferior a 24 horas.

A figura 4.11 mostra a seqüência de imagens realçadas do satélite meteorológico GOES-10 e os resultados da simulação do modelo BRAMS durante do ciclo de vida do vórtice de mesoescala. Através das imagens de satélite (Figs. 4.11a, 4.11c, 4.11e e 4.11g) é possível identificar, nos horários selecionados, a banda de nebulosidade associada à ZCAS (tons de cinza) e as regiões coloridas que indicam os topos mais frios das nuvens associadas aos núcleos convectivos mais intensos. Estes sistemas ficaram posicionados no litoral da Região SE do Brasil, nos Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo, e

alongaram-se na direção do oceano Atlântico sudeste. Importante observar que este sistema iniciou sua formação no período da tarde do dia 4 de janeiro (Figs. 4.11b e 4.11d), ao contrário do caso da região continental que teve sua formação no período noturno. Na figura 4.11b, a simulação do modelo mostra intensa precipitação, com núcleos acima de 15 mm.h^{-1} , orientada ao longo da ZCAS desde o litoral da Região SE até a região sudeste do oceano Atlântico. O modelo também simula entre as 15Z e 18Z do dia 4 de janeiro a intensificação de um núcleo de precipitação localizado entre as latitudes de 23°S e 24°S e as longitudes de 40°W e 38°W , no mesmo período onde se dá a formação do VCM (Fig. 4.11d). Nota-se em torno da região de formação do mesovórtice um intenso cisalhamento horizontal do vento ao longo da linha CD. Pela imagem de satélite não é possível identificar com clareza a intensificação desse núcleo de precipitação, mas observa-se a banda de nuvens com topos realçados e o sistema mais ao sul (regiões salientadas na Fig. 4.11c). Outra semelhança também observada com o caso anterior é o fato do modelo BRAMS também simular o predomínio de vento de sul/sudoeste a oeste da região de formação do mesovórtice. Observa-se também nessas figuras a formação de um novo vórtice de meso escala a noroeste do primeiro, próximo ao litoral da região SE do Brasil, aproximadamente em $21,5^{\circ}\text{S}$ e $39,5^{\circ}\text{W}$. Esse sistema tem uma escala espacial menor e um ciclo de vida mais curto em relação ao sistema analisado nesse estudo de caso. Ressalta-se que, no início do caso, este segundo vórtice encontra-se melhor definido que o primeiro.

Entre o período da noite e madrugada o VCM atinge seu estágio maduro, apresentando deslocamento em direção a sudeste, seguindo o fluxo principal do escoamento da ZCAS. As figuras 4.11f e 4.11h mostram esse deslocamento associado à redução da precipitação em torno do sistema de mesoescala. No estágio de dissipação o mesovórtice encontra-se na sua posição mais setentrional, com a banda de precipitação organizada em forma de gancho a sudeste do centro do sistema (Fig. 4.11i).

A série temporal obtida na simulação numérica do perfil vertical de vorticidade relativa e da anomalia de temperatura em relação à média zonal, no centro do VCM, durante os estágios de seu ciclo de vida é apresentada na figura 4.12. A análise indica que o sistema analisado sobre o oceano é mais raso que o continental, como pode ser observado pelo perfil de ζ que, em geral, mostra valores negativos (ciclônicos) até 8 km de altitude. Acima desse nível os valores médios simulados pelo BRAMS ficam próximos de zero. No entanto, outra semelhança com o caso anterior reside no fato desse mesovórtice apresentar significativa concentração de vorticidade relativa ciclônica na baixa e média troposfera, com ordem de magnitude próxima ao parâmetro de Coriolis em latitudes médias, assim com encontrado nos trabalhos de Houze (1977), Brandes and Ziegler (1993).

(a)

(c)

(e)

(b)

(d)

(f)

continua

Figura 4.11 – Como na figura 4.2 para 15Z do dia 4 (a e b), 18Z (c e d), 21Z (e e f), 03Z (g e h) e 09Z (i) de 5 de fevereiro de 2008, na altura de 1484,1m.

Assim como no primeiro caso, a figura 4.12a também mostra que, no tempo inicial (15Z do dia 4 de fevereiro), o sistema apresentava vorticidade ciclônica até 4 km de altitude e aprofundou rapidamente atingindo sua máxima intensidade na baixa troposfera 3 horas após sua formação (18Z de 4 de fevereiro), com valores de ζ acima de $-10 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ próximo a superfície do mar. Em direção a média troposfera o VCM atinge sua máxima intensidade 6 horas após sua formação (21Z de 4 de fevereiro), mantendo em média sua taxa de rotação até o estágio de dissipação. Sobre o oceano, este sistema analisado apresenta uma estrutura térmica (Fig. 4.12b) um pouco diferente do primeiro caso analisado e dos vórtices

encontrados no trabalho de James e Johnson (2010), que são caracterizados por apresentar um núcleo frio abaixo do máximo de vorticidade e uma taxa de aquecimento em direção à média e alta troposfera. Este sistema se caracteriza por apresentar um núcleo frio no nível onde o VCM apresenta sua máxima intensidade (aproximadamente 1.5 km de altura) e núcleos quentes acima e abaixo desse nível. Nota-se que acima desse nível o modelo mostra aquecimento de até 5°C no período da noite e madrugada, e próximo à superfície do mar o ar tende a se aquecer até o estágio de dissipação do vórtice (09Z do dia 5 de fevereiro). Esse aquecimento anômalo acima e abaixo do nível de formação do vórtice contribui para a redução da pressão na coluna, contribuindo com a convergência de massa e a consequente manutenção do sistema de mesosescala.

A figura 4.13 mostra a seção vertical ao longo das linhas AB, CD, EF e GH apresentadas na figura 4.11. Observa-se que durante a formação do vórtice (Fig. 4.13a) o predomínio de w intenso ascendente (áreas sombreadas em tons de vermelho) na coluna, associado ao transporte de umidade em torno do centro do sistema meteorológico (indicado pelo triângulo), até a altitude de 10 km. As regiões de intenso movimento ascendente do ar estão associadas com núcleos máximos de precipitação e, próximo ao centro do sistema, o modelo simula a redução do acumulado pluviométrico em função da inibição da ascensão do ar quente e úmido entre 4 km e 8 km de altitude. Três horas mais tarde (Fig. 4.13b) ainda é possível verificar o intenso transporte vertical de umidade a oeste do centro do VCM, associados aos máximos pluviométricos de até 15 mm.h⁻¹, e a redução a precipitação a leste do sistema devido às correntes descendentes de ar. Assim como no caso anterior, as correntes descendentes (áreas sombreadas em tons de azul) também são observadas, com uma magnitude um pouco menor que a do caso na região ZCA, contribuindo com a retroalimentação do sistema. Nota-se que esses máximos acumulados pluviométricos são três vezes mais intensos que os do caso da região ZCA.

Algumas características importantes são observadas nos estágios maduro e de dissipação do mesovórtice (Figs. 4.13c e 4.13d). Nesse período, a partir da madrugada do dia 5 de janeiro, a simulação do modelo mostra a redução de w ascendente. Como consequência o sistema torna-se mais raso (até 6 km de altura), em função da subsidência do ar frio e seco da média troposfera, e o acumulado de precipitação também é reduzido, com máximos de 6 mm.h⁻¹ próximo ao centro do VCM.

(a)

(b)

Figura 4.12 – Como na figura 4.3 para 15Z, 18Z e 21Z de 4 de fevereiro, 00Z, 03Z e 09Z de 5 de fevereiro de 2008.

Figura 4.13 – Seção vertical de velocidade vertical (sombreado) (m.s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z), razão de mistura (g.Kg^{-1}) e precipitação total (mm) acumulada na última hora ao longo dos eixos AB as 15Z (a), 18Z do dia 4 (b), 03Z (c) e 09Z do dia 5 de fevereiro de 2008 (d). Triângulo indica o ponto central do vórtice. Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

A figura 4.14 mostra o padrão na vertical dos campos de ζ , θ , além dos fluxos superficiais de LE e H. Observa-se que o VCM no seu estágio de formação apresenta uma faixa estreita (entre 39°W e 38.5°W) vorticidade ciclônica desde a superfície até a média troposfera, além de outras três bandas alongadas na vertical associadas as linhas de instabilidade que contribuem para a formação do sistema. Pelo gráfico inferior na figura 4.14a, é possível verificar que principalmente o fluxo de LE a partir da superfície, em torno do ponto central do mesovórtice, tem um papel importante para aquecer e favorecer a ascensão do ar na região da CLP, como mostrado na figura 4.11b. Durante sua intensificação (Fig. 4.14b) o padrão de vorticidade ciclônica associada ao VCM já se encontra melhor organizado próximo a superfície, em torno do núcleo do vórtice. Corroborando os resultados anteriores, este sistema apresenta valores negativos de ζ até 8 km de altitude, indicando que este sistema de meso escala não é muito profundo, comparado com o caso analisado sobre a região ZCA. Além disso, na região de precipitação estratiforme o modelo mostra valores positivos de ζ (anticiclônico) e divergência de massa (figura não mostrada) na baixa troposfera até 2 km de altitude. O VCM no seu estágio maduro (Fig. 4.14c) apresenta uma coluna de vorticidade ciclônica com aproximadamente 150 km de extensão, entre as longitudes de 37.8°W e 36.6°W, e 7 km de altitude. No entanto, nesse horário, associado à redução da precipitação, se observa também uma redução dos valores de LE na superfície principalmente a leste do centro do sistema. Finalmente, próximo ao seu estágio de dissipação (Fig. 4.14d) o mesovórtice aumenta sua extensão espacial no nível de máxima intensidade (1.5 km de altitude) e na média troposfera a oeste do centro do VCM. Essa re-intensificação do sistema pode estar associada à intensificação de w ascendente próximo a superfície e também ao aumento de LE. Uma característica importante verificada nesse estudo de caso é a de que os gradientes verticais de θ não são tão intensos como no caso continental próximo ao nível de máxima intensidade do VCM.

Assim como encontrado nos trabalhos de Chaves e Nobre (2004) e Jorgetti (2009), que ressaltam a importância das anomalias da TSM no transporte de umidade que origina e sustenta a ZCAS, este trabalho sugere que o Oceano Atlântico tem uma importante contribuição para o aquecimento do ar na CLP e a consequente convergência de massa na região para a formação do VCM. Durante o período da simulação, os valores de TSM oscilaram entre 23°C e 24°C na região de formação da ZCAS (figura não mostrada). A figura 4.15 mostra o perfil vertical desde a superfície até a média troposfera da divergência de massa e UR ao longo das linhas apresentadas na figura 11, além da anomalia de TSM em relação à média zonal entre as longitudes de 39°W e 24°W. Interessante observar que o padrão de convergência inicialmente está associado às regiões com maior w ascendente nas três primeiras horas desde a gênese do VCM (Figs. 4.15a e 4.15b). Além disso, na região central do vórtice (indicada pelo triângulo na figura), no primeiro horário, o ambiente encontra-se saturado em toda coluna três horas mais tarde se observa um ambiente mais seco, com UR abaixo de 90% entre 3 km e 5 km de altitude. No estágio maduro do VCM (Fig. 4.15c), em geral, já se observa o predomínio de convergência de massa (e ascendência do ar) desde a superfície até 2.5 km de altitude. Nessa região o ambiente encontra-se saturado ou bem próximo da saturação, apresentado UR acima de 90%. Acima desse nível se observa divergência de massa na coluna e a capacidade de saturação do ar fica menor com a redução da UR. No estágio de dissipação (Fig. 4.15d) a convergência de massa fica confinada no primeiro quilômetro de altitude e logo acima se observa uma forte divergência do ar. No entanto essa camada junto à superfície ainda se mantém com UR acima de 90% (próximo da saturação do ar). Os valores negativos de anomalia de TSM entre -0.5°C e -1.5°C encontrados durante as 18 horas de simulação deste VCM podem indicar que, apesar da ZCAS ser um fenômeno de escala semanal, há possibilidade da nebulosidade e o campo de vento associado a este sistema pode modificar os padrões e a intensidade da anomalia de TSM (reduzindo sua

intensidade) sobre a bacia do Atlântico Sul. Chaves e Satyamurty (2006) encontraram resultados semelhantes utilizando o modelo global de circulação geral (MCGA) do CPTEC.

Figura 4.14 – Como na figura 4.13 para a seção vertical de vorticidade relativa (sombreado) ($10^{-4} s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z), temperatura potencial (K) e fluxos de calor latente (linha rosa) e sensível (linha laranja) ($W.m^{-2}$).

Figura 4.15 – Como na figura 4.13 para a seção vertical de divergência de massa (sombreado) (10^{-4} s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%) até a altitude de 6 km, e anomalia de TSM em relação a média zonal entre as longitudes de 39°W e 24°W.

Neste episódio da atuação do mesovórtice embebido na região da ZOC, também foi calculado o balanço médio de vorticidade de raio de 15 km em torno do centro do VCM. Durante a gênese do VCM (Fig. 4.16a), em geral, os termos contribuem com a tendência de vorticidade anticiclônica para a variação local de ζ (linha preta) desde a superfície até aproximadamente 3 km de altitude. Somente o termo de divergência (D) apresenta uma forte contribuição, apresentando valores acima de $-1,8 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ próximo a superfície do mar para a formação do mesovórtice. Na média troposfera o termo V (advecção vertical de ζ) também contribui para a intensificação do sistema. Acima de 8 km de altitude se observa pouca contribuição dos termos do balanço de vorticidade para o aumento da vorticidade ciclônica na coluna de ar onde se forma o mesovórtice. Seis horas mais tarde (Fig. 4.16b) é o termo de variação local de vorticidade mostra valores negativos, com tendência a vorticidade ciclônica, na coluna de ar até 8 km de altitude, com valores mais intensos ($-1 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$) em torno de 2 km acima do nível do mar. Na baixa troposfera vários termos contribuem com a intensificação do sistema, como o termo D que através da convergência de massa próximo a superfície contribui com a manutenção do mesovórtice, seguido logo acima pelos termos de torção (T), V, advecção horizontal de vorticidade absoluta (H) e novamente o termo D próximo a 3 km de altitude. Os termos do balanço de vorticidade são analisados separadamente, mas sugere-se aqui uma interação entre eles de forma que o termo D próximo a superfície contribui com a intensificação do vórtice, e as correntes são responsáveis pela advecção da vorticidade tanto na horizontal como na vertical. No estágio de dissipação do sistema (Figs. 4.16c e 4.16d) praticamente apenas os termos D e V contribuem com a manutenção do sistema nos dois primeiros quilômetros de altitude acima do nível do mar. Os demais termos contribuem pouco (T e H) ou não contribuem para a manutenção do mesovórtice. No último horário (Fig. 4.16d) já é possível observa uma contribuição positiva dos termos D, H e S (solenoidal) nos baixos e médios níveis da troposfera.

Uma sequência de perfis termodinâmicos verticais no centro do vórtice (Fig. 4.17) mostra que o padrão termodinâmico deste caso simulado na região ZOC é bastante similar ao encontrado na região ZCA. No primeiro horário (Fig. 4.17a) a atmosfera encontra-se saturada com relação à água até 630 hPa e com relação ao gelo acima do nível de congelamento até 500 hPa. Outra característica semelhante desse perfil na vertical é o fraco cisalhamento do vento na vertical. No entanto, nesse estágio da formação do VCM, o valor de CAPE (322 J) indica que nesta região existe energia disponível para a convecção. Nos altos níveis a atmosfera tende a se tornar mais seca, com as curvas de temperatura (linha preta) e temperatura do ponto de orvalho (linha azul) afastando-se com o aumento da altitude. Nas próximas três horas (Fig. 4.17b) se observa, entre os níveis de 850 hPa e 700 hPa uma inversão de subsidência associada à intrusão do ar seco provocado pela divergência de massa logo acima da região de máxima intensidade do VCM (1.4 km de altura). Nessa camada a atmosfera torna-se estável, mas volta a ficar instável em relação à adiabática úmida acima do nível de 700 hPa as 18Z do dia 4 de fevereiro. Essa inversão térmica, causada pela subsidência do ar frio e seco tende a aprofundar em direção a superfície até o estágio de dissipação do VCM (Figs. 4.17c e 4.17d) fazendo com que o sistema fique confinado na baixa troposfera. Além disso, os baixos valores de CAPE encontrados na simulação numérica fazem com que o transporte de umidade e energia (calor) seja retardado na região do mesovórtice. Este fator, assim como no caso anterior, revela a importância da presença do vórtice no processo de geração de precipitação embebido na região estratiforme da ZCAS.

Figura 4.16 – Como na figura 4.8 para as 15Z (a), 21Z (b) do dia 4 de fevereiro, 06Z (c) e 09Z (d) do dia 5 de fevereiro de 2008.

Figura 4.17 – Como na figura 4.6 para as 15Z (a), 18Z (b), 21Z (c) do dia 4 de fevereiro e 09Z (d) do dia 5 de fevereiro de 2008.

Nesta simulação, também se realiza uma comparação entre o campo de vento horizontal do modelo BRAMS e da reanálise CFSR do NCEP no nível de máxima intensidade

do VCM e da precipitação horária acumulada entre estes dois modelos e o produto Hidroestimador (Fig. 4.18). No caso da região ZOC as diferenças entre a simulação do BRAMS e o CFSR são maiores. No primeiro horário analisado (00Z de 5 de fevereiro de 2008) enquanto o modelo simula o VCM centrado em 24°S/37.5°W (Fig. 4.18a), a reanálise mostra apenas a circulação de sul/sudeste em direção a ZCAS (Fig. 4.18b). Pela análise da precipitação, não é possível identificar no produto Hidroestimador (Fig. 4.18c) a taxa de precipitação acumulada em trono da região do mesovórtice. No entanto, núcleos isolados são observados na parte SE do domínio, que podem estar associados à precipitação do sistema de mesoescala. Seis horas mais tarde a reanálise do NCEP já simula o mesovórtice próximo ao litoral do estado do Espírito Santo (Fig. 4.18e) que está associado ao mesovórtice próximo a costa da Região SE do Brasil simulado pelo modelo (Fig. 4.11), enquanto o outro vórtice simulado pelo modelo BRAMS está localizado a sudeste ao longo da ZCAS. Apesar da deficiência de informações meteorológicas nesta região oceânica para executar o processo de assimilação e gerar as condições iniciais do modelo atmosférico, sugere-se também neste caso que o modelo BRAMS, com uma alta resolução espacial e temporal, melhora a representação do VCM, comparado com os dados da reanálise CFSR do NCEP.

Figura 4.18 – Comparação entre os campos de vento (m.s^{-1}) e precipitação (mm) acumulada horária do modelo BRAMS na altitude de 1484.1 m, da reanálise CFSR do NCEP em 900 hPa e do produto HIDROESTIMADOR para 00Z (a, b e c) e 06Z (d e e) do dia 5 de fevereiro de 2008, respectivamente.

4.4. Conclusões

Visando avaliar os mecanismos termodinâmicos que disparam a formação e a atuação dos mesovórtices embebidos na região da ZCAS, realizam-se duas simulações numéricas com o modelo BRAMS em duas regiões distintas da ZCAS. As simulações foram realizadas na região continental (ZCA) no Estado de MT entre os dias 22 e 25 de janeiro de 2009 e a na região oceânica (ZOC) entre os dias 3 e 5 de fevereiro de 2008, respectivamente, e mostram padrões que caracterizam os VCMs analisados em cada região específica. Em ambas as regiões os VCMs apresentam características similares, que podem ser consideradas como uma “assinatura” do sistema. Nos dois casos simulados estes sistemas apresentam o ciclo de vida inferior a 24 horas, escala espacial de aproximadamente $200 \times 200 \text{ km}^2$, intensa precipitação, deslocamento no mesmo sentido do escoamento na baixa troposfera, ζ é da mesma ordem de magnitude de f (10^{-4} s^{-1}), núcleo quente acima do nível de máxima intensidade e um rápido crescimento do centro de vorticidade ciclônica principalmente nos baixos níveis.

O primeiro VCM analisado apresenta algumas características típicas dos vórtices convectivos de mesoescala detectadas por diversos pesquisadores (Chen e Frank, 1993; James e Johnson, 2010). Sua estrutura térmica apresenta uma piscina fria na CLP abaixo do nível vertical de máxima vorticidade ciclônica devido à evaporação e ao derretimento da precipitação e uma taxa de aquecimento de até 3°C , devido à condensação, acima do nível de ζ máximo no período da noite e madrugada dentro da região estratiforme do VCM. Com relação a sua estrutura termodinâmica, que apresentou um padrão semelhante nos dois casos, o ambiente encontra-se saturado em quase toda troposfera, exceto por uma inversão de subsidência associada à intrusão do ar seco provocado pela divergência de massa logo abaixo da região de máxima intensidade do VCM. Esse perfil apresenta também um fraco cisalhamento do vento na vertical e um valor de CAPE pequeno. Estes fatores combinados

ressaltam a importância do processo dinâmico associado à presença do vórtice para a geração de precipitação embebida na região estratiforme da ZCAS.

Visando compreender a formação e o desenvolvimento deste VCM formado na região continental, foi calculado o balanço de vorticidade em torno da região central do sistema. No estágio inicial, os termos do balanço contribuem com a tendência de vorticidade ciclônica na região da CLP até aproximadamente 1 km de altitude. Sugere-se que os efeitos de superfície (calor latente e sensível) associados ao influxo na baixa troposfera a partir da extremidade oeste do sistema convectivo que contribui para o transporte de umidade para os baixos níveis da troposfera e o alto percentual de UR (acima de 90%) desde a superfície até 2 km de altura. Acima desse nível ainda se observa uma tendência local de vorticidade anticiclônica até 8 km de altura. No estágio seguinte se observa uma rápida intensificação do sistema devido ao aumento na tendência negativa de ζ em torno do nível de máxima intensidade do VCM, sendo a contribuição mais significativa dada pelo termo D seguido pelo termo H logo abaixo. Isso mostra que este rápido crescimento é devido à intensa convergência de massa, associada à advecção horizontal de ζ , que contribuem significativamente para o desenvolvimento do VCM. No estágio final ocorre uma redução na contribuição dos termos do balanço para a intensificação do mesovórtice. No entanto, os termos de estiramento e de torção T mantêm a circulação ciclônica deste sistema de mesoescala até sua dissipação.

O segundo VCM que se formou sobre a parte oceânica da ZCAS (ZOC) apresenta algumas características importantes que o distinguem do caso analisado sobre o continente. Esse sistema tem uma escala espacial menor e um ciclo de vida um pouco mais longo (com duração de 18 horas) em relação ao primeiro sistema analisado. É importante observar também que este sistema se formou no período da tarde do dia 4 de janeiro, ao contrário do caso da região continental que teve sua formação no período noturno. A análise do perfil vertical de vorticidade relativa e da anomalia de temperatura em relação à média zonal, no

centro do VCM, indica que o sistema analisado sobre o oceano é mais raso e apresenta uma estrutura térmica (Fig. 12b) um pouco diferente do que o caso continental e dos vórtices encontrados no trabalho de James e Johnson (2010). Este sistema se apresenta um núcleo frio no nível onde o VCM apresenta sua máxima intensidade (aproximadamente 1.5 km de altura) e núcleos quentes acima e abaixo (devido à liberação de LE a partir da superfície) desse nível. Esse aquecimento anômalo contribui para a redução da pressão na coluna, aumentando a convergência de massa e os movimentos ascendentes de ar, mantém o sistema ativo com máximos acumulados pluviométricos três vezes mais intensos que os do caso da região ZCA. Próximo ao seu estágio de dissipação a simulação do modelo BRAMS mostra a redução de w ascendente e o consequente transporte de umidade para a média troposfera. Como consequência o sistema torna-se mais raso em função da subsidência do ar frio, mas o mesovórtice aumenta sua extensão espacial no nível de intensidade (1.5 km de altitude). Outra característica importante verificada nesse estudo de caso é a de que os gradientes verticais de θ não são tão intensos como no caso continental próximo ao nível de máxima intensidade do VCM.

Este trabalho sugere que o Oceano Atlântico tem uma importante contribuição para a formação do VCM. Verifica-se que o fluxo de calor latente a partir da superfície na região das três bandas alongadas na vertical associadas às linhas de instabilidade localizadas em torno do ponto central do mesovórtice, contribuem para o aquecimento do ar na CLP e a consequente convergência de massa na região. Reforça-se ainda esse fator pela intensa contribuição do termo D no balanço de vorticidade, apresentando valores acima de $-18 \times 10^{-8} s^{-2}$ próximo a superfície do mar durante a formação e intensificação do mesovórtice. No entanto, valores negativos de anomalia de TSM entre $-0.5^{\circ}C$ e $-1.5^{\circ}C$ encontrados durante a simulação deste VCM podem indicar que, apesar da ZCAS ser um fenômeno de escala semanal, há possibilidade da nebulosidade e o campo de vento associado a este sistema pode modificar os

padrões e a intensidade da anomalia de TSM (reduzindo sua intensidade) sobre a bacia do Atlântico Sul. Destaca-se também que a formação de um novo vórtice de meso escala a noroeste do primeiro, próximo ao litoral da região SE do Brasil, pode indicar que ao longo de um episódio de ZCAS pode-se formar mais de um VCM que vai atuar em distintas regiões.

A análise da energética mostrou padrões semelhantes para os dois casos analisados. Durante o período das simulações, se observa uma maior quantidade de energia cinética na forma zonal (K_Z) integrada na coluna no período onde os VCMs estiveram presentes, sendo que no caso oceânico K_Z é mais intensa. Também se observa a presença de energia cinética da perturbação K_E , com tendência a redução com a dissipação do VCM. A análise da evolução dos termos de conversão de energia mostra, durante a intensificação dos sistemas, valores negativos de C_K e valores positivos dos termos C_E e C_Z , associados à conversão barotrópica e da EPD da perturbação para cinética, respectivamente. No estágio maduro se observa um aumento de K_Z , associado a valores positivos de C_E , que garante a manutenção da energia cinética do sistema e, na dissipação, a redução (em módulo) de C_E , C_Z e C_K tende a reduzir o valor de K_Z e a conseqüente energia cinética do VCM.

Em uma etapa posterior foi realizada a comparação entre o campo de vento horizontal do modelo BRAMS e da reanálise CFSR do NCEP no nível de máxima intensidade do VCM e da precipitação horária acumulada entre estes dois modelos e o produto Hidroestimador. Apesar da deficiência de informações meteorológicas nas regiões analisadas principalmente em superfície para executar o processo de assimilação e gerar as condições iniciais do modelo atmosférico, sugere-se que o modelo BRAMS, com uma alta resolução espacial e temporal, melhora, principalmente no primeiro caso, a representação do VCM, comparado com os dados da reanálise CFSR do NCEP.

É de senso comum que a ZCAS, através da persistência da precipitação em determinadas áreas, afeta drasticamente as regiões atingidas provocando sérios danos sócio-econômicos. A figura 20 reflete essa situação através do gráfico da série temporal da precipitação acumulada (mm) em torno da região do centro do VCM para os dois casos analisados. Em ambos os casos, fica evidente que o mesovórtice está associado com intensa precipitação durante todo período de atuação, sendo que a região oceânica (Fig. 4.20b) tem maiores valores. Ressalta-se apenas que este sistema atuou por um período maior que o caso continental. Outra característica importante é de que estes índices pluviométricos são proporcionalmente bem distribuídos entre as quatro regiões subdivididas em torno do centro do VCM. As regiões para onde os VCMs se deslocam (região sul no caso de janeiro de 2009 e região SW em fevereiro de 2008) recebem acumulados pluviométricos ligeiramente mais elevados que as demais regiões. Em relação ao total acumulado horário em torno dos vórtices (legenda acima das barras), verifica-se no caso oceânico maior registro de precipitação no estágio de formação e desenvolvimento do sistema e uma redução com a dissipação, o que não ocorre no caso continental. Com isso, somente pela análise desses dois casos não se pode concluir que estes sistemas de mesoescala possuem uma maior ou menor concentração de precipitação em determinados estágios de seu ciclo de vida.

Figura 4.19 - Série temporal da precipitação horária (mm) acumulada nos retângulos de 15 km² na regiões NE (vermelho), SE (azul), SW (verde) e NW (azul claro) do centro dos VCM analisados em janeiro de 2009 (a) e fevereiro de 2008 (b).

Finalmente, este trabalho propõe um modelo conceitual que descreve as condições termodinâmicas associadas à formação de um VCM embebido na região da ZCAS, apresentado na figura 4.21. Esta figura apresenta um VCM no seu estágio de intensificação, caracterizado pelo movimento convectivo nos arredores do sistema que se forma na região estratiforme da ZCAS. Nessa região o VCM, que se originou a partir da intensificação de um cavado de onda curta, apresenta circulação ciclônica. Os perfis verticais e o balanço de vortacidade indicam que a convergência contribui com a produção de vortacidade na baixa troposfera, associado com a presença de correntes descendentes de ar contribuindo com a retroalimentação do sistema, de acordo com o processo CISK. O mesovórtice esteve confinado entre a baixa e média troposfera entre 1 e 6 km e apresenta intensa precipitação associada.

Figura 4.20 – Diagrama esquemático idealizado da circulação associada ao VCM embebido na região estratiforme da ZCAS.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Através da análise as características básicas da formação, intensificação, maturidade e dissipação dos VCMs embebidos na banda de nebulosidade da ZCAS, este estudo procura evidenciar a importância de estudos de mesoescala nesta zona de convergência.

Algumas conclusões importantes podem ser salientadas. Este estudo evidencia o avanço das novas reanálises na tentativa de representar de forma mais adequada à variável precipitação acumulada, que é um produto sensível tanto à assimilação das observações no sistema de reanálise, como às parametrizações do modelo. As reanálises do NCEP são as que mais se aproximam das curvas de precipitação observada, sendo que a reanálise do NCEP CFSR é a que mostra o menor viés para todo o continente, incluindo a região dos Andes. Acredita-se que ao melhor desempenho dessa nova geração de reanálise deve-se ao fato de utilizar um modelo acoplado oceano-atmosfera, além da alta resolução espacial do modelo e também a assimilação de radiâncias. Sobre a Região SE do Brasil, o Oceano Atlântico é a fonte principal do fluxo de umidade para a ZCAS, pois a evaporação local é insuficiente para fornecer toda umidade para o total de precipitação gerada na região da ZCAS. Além disso, acredita-se que nesta Região a topografia possa ter um papel importante para a convergência de umidade. Já na parte noroeste da ZCAS, este fator deve estar associado a processos termodinâmicos.

Na segunda fase do trabalho, a determinação de um critério objetivo de detecção dos VCMs no período de 2000 a 2009 avalia o impacto da atuação deste sistema meteorológico nas regiões afetadas, em termos de variabilidade da posição, intensidade e frequência destes sistemas. Os resultados preliminares indicam que os vórtices úmidos selecionados (com precipitação) apresentam diâmetros na ordem de 100 a 200 km, que se enquadram na borda inferior da escala meso- α . Estes sistemas sugam a umidade e, como eles aceleram os ventos

na vertical, acabam tendo um impacto em uma escala até maior que a própria. Nesse sentido, acredita-se que eles podem ser mais eficientes para produzir intensa precipitação que os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) por estarem próximos à superfície, onde o atrito se encarrega de intensificar a convergência dos ventos.

Finalmente, a análise de dois episódios de VCMs mostra a importância da atuação deste sistema de mesoescala, que se origina na região estratiforme da ZCAS e é responsável por intensos índices pluviométricos nas áreas onde atua. Nos dois casos analisados, são os mesovórtices apresentam características marcantes, como ciclo de vida inferior a 24 horas, escala espacial de aproximadamente $200 \times 200 \text{ km}^2$, intensa precipitação, deslocamento no mesmo sentido do escoamento na baixa troposfera, ζ é da mesma ordem de magnitude de f (10^{-4} s^{-1}), núcleo quente acima do nível de máxima intensidade e um rápido crescimento do centro de vortacidade ciclônica principalmente nos baixos níveis. Por surgirem em distintas regiões da ZCAS, estes sistemas também apresentam algumas diferenças devido à região de formação (continental e oceânica). O balanço de vortacidade mostra que a convergência de massa abaixo do nível de máxima intensidade tem um papel preponderante na intensificação da vortacidade ciclônica no mesovórtice. Pela análise da energética, se observa uma maior quantidade de energia cinética na forma zonal (K_z) integrada na coluna no período onde os VCMs estiveram presentes, sendo que no caso oceânico K_z é mais intensa. A evolução dos termos de conversão de energia mostra que a conversão barotrópica e da EPD para cinética é importante para a manutenção do sistema.

A seguir são descritos algumas sugestões para o desenvolvimento de trabalhos futuros relacionados a esta pesquisa:

- análise de mais casos específicos, principalmente na região SE do Brasil, para avaliar os impactos da atuação deste sistema de mesoescala (influência marítima,

da topografia, etc), assim como a análise dos resultados em regiões com uma boa distribuição espacial de dados de superfície, além de radares meteorológicos;

- análise da estatística (viés, diagramas de Taylor e histogramas) dos compostos dos casos de ZCAS para verificar as diferenças em relação ao padrão analisado (meses de verão do HS);
- estudo de assimilação de dados, durante períodos determinados de ocorrência da ZCAS, com o objetivo de analisar a capacidade do modelo de detectar aspectos de mesoescala, associados ao posicionamento e a duração dos VCMs;
- realizar uma composição da relação entre a longevidade e a intensidade dos sistemas detectados, assim como analisar também os estágios de formação, desenvolvimento, maturidade e dissipação dos vórtices. Além disso, deve-se analisar como estes sistemas estão relacionados com o fluxo de umidade (e calor) para a região da ZCAS. Se há uma contribuição para a intensidade dos fluxos na direção da ZCAS e também a influencia no balanço de umidade.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R.F. and Coauthors, 2003: The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **J. Hydrometeor.**, 4, 1147–1167.
- ASNANI, G.C., 1993: Tropical Meteorology. *Indian Institute of Tropical Meteorology*. V. 1,603 pp.
- BARTELS, D. L.; MADDUX, R. A., 1991: Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104–118.
- BOSART, L. F., SANDERS, F., 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective system. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1616– 1642.
- BOSILOVICH, M., 2008: NASA's Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications: Integrating Earth Observations. **Earthzine**. Disponível em <http://www.earthzine.org/2008/09/26/nasas-modern-era-retrospective-analysis/>.
- BRAGA, R. C.; LIMA, W. F. A.; VENDRASCO, E. P.; VILA, D., 2011: Análise do Algoritmo Hidroestimador na Climatologia de Chuvas na Região Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA: MUDANÇAS CLIMÁTICAS E SEUS IMPACTOS NAS ÁREAS URBANAS, 4., 2011, João Pessoa, PB. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3APNKNP>>. Acesso em: 13 jan. 2012.
- BRANDES, AND C. L. ZIEGLER, 1993: Mesoscale downdraft influences on vertical vorticity in a mature mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1337–1353.
- CARLSON, T., 1991: Mid-latitude Weather Systems. Harper-Collins Academia, 507 pp.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES C.; LIEBMANN, B., 2004: The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. **17**, p. 88-108.

- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V.E., 1986: Precipitation anomalies in the southern part of Brazil and variations of the atmospheric circulation, *Rev. Bras. Meteor.*, **1**, pp. 83-90.
- CHAVES, R. R.; NOBRE, P., 2004: Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. *Geophysical Research Letters*, **31**, 1-4.
- CHAVES, R. R.; SATYAMURTY, P., 2006. Estudo das condições regionais associadas a um evento de forte ZCAS em janeiro de 2003. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. **21**, n. 01, p. 134-140.
- CHEN, S. S., AND W. M. FRANK, 1993: A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2401–2426.
- CHEN, KUO, WEI WANG; ZU-YU TAO; BO CUI., 1998: Modeling Case Study of Heavy Rainstorms along the Mei-Yu Front *Monthly Weather Review*. 2330–2351.
- CHEN and Coauthors., 2000: Mesoscale convective systems along the Meiyu front in a numerical model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **75** 149-160.
- CHENG, L.-S., AND W.-H. FENG, 2001: Analyses and numerical simulation on an abrupt heavy rainfall and structure of a mesoscale vortex during July 1998. *J. Atmos. Sci. Chinese*, **25**(4), 465–478.
- CLIMANÁLISE, 2008: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Disponível em <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>. Acesso em 20/11/2008.
- DAVIS, C. A.; TRIER, S. B., 2002: Cloud-resolving simulations of mesoscale vortex intensification and its effect on a serial mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2839–2858.
- DRUMOND, A.; NIETO, R; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T., 2008: A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14128, doi:10.1029/2007JD009547.

- FERREIRA, N.J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M.A.F., 2004: Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **19**, n.1, 89-98, 2004.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C., 1990: Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, v. 5, p. 36-45.
- FRANK, W. M., 1983: The cumulus parametrization problems. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1859-1871.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. F. A.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A. L.; PANETTA, J.; 2007: 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, *Atmos Chem Phys. Discussion*, **7**, 8525-8569.
- GAN M.A., KOUSKY V.E., ROPELEWSKI C.F., 2004: The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate* **17**(1): 47-66.
- GAN, M. A.; RAO, V. B., 1999: Energetics of the high frequency disturbances over South America. *Rev. Bras. Geof.*, São Paulo, v. **17**, n. 1.
- GIBSON, J.K., P. KALLBERG, S. UPPALA, A. HERNANDEZ, A. NOMURA and E. SERRANO., 1997: ERA Description. *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, **1**.
- GONÇALVES, L.G.G; SHUTTLEWORTH, W.J, VILA, D.; LARROZA E.;, BOTTINO, M. J.; HERDIES, D.L.; ARAVEQUIA, J.A.; De MATTOS, J.G.Z; TOLL, D.L.; RODELL, M.; HOUSER, P., 2009: The South American Land Data Assimilation System (SALDAS) 5-Yr Retrospective Atmospheric Forcing Datasets. *J. Hydrometeor.*, **10**: 999-1010.

- GRIFFIES, M.J.; HARRISON, R. C. PACANOWSKI; ROSATI, A., 2004: Technical guide to MOM4. GFDL Ocean Group. Technical Report No. **5**, 337 pp. Disponível em www.gfdl.noaa.gov/~fms.
- GRELL, G.A.; DEVENYI, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geoph. Res. Let.*, **29**, NO 14., 10.1029/2002GL015311.
- GRIMM, A. M., 2011: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. v. **25**, n. 4, p. 537-554, DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T., 2009: Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. *Journal of Climate*, **22**, p. 2257-2275.
- GRIMM, A. M.; J. PAL; F. GIORGI, 2007: Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *Journal of Climate*, **20**, p. 5929-5945.
- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L., 1995: Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 3538-3555.
- HERDIES, D. L.; DA SILVA A. ; SILVA DIAS M.A.F. ; FERREIRA R.N., 2002: The moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *Journal of Geophysical Research*, Washington-DC, v. **107**, n. D20, p. 42-1-42-10, 2002.
- HOUZE, R. A., JR., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1541–1567.

- , S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608–619.
- JAMES, ERIC P., JOHNSON R. H., 2010: A Climatology of Midlatitude Mesoscale Convective Vortices in the Rapid Update Cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1940–1956.
- JAMES, E. P. AND R. H. JOHNSON, 2010: Patterns of precipitation and mesoscale evolution in midlatitude mesoscale convective vortices. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 909–931.
- JAMES, I. N., 1994: Introduction to Circulating Atmospheres. Cambridge University Press.
- JANOWIAK, J. E., GRUBER, A.; KONDRAGUNTA, C.R.; LIVEZEY, R.E.; HUFFMAN, G.F., 1998: A comparison of the NCEP–NCAR reanalysis precipitation and the GPCP rain gauge–satellite combined dataset with observational error considerations. *J. Climate*, **11**, 2960–2979. 1998.
- JOHNSON, R. H., AND D. L. BARTELS, 1992: Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part II: Upper-level features. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1301–1320.
- JOHNSTON, E.; C., 1982: Meso-scale vorticity centers induced by meso-scale convective complexes. M. S. thesis, *University of Wisconsin-Madison*, 54 pp.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V., 2002: Active and break phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate*, v.**15**, p.905-914.
- JONES, C.; HOREL, J. D., 1990: A circulação da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. **5**, p. 379-387.
- JORGETTI, T., 2009: A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os processos oceânicos do Atlântico e do Pacífico. (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, **Universidade de São Paulo**.

- KALNAY, E. and Coauthors., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.K.; HNILO, J.J.; FIORINO, M.; POTTER, G.L., 2002: NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- KODAMA, Y., 1992: Large-scale common features of Sub-tropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. **70**, n. 4, p. 813-835.
- KODAMA, Y., 1993: Large-scale common features of Sub-tropical Convergence Zones (The Baiu Frontal Zone, The SPCZ, and the SACZ). Part II: conditions of the circulation for generating the STCZs. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. **71**, n. 5, p. 581-610.
- KODAMA, Y.M., SUZUKI, T., TAKEUCHI, Y., 1997: Cloud clusters over the South Pacific, the South America and South Atlantic. Proceeding of Spring Assembly at Tsukuba, *Meteorological Society of Japan*, May 21-23,. p.329.
- KOUSKY, V.E., GAN, M.A., 1981: Upper tropospheric cyclonic vortices in the Tropical South Atlantic, *Tellus*, **33**, 538-551.
- KUNG, E.C., and P.H. CHAN, 1981: Energetics Characteristics of the Asian Winter Monsoon in the Source Region. *Mon. Wea. Rev.*, **109**(4), 854-870.
- KUO, Y.-H., CHENG, L., ANTHES, R.A., 1986: Mesoscale Analyses of the Sichuan Flood Catastrophe, 11–15 July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1984–2003.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D., 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. **12**, p. 1877-1891.
- LIN, J.-L., 2007: The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. *Journal of Climate*, v. **20**, p.4497-4525, 2007.

- LORENZ, E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation, *Tellus*, **7**, 157-167.
- MARENGO, J. A., 2005: The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. *Climate Dynamics*, v.**24**, p.11-22.
- MARGULES, M., 1903: Über die Energie der Stürme. Jahrb. Zentralanst. Meteor., Vienna, 1-26. [English translation, C. Abbe, 1910: The Mechanics of Earth's Atmosphere. 3rd coll., Smithsonian Institute, 533-595.
- MARTON, E., 2000: Oscilações intrasazonais associadas a Zona de Convergência do Atlântico Sul no Sudeste Brasileiro. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, **Universidade de São Paulo**, São Paulo..
- MELLOR, G. L., YAMADA, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys Space Phys.* **20**, 851 - 875.
- MENDONÇA, R. W.B., 2005: Estudo das trocas horizontais e verticais durante episódios de ZCAS: influência da resolução das análises e dos modelos e de parametrização de convecção. Tese de Doutorado em Meteorologia. **INPE**, 2005. 204 p.; - (INPE-14213-TDI/1114)
- MICHAELIDES, S. C., 1987: Limited Area Energetics of Genoa Cyclogenesis. *Mon Wea. Rev.*, **115**, 13-26.
- MISHRA, S. K. and V. B. RAO, 2001: The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**(577), 2329-2351.
- MUENCH, H. S., 1965: On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 349- 360.
- NOBRE, C., 1988: Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: a importância do Oceano Atlântico. *Climanálise*, v. **3**, n. 4, p. 30-35.

- NINOMIYA, K., 2007: Similarity and difference between the South Atlantic Convergence Zone and the Baiu Frontal Zone simulated by an AGCM. *J. Meteor. Soc. Jpn.* v. **85**, n. 3, p. 277-299,
- NÓBILE TOMAZIELLO, A. C., 2010: Influências da temperatura da superfície do mar e da umidade do solo na precipitação associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul. (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, **Universidade de São Paulo**, 166 p.
- NOGUES-PAEGLE J.; MECHOSO C. R.; Fu R.; Berbery E. H.; Chao W. C.; Chen T.; Cook K.; Diaz A. F.; Enfield D.; Ferreira R.; GRIMM A. M.; Kousky V.; Liebmann B.; MARENGO, J.A.; Mo K.; Neelin J. D.; Paegle J.; Robertson, A. W.; Seth A.; VERA, C. S. and ZHOU, J., 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon, *Meteorologica. Land* **2**. 3-32.
- NORQUIST, D. C., RECKER, E. E., REED R. J., 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 334–342.
- OKI, T., MUSIAKE, K, 1994: Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1445–1463.
- ONOGI, K.; TSUTSUI, J.; KOIDE, H.; SAKAMOTO, M.; KOBAYASHI, S.; HATSUSHIKA, H.; MATSUMOTO, T.; YAMAZAKI, N.; KAMAHORI, H.; TAKAHASHI, K.; KADOKURA, S.; WADA, K.; KATO, K.; OYAMA, R.; OSE, T.; MANNOJI, N.; TAIRA, R., 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 3, 369-432.
- PAOLINO, D., Q. YANG, B. DOTY, J. KINTER, J. SHUKLA, and D.M. STRAUS., 1995: A Pilot Reanalysis Project at COLA. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 697–710.

- PESQUERO, J.F. ; CHOU, S.C. ; NOBRE, C.A. ; MARENGO, J.A., 2009: Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. Theoretical and Applied Climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, v. **99**, p. 75-93.
- PEIXOTO, J. P. and A. H. OORT, 1992: Physics of Climate. American Institute of Physics, 520 pp.
- PEZZI, L.P. ; CAVALCANTI, I.F.A., 2000: Testes de sensibilidade com o MCGA CPTEC/COLA usando dois esquemas diferentes de convecção. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*.
- PINTO, J.R.D., 2010: Estudo da Estrutura e Energética dos Distúrbios de Escala Sinótica na Costa Leste da América do Sul. (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, **Universidade de São Paulo**, 90 p.
- PIVA, E. D., GAN, M.A., RAO, V.B., 2010: Energetics of winter troughs entering South America. *Mon. Wea. Rev.* **138**(4), 1084-1103.
- QUADRO, M. F. L., 1994: Estudos de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. 94 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, São José dos Campos. (INPE-6341 - TDI/593).
- QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A.; GONCALVES, L. G.; HERDIES, D. L.; BERBERY, E.H., 2010: Characterization of the regional hydrologic cycle of the South America. In: THE MEETING OF THE AMERICAS, Foz do Iguaçu, BR. *Meet. Am. Suppl.* Foz do Iguaçu, BR: AGU.
- QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A.; GONCALVES, L. G.; HERDIES, D. L.; BERBERY, E.H., 2011: Análise Climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região de ZCAS através da nova geração de reanálises. Aceito para publicação na *Revista Brasileira de Meteorologia*.

- RODELL, M., HOUSER, P. R., JAMBOR, U., GOTTSCHALCK, J., MITCHELL, K., MENG, C.-J., ARSENAULT, K., COSGROVE, B., RADAKOVICH, J., BOSILOVICH, M., ENTIN, J. K., WALKER, J. P., LOHMANN D. and TOLL, D., 2004: The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**(3):381-394.
- SAHA S., NADIGA S., THIAW C., WANG J., WANG W., ZHANG Q., VAN DEN DOOL H. M., PAN H.-L., MOORTHY S., BEHRINGER D., STOKES D., PENA M., LORD S., WHITE G., EBISUZAKI W., PENG P., XIE P., 2006: The NCEP Climate Forecast System. *Journal of Climate*, Vol. **19**, No. 15, pages 3483-3517.
- SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, T.T.; CHUANG, H.Y.; JUANG, H.M.H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P.V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R.W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M., 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Submitted to the Bulletin of the American Meteorological Society*. Revised: March 25.
- SANCHES, M. B., 2002: Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, São José dos Campos, S.P.
- SANTIS JUNIOR, W. J., SILVA DIAS, P. L., 2008: Avaliação dos distúrbios ondulatórios de leste na América do Sul e adjacências. (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de

- Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, **Universidade de São Paulo**, 122 p. + CD-ROM-706.
- SATYAMURTI, P.; RAO, V. B., 1988: Zona de Convergência do Atlântico Sul. *Climanálise*, v. 3, p. 31-35.
- SCOFIELD, R. A., 2001: Comments on "A quantitative assessment of the NESDIS Auto-Estimador." *Wea. Forecasting.*, **16**, 277-278.
- SCHUBERT, W. H., HACK, J. J., SILVA DIAS, P. L. AND S. R. FULTON, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1464-1484.
- SCHUBERT, S. D.; MIN, W.; TAKACS, L.; Joiner, J., 1997: Reanalysis of historical observations and its role in the development of the Goddard EOS Climate Data Assimilation System. *Advances in Space Research*, **19**, Issue 3, Pages 491-501.
- SILVA, V.B.S; KOUSKY, V.E.; HIGGINS, R.W., 2011: Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations *J. of Hydrometeorology*, **12**, 101-117.
- SILVA, A.E., 2009: Variabilidade da Circulação e Umidade no Regime de Monção da America do Sul. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, **Universidade de São Paulo, São Paulo**. Disponível em <http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_ana_e_silva.pdf>.
- SILVA DIAS, P. L.; ETCHICHURY, P.; SCOLAR, J.; PEREIRA FILHO, A. J.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, I.; GRAMMELSBACHER, E., 1991: As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo. *Climanálise*, v. **6**, p. 44-59.
- SIMMONS, A., S. UPPALA, D. Dee, S. KOBAYASHI., 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF NEWSLETTER* **110**: 29.
- TAMURA, T. S., 1905: Doctor Margules on energy of storms. *Mon. Wea. Rev.*, **33**(12), 519-521.
- TAYLOR, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192.

- UPPALA, S. M. and Coauthors., 2005: The ERA-40 reanalysis Submetido ao *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*
- VEIGA, J.A.P., PEZZA, A.B., SIMMONS, T., SILVA DIAS, P.L., 2008: An analysis of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L15806, doi: 10.1029/2008GL034511.
- VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P., 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**(9), 1883-1898.
- XIE, P.; CHEN, M.; SHI, W., 2010: CPC unified gauge analysis of global daily precipitation. *To be submitted to J. Hydrometeor.*
- XIE, P.; ARKIN, P.A., 1998: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 78, 2539 – 2558. 1997ZHOU, J. e LAU, K.M. Does monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, v. **11**, p. 1020-1040.
- ZHANG, D. L. AND J. M. FRITSCH, 1987: Numerical simulation of the meso-b scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2593–2612.

APÊNDICE A: Características de simulação do modelo BRAMS (RAMSIN)

O exemplo apresentado refere-se à simulação do VCM embebido na ZCAS que se formou na região oceânica da ZCAS (ZOC) em fevereiro de 2008.

```
!NAMELIST

$MODEL_GRIDS

! SIMULATION TITLE (64 CHARS)

  EXPNME = 'EXPERIMENTO SENSIBILIDADE - 01/06/2008',

! TYPE OF RUN: MAKESFC, INITIAL, HISTORY,
!      MAKEVFILE, OR MEMORY

! RUNTYPE = 'MAKESFC',
! RUNTYPE = 'MAKEVFILE',
  RUNTYPE = 'INITIAL',

  TIMEUNIT = 'H',      ! 'H','M','S' - TIME UNITS OF TIMMAX, TIMSTR

  TIMMAX = 72,

  LOAD_BAL = 0,  ! DYNAMIC LOAD BALANCE FLAG: 1=YES, 0=NO

! START OF SIMULATION OR ISAN PROCESSING

  IMONTH1 = 02,
  IDATE1 = 03,
  IYEAR1 = 2008,
  ITIME1 = 0000,

! GRID SPECIFICATIONS

  NGRIDS = 1,      ! NUMBER OF GRIDS TO RUN

! RODOU PARA 1 GRADE E 1 MES SOBRE TODA AS

  NNXP = 600,110,222,  ! NUMBER OF X GRIDPOINTS
  NNYP = 600,110,258,  ! NUMBER OF Y GRIDPOINTS
  NNZP = 36,36,36,      ! NUMBER OF Z GRIDPOINTS

  NZG = 9,          ! NUMBER OF SOIL LAYERS
  NZS = 4,          ! MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYERS

  NXTNEST = 0,1,2,2,      ! GRID NUMBER WHICH IS THE NEXT COARSER GRID

! COARSE GRID SPECIFICATIONS

  IF_ADAP = 0,

  IHTRAN = 1,      ! 0-CARTESIAN, 1-POLAR STEREO
```

! 1 GRADE SOBRE TODA A AS

DELTA X = 5000.,
DELTA Y = 5000., ! X AND Y GRID SPACING

DELTA Z = 80., ! Z GRID SPACING (SET TO 0. TO USE ZZ)

DZRAT = 1.2, ! VERTICAL GRID STRETCH RATIO
DZMAX = 1000., ! MAXIMUM DELTA Z FOR VERTICAL STRETCH

! VERTICAL LEVELS IF DELTA Z = 0

ZZ = 0.0,
20.0, 46.0, 80.0, 120.0, 165.0,
220.0, 290.0, 380.0, 480.0, 590.0,
720.0, 870.0, 1030.0, 1200.0, 1380.0,
1595.0, 1850.0, 2120.0, 2410.0, 2715.0,
3030.0, 3400.0, 3840.0, 4380.0, 5020.0,
5800.0, 6730.0, 7700.0, 8700.0, 9700.0,
10700., 11700., 12700., 13700., 14700., 15700., 16700.,
17700., 18700., 19700.,

DTLONG = 1., ! COARSE GRID LONG TIMESTEP
NACOUST = 3, ! SMALL TIMESTEP RATIO
IDELTAT = 0, ! =0 - CONSTANT TIMESTEPS
! >0 - INITIAL COMPUTATION <0 - VARIABLE

! NEST RATIOS BETWEEN THIS GRID
! AND THE NEXT COARSER GRID.

NSTRATX = 1,4,4,4, ! X-DIRECTION
NSTRATY = 1,4,4,4, ! Y-DIRECTION
NNDTRAT = 1,4,3,2, ! TIME

NESTZ1 = 0, ! CONTORT COARSER GRIDS IF NEGATIVE
NSTRATZ1 = 3,3,2,1, !
NESTZ2 = 0, ! CONTORT COARSER GRIDS IF NEGATIVE
NSTRATZ2 = 3,3,2,1, !

POLELAT = -21.0, ! LATITUDE OF POLE POINT
POLELON = -39.0, ! LONGITUDE OF POLE POINT

CENTLAT = -21.0, -22.50, -26.0,
CENTLON = -39.0, -43.00, -55.0,

! CENTLAT = -15.0, -16.0, -26.0,
! CENTLON = -58.0, -52.0, -55.0,

! GRID POINT ON THE NEXT COARSER
! NEST WHERE THE LOWER SOUTHWEST
! CORNER OF THIS NEST WILL START.
! IF NINEST OR NJNEST = 0, USE CENTLAT/LON

NINEST = 1,0,0,0, ! I-POINT
NJNEST = 1,0,0,0, ! J-POINT
NKNEST = 1,1,1,1, ! K-POINT

NNSTTOP = 1,1,1,1, ! FLAG (0-NO OR 1-YES) IF THIS

```

NNSTBOT = 1,1,1,1,      ! NEST GOES THE TOP OR BOTTOM OF THE
                        ! COARSEST NEST.

GRIDU   = 0.,0.,0.,0.,  ! U-COMPONENT FOR MOVING GRIDS
GRIDV   = 0.,0.,0.,0.,  ! V-COMPONENT FOR MOVING GRIDS
                        ! (NOT WORKING AGAIN!)

$END

$CATT_INFO

! 1-CATT ENVIRONMENTAL MODEL ACTIVATED 0-OFF

CATT = 0,

! FIRE MAP FILE PREFIX

FIREMAPFN = './CATT/CATT_SOURCES',

RECYCLE_TRACERS = 0,

PLUMERISE = 0,          ! 0-DESATIVATED
                        ! 1-ACTIVATED PLUME RISE ROUTINE

PRFRQ = 3600.,

$END

$TEB_SPM_INFO

! 1-TEB ACTIVATED 0-OFF

TEB_SPM = 0,

! FILE PATH AND PREFIX FOR LOCAL TIME FILES.

FUSFILES = '/MPP/DSOUZA/SIMULACAO_TEB/TEB/TEB',

IFUSFLG = 1,1,1,      ! 1 - READ FROM STANDARD LAT/LON DATA FILE
                        ! 0 - WILL BE CALCULATED BY THE MODEL

IFUSFN = '/HOME/DSOUZA/BRAMS-4.2/FUSOS/FUSO',
        '/HOME/DSOUZA/BRAMS-4.2/FUSOS/FUSO',
        '/HOME/DSOUZA/BRAMS-4.2/FUSOS/FUSO',

! PHOTOCHEMICAL MODULE ACTIVATION - 1=ON, 0=OFF

ICHEMI = 0,

! USE INITIAL VALUES FROM PREVIOUS RUN (1=YES,0=NO)

ICHEMI_IN = 0,

CHEMDATA_IN='/P2-BAAL/HTURON/BRAMS/MODEL/H/H-RAMS504-PP-H-2003-02-09-000000-
HEAD.TXT',

! EMISSION MODULE ACTIVATION - 1=ON, 0=OFF

ISOURCE = 0,

```

! THE NEXT SIX PARAMETERS WILL DEFINE INPUTS FOR TEB
! AND URBAN EMISSIONS

WEEKDAYIN = 'SUN', ! INITIAL WEEKDAY OF THE SIMULATION
! THIS WILL BE ALSO USED BY TEB

RUSHH1 = 7.81, ! MORNING RUSH HOUR (LOCAL TIME IN HOURS)
RUSHH2 = 17.0, ! AFTERNOON/EVENING RUSH HOUR (LOCAL TIME)
DAYLIGHT = 0., ! DAYLIGHT SAVING TIME (HORARIO DE VERA0)

! EMISSION FACTOR (FRACTION OF WEEKDAYS) FOR SATURDAYS AND SUNDAYS
! THEY ARE USED IN THE EMISSION MODULE AND TEB. - EDF

EFSAT= 0.8,
EFSUN= 0.5,

! INPUT GMT DIFFERENCE TIME VARIABLE (TO DEFINE LOCAL TIME)

! INDUSTRIAL EMISSIONS (KG/S/M2)

EINDNO = 2.6636227E-10,
EINDNO2 = 2.9595805E-11,
EINDPM = 4.3421278E-10,
EINDCO = 8.1599860E-10,
EINDSO2 = 3.6149164E-10,
EINDVOC = 2.5367833E-10,

! VEICULAR EMISSIONS (KG/DAY/M2)

EVEINO = 4.3196708E-04,
EVEINO2 = 6.8566209E-05,
EVEIPM = 6.2648396E-06,
EVEICO = 7.5433785E-03,
EVEISO2 = 4.0730592E-05,
EVEIVOC = 1.1892237E-03,

!----- URBAN CANOPY PARAMETERIZATION USING TEB (MASSON, 2000)-----

! 1=ON, 0=OFF

ITEB = 0,

TMINBLD= 20., ! MINIMUM INTERNAL BUILDING TEMPERATURE (DEGREES CELSIUS)

NTEB=3, ! NUMBER OF ROOF,ROAD AND WALL LAYERS USED IN TEB
! MAXIMUM OF 3

! ROOF LAYERS PROPERTIES

!

HC_ROOF=2110000.,280000.,290000., ! HEAT CAPACITY
TC_ROOF=0.41,0.05,0.03, ! THERMAL CONDUCTIVITY
D_ROOF=0.05,0.4,0.05, ! DEPTH

!

! ROAD LAYERS PROPERTIES

!

HC_ROAD=1240000.,1280000.,1280000., ! HEAT CAPACITY

```

TC_ROAD=1.0103,1.0103,1.0103,    ! THERMAL CONDUCTIVITY 1.0103
D_ROAD =0.05,0.1,1.0,            ! DEPTH

!
! WALL LAYERS PROPERTIES
!

HC_WALL=1000000.,1000000.,1000000., ! HEAT CAPACITY J/M3/K 10E6
TC_WALL=0.81,0.81,0.81,            ! THERMAL CONDUCTIVITY 0.81 W/M/K
D_WALL =0.02,0.125,0.02,            ! DEPTH

!

! NUMBER OF URBAN TYPES (MAXIMUM OF 3)

NURBTYPE=1,

!
! LEAF CLASS CODE TO IDENTIFY EACH URBAN TYPE

ILEAFCOD = 19,

!
! URBAN TYPE PROPERTIES
!

ZO_TOWN=2.5,                ! URBAN TYPE ROUGHNESS LENGTH 5 E 1
BLD=0.6,                    ! FRACTION OCCUPIED BY BUILDINGS IN THE GRID CELL
BLD_HEIGHT=30.0,            ! BUILDING HEIGHT
BLD_HL_RATIO= 2.4,          ! VERTICAL/HORIZONTAL RATE 3 E 0.5

AROOF=0.15,                 ! ROOF ALBEDO
EROOF=0.9,                  ! ROOF EMISSIVITY
AROAD=0.1,                  ! ROAD ALBEDO
EROAD=0.9,                  ! ROAD EMISSIVITY 90% MASSON
AWALL=0.25,                 ! WALL ALBEDO
EWALL=0.85,                 ! WALL EMISSIVITY

!

HTRAF=20.0,                 ! MAXIMUM VALUE OF SENSIBLE HEAT
                             ! RELEASED BY TRAFFIC (W/M2)

HINDU=30.0,                 ! MAXIMUM VALUE OF SENSIBLE HEAT
                             ! RELEASED BY INDUSTRY (W/M2)

PLETRAF=7.0,                ! MAXIMUM VALUE OF LATENT HEAT
                             ! RELEASED BY TRAFFIC (W/M2)

PLEINDU=50.0,               ! MAXIMUM VALUE OF LATENT HEAT
                             ! RELEASED BY INDUSTRY (W/M2)

$END

$MODEL_FILE_INFO

! VARIABLE INITIALIZATION INPUT

INITIAL = 2,                ! INITIAL FIELDS - 1=HORIZ.HOMOGENEOUS,

```



```

!          2=INIT FROM VARFILE
!          3=INIT FROM HFILIN

! ----- ANALYSIS NUDGING PARAMETERS -----

NUD_TYPE = 2,      ! =1 - NUDGE FROM HISTORY FILES(1-WAY NEST)
                  ! =2 - NUDGE FROM VARFILES
                  ! =0 - NO ANALYSIS NUDGING

VARFPFX = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/IV/IV',

VWAIT1 = 0.,      ! WAIT BETWEEN EACH VFILE CHECK (S)
VWAITTOT = 0.,    ! TOTAL WAIT BEFORE GIVING UP ON A VFILE (S)

! HEADER FILE NAME FOR HISTORY NUDGING FILES (ONLY PREFIX IS USED)

NUD_HFILE = '/SCRATCH2/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_MARIO/H/A-H-2001-07-21-
000000-HEAD.TXT',

NUDLAT = 15,      ! NUMBER OF POINTS IN LATERAL BND REGION
TNUDLAT = 900.,   ! NUDGING TIME SCALE(S) AT LATERAL BOUNDARY
TNUDCENT = 0.,    ! NUDGING TIME SCALE(S) IN CENTER OF DOMAIN
TNUDTOP = 10800., ! NUDGING TIME SCALE (S) AT TOP OF DOMAIN
ZNUDTOP = 18000., ! NUDGING AT TOP OF DOMAIN ABOVE HEIGHT(M)

WT_NUDGE_GRID = 1., 1., 0.7, 0.5, ! RELATIVE NUDGING WEIGHTS FOR ACTIVE GRIDS
! =0., TURNS OFF NUDGING FOR THAT GRID

! THESE WEIGHTS WILL MULTIPLY THE BASE TIMESCALES
! TO DETERMINE FULL NUDGING WEIGHT.
! (TIMESCALES)/(WT_NUDGE_*)
! MUST BE LARGER THAN DTLONG

WT_NUDGE_UV = 1.,   ! ANAL NUDGING WEIGHT FOR U AND V
WT_NUDGE_TH = 1.,   ! ANAL NUDGING WEIGHT FOR THETA
WT_NUDGE_PI = 1.,   ! ANAL NUDGING WEIGHT FOR PI
WT_NUDGE_RT = 1.,   ! ANAL NUDGING WEIGHT FOR R_TOT

!-----
!----- CONDENSATE NUDGING -----

NUD_COND = 0,      ! ONLY NUDGE TOTAL WATER WHERE CONDENSATE
                  ! EXISTS (FROM PREVIOUS HISTORY FILES, HFILIN)

! HEADER FILE NAME FOR COND NUDGING HISTORY FILES (ONLY PREFIX IS USED)

COND_HFILE = '/H/A-H-2001-07-21-000000-HEAD.TXT',

TCOND_BEG=0.,
TCOND_END=21600.,   ! MODEL TIME START AND END OF COND NUDGING (SEC)
T_NUDGE_RC = 3600., ! COND NUDGING TIMESCALE FOR R_TOTAL
WT_NUDGE_GRID = 1., 0.8, 0.7, 0.5, ! RELATIVE NUDGING WEIGHTS FOR ACTIVE GRIDS
! =0., TURNS OFF NUDGING FOR THAT GRID

!-----
!----- OBSERVATION DATA ASSIMILATION (ODA) -----

```

```

IF_ODA = 0,                ! FLAG TO TURN ON ODA
ODA_UPAPREFIX = './OBS/DP-R',    ! FILE PREFIX FOR UPPER AIR OBS
ODA_SFCPREFIX = './OBS/DT-S',    ! FILE PREFIX FOR SURFACE OBS

FRQODA=300.,              ! FREQUENCY OF OBS ANALYSIS
TODABEG=0.,
TODAEND=99999999.,        ! MODEL TIME START AND END OF ODA (SEC)

TNUDODA= 900.,            ! NUDGING TIMESCALE FOR EACH GRID
WT_ODA_GRID = 1., 1., 0.7, 0.5,    ! RELATIVE NUDGING WEIGHTS FOR ACTIVE GRIDS
                                ! =0., TURNS OFF NUDGING FOR THAT GRID

WT_ODA_UV = 1.,          ! ODA NUDGING WEIGHT FOR U AND V
WT_ODA_TH = 1.,          ! ODA NUDGING WEIGHT FOR THETA
WT_ODA_PI = 1.,          ! ODA NUDGING WEIGHT FOR PI
WT_ODA_RT = 1.,          ! ODA NUDGING WEIGHT FOR R_TOT

! FOLLOWING ARE RADII THAT AFFECT THE "SMOOTHNESS" OF THE ANALYZED FIELDS
!  THE SFCE AND UPAE ARE THE RADII WHERE THE AFFECT FALLS OFF TO E**(-2)
!  THE SFC0 AND UPA0 ARE THE RADII WHERE THE AFFECT FALLS OFF TO 0
!  VALUES ARE GRID DEPENDENT.

RODA_SFCE = 50000.,100.,100.,100.,
RODA_SFC0 = 100000.,100000.,100000.,100000.,
RODA_UPAE = 100000.,200.,200.,200.,
RODA_UPA0 = 200000.,2000.,2000.,2000.,

RODA_HGT = 3000.,3000.,3000.,3000., ! HEIGHT AT WHICH TRANSITION FROM SFC RADII
                                ! TO UPA RADII OCCURS

RODA_ZFACT = 100.,100.,100.,100., ! VERTICAL FACTOR RELATED TO DX/DZ

! - TIME INTERPOLATE LIMIT (TIL)- IF THE FUTURE-PAST OBS TIME
!   IS > THIS LIMIT, DO NOT USE TO INTERPOLATE
!
! - TIME EXTRAPOLATE LIMIT (TEL)- IF PAST/FUTURE OBS IS GREATER THAN TIL,
!   BUT LESS THAN TEL, USE THE OBS

ODA_SFC_TIL=21600.,
ODA_SFC_TEL=900.,
ODA_UPA_TIL=43200.,
ODA_UPA_TEL=21600.,

!-----
!----- CUMULUS INVERSION TENDENCY INPUT -----

IF_CUINV = 0,
CU_PREFIX = './T5-C-',

TNUDCU=900.,
WT_CU_GRID=1., 1., .5,

TCU_BEG=0.,
TCU_END=7200.,
CU_TEL=3600.,
CU_TIL=21600.,

!-----

```

! HISTORY FILE INPUT

TIMSTR = 108.0, ! TIME OF HISTORY START (SEE TIMEUNIT)

! INPUT HISTORY FILE NAME

HFILIN = '/SCRATCH2/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_MARIO/H/H-EXP-ZCAS-H-2011-01-11-120000-HEAD.TXT',

! ANALYSIS FILE INPUT FOR ASSIMILATION (CURRENTLY LEAF VARIABLES)

IPASTIN = 0, ! INITIALIZE VARIOUS FIELDS FROM ANALYSIS FILE?
! 1=YES, 0=NO

! INPUT ANALYSIS FILE NAME

PASTFN = '/A-A-2000-01-09-000000-HEAD.TXT',

! HISTORY/ANALYSIS FILE OUTPUT

IOUTPUT = 2, ! 0-NO FILES, 1-SAVE ASCII, 2-SAVE BINARY

HFILOUT = '/SCRATCH2/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_MARIO/H/H-EXP-ZCAS',
AFILOUT = '/SCRATCH2/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_MARIO/A/A-EXP-ZCAS',

ICLOBBER = 1, ! 0=STOP IF FILES EXIST, 1=OVERWRITE FILES
IHISTDEL = 1, ! 0=KEEP ALL HIST FILES, 1=DELETE PREVIOUS
FRQHIS = 43200., ! HISTORY FILE FREQUENCY
FRQANL = 3600., ! ANALYSIS FILE FREQUENCY

!-----

FRQLITE = 0., ! ANALYSIS FREQ. FOR "LITE" VARIABLES
! = 0 : NO LITE FILES
XLITE = '/0:0/', ! NUMS>0 ARE ABSOLUTE GRID INDEXES
YLITE = '/0:0/', ! NUMS<0 COUNT IN FROM THE DOMAIN EDGES
ZLITE = '/0:0/', ! NUMS=0 ARE DOMAIN EDGES

NLITE_VARS=0,
LITE_VARS='UP','VP','WP','SWDR','THETA',

!-----

AVGTIM = 0., ! AVERAGING TIME FOR ANALYSIS VARIABLES
! MUST BE ABS(AVGTIM) <= FRQANL
! > 0 : AVERAGING IS CENTERED AT FRQANL
! < 0 : AVERAGING ENDS AT FRQANL
! = 0 : NO AVERAGED FILES
FRQMEAN = 0., ! ANALYSIS FREQ. FOR "AVERAGED" VARIABLES
FRQBOTH = 0., ! ANALYSIS FREQ. FOR BOTH "AVERAGED" AND
! "LITE" VARIABLES
KWRITE = 0, ! 1-WRITE,0-DON'T WRITE SCALAR K'S TO ANAL.

! PRINTED OUTPUT CONTROLS

FRQPRT = 10800., ! PRINTOUT FREQUENCY
INITFLD = 1, ! INITIAL FIELD PRINT FLAG 0=NO PRNT,1=PRNT

! INPUT SURFACE VARIABLES

! FILE PATH AND PREFIX FOR SURFACE FILES.

```
TOPFILES = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DATA_2008/TOPO',
SFCFILES = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DATA_2008/SFC',
SSTFPFX = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DATA_2008/SST',
NDVIFPFX = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DATA_2008/NDVI'.
```

```

ITOPTFLG = 1,1,1,1,      ! 2 - FILL DATA IN "LEAF3_INIT"
ISSTFLG = 1,1,1,1,      ! 0 - INTERPOLATE FROM COARSER GRID
IVEGTFLG = 1,1,1,1,      ! 1 - READ FROM STANDARD LAT/LON DATA FILE
ISOILFLG = 1,1,1,1,      !
NDVIFLG = 1,1,1,2,      !

```

```
NOFILFLG = 2,2,2,2,      ! 2 - FILL DATA IN "LEAF3_INIT"
                        ! 0 - INTERPOLATE FROM COARSER GRID
```

```

IUPDNDVI = 1,          ! 0 - NO UPDATE OF NDVI VALUES DURING RUN
IUPDSST = 1,           ! 0 - NO UPDATE OF SST VALUES DURING RUN
                        ! 1 - UPDATE VALUES DURING RUN

```

! THE FOLLOWING ONLY APPLY FOR IXXXXFLG=1

```

ITOPTFN                                     =
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/TOPO1KM_NOVO/E
L',

'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/TOPO1KM_NOVO/E
L',

'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/TOPO1KM_NOVO/E
L',

```

```
ISSTFN = /SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/SST_CLIM/S',
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/SST_CLIM/S',
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/SST_CLIM/S'.
```

```
IVEGTFN                                     =
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/VEGET_PROVEG/O
GE',

'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/VEGET_PROVEG/O
GE',

'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/VEGET_PROVEG/O
GE',
```

```
ISOILFN = 'SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/SOIL/FAO',
          'SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/SOIL/FAO',
          'SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/SOIL/FAO',
```

```
NDVIFN = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/NDVI/N',
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/NDVI/N',
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/ARQUIVOS_BRAMS/FIX/NDVI/N',
```

! TOPOGRAPHY SCHEME

```

! ITOPSFLG = 1,1,1,0,

ITOPSFLG = 0,0,0,0,      ! 0 = AVERAGE OROGRAPHY
                        ! 1 = SILHOUETTE OROGRAPHY
                        ! 2 = ENVELOPE OROGRAPHY
                        ! 3 = REFLECTED ENVELOPE OROGRAPHY

! TOPTENH = 1.,1.,1.,0.,

TOPTENH = 0.,0.,0.,0.,   ! FOR ITOPSFLG=1, WEIGHTING OF TOPO
                        ! SILHOUETTE AVERAGING
                        ! FOR ITOPSFLG=2 OR 3, REFLECTED ENVELOPE
                        ! AND ENVELOPE OROGRAPHY ENHANCEMENT FACTOR

TOPTWVL = 6.,2.,2.,4.,   ! TOPO WAVELENGTH CUTOFF IN FILTER

! SURFACE ROUGHNESS SCHEME

IZ0FLG = 0,0,0,0,      ! 0 = USE VEG, BARE SOIL AND WATER SURFACE
                        ! 1 = ALSO USE SUBGRID SCALE TOPOGRAPHY
Z0MAX = 5.,5.,5.,5.,   ! MAX ZO FOR IZ0FLG=1
Z0FACT = 0.005,        ! SUBGRID SCALE OROGRAPHIC ROUGHNESS FACTOR

! MICROPHYSICS COLLECTION TABLES

MKCOLTAB = 0,          ! MAKE TABLE: 0 = NO, 1 = YES

! FILENAME TO READ OR WRITE

! COLTABFN = '/HOME/DSOUZA/BRAMS-PGF/MICRO/CT2.0',

COLTABFN = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/BRAMS_MARIO/BRAMS-
4.2/MICRO/CT2.0',

$END

$MODEL_OPTIONS

NADDSC = 0,            ! NUMBER OF ADDITIONAL SCALAR SPECIES
                        ! TO USE WITH CATT MUST BE >= 4

! NUMERICAL SCHEMES

ICORFLG = 1,           ! CORIOLIS FLAG/2D V-COMPONENT - 0=OFF, 1=ON

IBND = 1,              ! LATERAL BOUNDARY CONDITION FLAGS
JBND = 1,              ! 1-KLEMP/WILHELMSON, 2-KLEMP/LILLY, 3-ORLANSKI
                        ! 4-CYCLIC
CPHAS = 20.,           ! PHASE SPEED IF IBND OR JBND = 1
LSFLG = 0,             ! LARGE-SCALE GRADIENT FLAG FOR VARIABLES OTHER THAN
                        ! NORMAL VELOCITY:
                        ! 0 = ZERO GRADIENT INFLOW AND OUTFLOW
                        ! 1 = ZERO GRADIENT INFLOW, RADIATIVE B.C. OUTFLOW
                        ! 2 = CONSTANT INFLOW, RADIATIVE B.C. OUTFLOW
                        ! 3 = CONSTANT INFLOW AND OUTFLOW
NFPT = 0,              ! RAYLEIGH FRICTION - NUMBER OF POINTS FROM THE TOP
DISTIM = 400.,        ! - DISSIPATION TIME SCALE

! RADIATION PARAMETERS

```

```

ISWRTYP = 4,      ! SHORTWAVE RADIATION TYPE
ILWRTYP = 4,      ! LONGWAVE RADIATION TYPE
                ! 0-NONE, 2-MAHRER/PIELKE, 1-CHEN, 3-HARRINGTON
                ! 4-CARMA

! PARAMETERS NEEDED BY CARMA RADIATION SCHEME

! RADDATFN = '/HOME/DSOUZA/BRAMS-PGF/CARMA/RAD_PARAM.DATA',

RADDATFN
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/CARMA/RAD_PARAM.DATA', =

RADFRQ = 1800.,   ! FREQ. OF RADIATION TENDENCY UPDATE (S)
LONRAD = 1,       ! LONGITUDINAL VARIATION OF SHORTWAVE
                ! (0-NO, 1-YES)

! CUMULUS PARAMETERIZATION PARAMETERS

NNQPARM = 2,0,2,2, ! CONVECTIVE PARAM. FLAG (0-OFF, 1-ON,
                ! 1-ON STANDARD,
                ! 2-ON GRELL PAR.)

CLOSURE_TYPE = 'EN', ! CLOSURE TYPE (FOR GRELL PARAM.):
                ! EN: ENSEMBLE (ALL CLOSURES)
                ! GR: GRELL
                ! LO: LOW LEVEL OMEGA
                ! MC: MOISTURE CONVERGENCE
                ! SC: LIKE FRITSCH CHAPPEL OR KAIN FRITSCH
                ! AS: ARAKAWA-SCHUBERT

NNSHCU = 1,1,1,1, ! SHALLOW CUMULUS PARAM. (0-OFF, 1-ON)
CONFRQ = 900.,    ! FREQUENCY OF CONV PARAM. UPDATES (S)
SHCUFRQ = 900.,   ! FREQUENCY OF SHALLOW PARAM. UPDATES (S)
WCLDBS = .0005,   ! VERTICAL MOTION NEEDED AT CLOUD BASE FOR
                ! TO TRIGGER CONVECTION

! SURFACE LAYER AND SOIL PARAMETERIZATION

NPATCH = 3,       ! NUMBER OF PATCHES PER GRID CELL (MIN=2)

NVEGPAT = 2,      ! NUMBER OF PATCHES PER GRID CELL TO BE
                ! FILLED FROM
                ! VEGETATION FILES
                ! (MIN OF 1, MAX OF NPATCH-1)

N_CO2 = 1,        ! NUMBER OF CO2 TRACERS FOR USE WITH SIB SUBMODEL

! CO2 VERTICAL PROFILE FOR SIB SUBMODEL INITIALIZATION. [PPM]

CO2_INIT = 360., 360., 360., 355., 355., 355., 350., 350., 340.,

ISFCL = 1,        ! SURFACE LAYER/SOIL/VEG MODEL
                ! 0-SPECIFIED SURFACE LAYER GRADIENTS
                ! 1-SOIL/VEGETATION MODEL - LEAF
                ! 3- SIB SUBMODEL

NVGCON = 6,       ! VEGETATION TYPE (SEE BELOW)

```

```

! 1 -- CROP/MIXED FARMING      2 -- SHORT GRASS
! 3 -- EVERGREEN NEEDLELEAF TREE  4 -- DECIDUOUS NEEDLELEAF TREE
! 5 -- DECIDUOUS BROADLEAF TREE  6 -- EVERGREEN BROADLEAF TREE
! 7 -- TALL GRASS              8 -- DESERT
! 9 -- TUNDRA                  10 -- IRRIGATED CROP
! 11 -- SEMI-DESERT            12 -- ICE CAP/GLACIER
! 13 -- BOG OR MARSH          14 -- INLAND WATER
! 15 -- OCEAN                  16 -- EVERGREEN SHRUB
! 17 -- DECIDUOUS SHRUB       18 -- MIXED WOODLAND

```

```

PCTLCON = 1.,      ! CONSTANT LAND % IF FOR ALL DOMAIN
NSLCON  = 6.,      ! CONSTANT SOIL TYPE IF FOR ALL DOMAIN

```

```

! 1 -- SAND      2 -- LOAMY SAND   3 -- SANDY LOAM
! 4 -- SILT LOAM  5 -- LOAM        6 -- SANDY CLAY LOAM
! 7 -- SILTY CLAY LOAM  8 -- CLAY LOAM   9 -- SANDY CLAY
! 10 -- SILTY CLAY  11 -- CLAY      12 -- PEAT

```

```

ZROUGH = .05,      ! CONSTANT ROUGHNESS IF FOR ALL DOMAIN
ALBEDO  = .2,      ! CONSTANT ALBEDO IF NOT RUNNING SOIL MODEL
SEATMP  = 298.,    ! CONSTANT WATER SURFACE TEMPERATURE

```

```

DTHCON = 0.,      ! CONSTANT SFC LAYER TEMP GRAD FOR NO SOIL
DRTCON = 0.,      ! CONSTANT SFC LAYER MOIST GRAD FOR NO SOIL

```

```

SOIL_MOIST = 'I',    ! N => HOMOGENEOUS (STANDARD)
                  ! I,H,A => HETEROGENOUS SOIL MOIST.INIT.
                  ! WITH FILE.
                  ! I => INITIAL
                  ! H => HISTORY
                  ! A => INITIAL OR HISTORY

```

```

SOIL_MOIST_FAIL = 'S', ! IN CASE OF HETEROGENOUS SOIL MOIST. FILE WAS
                  ! NOT FOUND, WHAT TO DO?
                  ! S => STOP THE PROGRAM
                  ! H => INITIALIZE WITH HOMOGENOUS SOIL MOIST.
                  ! L => LOOKING FOR 5 DAYS OLD FILES, AND IF
                  ! NOT FOUND AGAIN THEN STOP.

```

! SOIL MOISTURE FILE PREFIX

```

USDATA_IN
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/UMID/GL_SM.GPNR.',

```

! FILE PREFIX WITH PRE-CALCULATED DATA BY BRAMS

```

USMODEL_IN
'/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/UMID/GL_SM.GPNR.',

```

```

SLZ   = -2.0, -1.75, -1.50, -1.25, -1.00, -0.75, -0.50, -0.25, -0.05, ! SOIL GRID LEVELS

```

! INITIAL SOIL MOISTURE

```

SLMSTR = 0.30, 0.30, 0.30, 0.25, 0.25, 0.20, 0.20, 0.18, 0.15,

```

```

! INITIAL SOIL TEMPERATURE OFFSET
! FROM LOWEST ATMOSPHERIC LEVEL

```

```

STGOFF= 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0,

```

```

!-----
!---- URBAN CANOPY PARAMETERIZATION -----

IF_URBAN_CANOPY =0,

!-----
!----- EDDY DIFFUSION COEFFICIENT PARAMETERS -----

IDIFFK = 1,1,1,1,      ! K FLAG:
                        ! 1 - HORIZ DEFORM/VERT MELLOR-YAMADA
                        ! 2 - ANISOTROPIC DEFORMATION
                        !   (HORIZ & VERT DIFFER)
                        ! 3 - ISOTROPIC DEFORMATION
                        !   (HORIZ AND VERT SAME)
                        ! 4 - DEARDORFF TKE (HORIZ AND VERT SAME)
IHORGRAD = 2,          ! 1 - HORIZ GRAD FRM DECOMPOSED SIGMA GRAD
                        ! 2 - TRUE HORIZONTAL GRADIENT.
                        !   NON-CONSERVING, BUT ALLOWS SMALL DZ
CSX  = .2,.2,.2,.2,    ! DEFORMATION HORIZ. K'S COEFFICIENT
CSZ  = .35,.35,.35,.2, ! DEFORMATION VERT. K'S COEFFICIENT
XKHKM = 3.,3.,3.,3.,   ! RATIO OF HORIZ K_H TO K_M FOR DEFORMATION
ZKHKM = 3.,3.,3.,3.,   ! RATIO OF VERT K_H TO K_M FOR DEFORMATION
AKMIN = 1.,1.,1.,2.,   ! RATIO OF MINIMUM HORIZONTAL EDDY
                        !   VISCOSITY COEFFICIENT TO TYPICAL VALUE
                        !   FROM DEFORMATION K

!-----
!---- MICROPHYSICS -----

LEVEL = 3,             ! MOISTURE COMPLEXITY LEVEL

ICLOUD = 4,            ! MICROPHYSICS FLAGS
IRAIN = 2,             !-----
IPRIS = 5,             ! 1 - DIAGNOSTIC CONCEN.
ISNOW = 2,             ! 2 - SPECIFIED MEAN DIAMETER
IAGGR = 2,             ! 3 - SPECIFIED Y-INTERCEPT
IGRAUP = 2,           ! 4 - SPECIFIED CONCENTRATION
IHAIL = 2,            ! 5 - PROGNOSTIC CONCENTRATION

CPARM = .3E9,          ! MICROPHYSICS PARAMETERS
RPARM = 1E-3,          !-----
PPARM = 0.,            ! CHARACTERISTIC DIAMETER, # CONCENTRATION
SPARM = 1E-3,          ! OR Y-INTERCEPT
APARM = 1E-3,
GPARM = 1E-3,
HPARM = 3E-3,

! GAMMA SHAPE PARMS FOR
! CLD RAIN PRIS SNOW AGGR GRAUP HAIL

GNU   = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,

!-----

$END

$MODEL_SOUND

```



```

!-----
! SOUNDING SPECIFICATION
!-----

! FLAGS FOR HOW SOUNDING IS SPECIFIED

IPSFLG = 0,      ! SPECIFIES WHAT IS IN PS ARRAY
                ! 0-PRESSURE(MB) 1-HEIGHTS(M)
                ! PS(1)=SFC PRESS(MB)

ITSFLG = 0,      ! SPECIFIES WHAT IS IN TS ARRAY
                ! 0-TEMP(C) 1-TEMP(K) 2-POT. TEMP(K)

IRTSFLG = 0,     ! SPECIFIES WHAT IS IN RTS ARRAY
                ! 0-DEW PNT.(C) 1-DEW PNT.(K)
                ! 2-MIX RAT(G/KG)
                ! 3-RELATIVE HUMIDITY IN %,
                ! 4-DEW PNT DEPRESSION(K)

IUSFLG = 1,      ! SPECIFIES WHAT IS IN US AND VS ARRAYS
                ! 0-U,V COMPONENT(M/S)
                ! 1-UMOMS-DIRECTION, VMOMS-SPEED

HS      = 17.,

PS = 0.,1010.,1000.,2000.,3000.,4000.,6000.,8000.,11000.,15000.,20000.,25000.,

TS = 25., 18.5, 12., 4.5, -11., -24., -37., -56.5, -56.5, -56.5, -56.5,

RTS = 70.,70.,70.,70.,20.,20.,20.,20.,10.,10.,10.,

US = 10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,

VS = 0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,

$END

$MODEL_PRINT

!-----
! SPECIFIES THE FIELDS TO BE PRINTED DURING THE SIMULATION
!-----

NPLT = 0,      ! NUMBER OF FIELDS PRINTED AT EACH TIME
                ! FOR VARIOUS CROSS-SECTIONS (LIMIT OF 50)

! FIELD NAMES - SEE TABLE BELOW

IPLFLD = 'UP','THP','THETA','RT','TOTPRE',

! PLFMT(1) = '0PF7.3',  ! FORMAT SPEC. IF DEFAULT IS UNACCEPTABLE

IXSCTN = 3,3,3,3,3,3, ! CROSS-SECTION TYPE (1=XZ, 2=YZ, 3=XY)

ISBVAL = 2,2,2,2,2,2, ! GRID-POINT SLAB VALUE FOR THIRD DIRECTION

! THE FOLLOWING VARIABLES CAN ALSO BE SET IN THE NAMELIST: IAA,
! IAB, JOA, JOB, NAAVG, NOAVG, PLTIT, PLCONLO, PLCONHI, AND PLCONIN.

```

```

! 'UP' - UP(M/S) 'RC' - RC(G/KG) 'PCPT' - TOTPRE
! 'VP' - VP(M/S) 'RR' - RR(G/KG) 'TKE' - TKE
! 'WP' - WP(CM/S) 'RP' - RP(G/KG) 'HSCL' - HL(M)
! 'PP' - PRS(MB) 'RA' - RA(G/KG) 'VSCL' - VL(M)
! 'THP' - THP(K)
! 'THETA' - THETA(K) 'RL' - RL(G/KG) 'TG' - TG (K)
! 'THVP' - THV(K) 'RI' - RI(G/KG) 'SLM' - SLM (PCT)
! 'TV' - TV(K) 'RCOND' - RD(G/KG) 'CONPR' - CON RATE
! 'RT' - RT(G/KG) 'CP' - NPRIS 'CONP' - CON PCP
! 'RV' - RV(G/KG) 'RTP' - RT'(G/KG) 'CONH' - CON HEAT
! 'CONM' - CON MOIS
! 'THIL' - THETA-IL (K) 'TEMP' - TEMPERATURE (K)
! 'TVP' - TV' (K) 'THV' - THETA-V (K)
! 'RELHUM' - RELATIVE HUMIDITY (%) 'SPEED' - WIND SPEED (M/S)
! 'FTHRD' - RADIATIVE FLUX CONVERGENCE (??)
! 'MICRO' - GASPRC
! 'Z0' - Z0 (M) 'ZI' - ZI (M) 'ZMAT' - ZMAT (M)
! 'USTARL' - USTARL(M/S) 'USTARW' - USTARW(M/S) 'TSTARL' - TSTARL (K)
! 'TSTARW' - TSTARW(K) 'RSTARL' - RSTARL(G/G) 'RSTARW' - RSTARW(G/G)
! 'UW' - UW (M*M/S*S) 'VW' - VW (M*M/S*S)
! 'WFZ' - WFZ (M*M/S*S) 'TFZ' - TFZ (K*M/S)
! 'QFZ' - QFZ (G*M/G*S) 'RLONG' - RLONG
! 'RSHORT' - RSHORT

```

\$END

\$ISAN_CONTROL

```

!-----
! ISENTROPIC CONTROL
!-----

```

```

ISZSTAGE = 1, ! MAIN SWITCHES FOR ISENTROPIC-SIGZ
IVRSTAGE = 1, ! "VARFILE" PROCESSING

```

```

ISAN_INC = 0600, ! ISAN PROCESSING INCREMENT (HHMM)
! RANGE CONTROLLED BY TIMMAX,
! IYEAR1,...,ITIME1

```

GUESS1ST = 'PRESS', ! TYPE OF FIRST GUESS INPUT- 'PRESS', 'RAMS'

```

I1ST_FLG = 1, ! WHAT TO DO IF FIRST GUESS FILE SHOULD BE
! USED BUT DOES NOT EXIST.
! 1=I KNOW IT MAY NOT BE THERE,
! SKIP THIS DATA TIME
! 2=I SCREWED UP, STOP THE RUN
! 3=INTERPOLATE FIRST GUESS FILE FROM
! NEAREST SURROUNDING TIMES, STOP IF UNABLE
! (NOT YET AVAILABLE)

```

```

IUPA_FLG = 3, ! UPA-UPPER AIR, SFC-SURFACE
ISFC_FLG = 3, ! WHAT TO DO IF OTHER DATA FILES SHOULD BE
! UESED, BUT DOES NOT EXIST.
! 1 = I KNOW IT MAY NOT BE THERE,
! SKIP THIS DATA TIME
! 2 = I SCREWED UP, STOP THE RUN
! 3 = TRY TO CONTINUE PROCESSING ANYWAY

```

! INPUT DATA FILE PREFIXES

```

IAPR  = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DP/DP',

! ARCHIVED RAWINDSONDE FILE NAME

IARAWI = ",

! ARCHIVED SURFACE OBS FILE NAME

IASRFCE = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/DP/FL_IS',

! FILE NAMES AND DISPOSE FLAGS

VARPFX  = '/SCRATCH1/PROD/GEAI/HOME/MARIO.QUADRO/EXP_ZCAS/IV/IV',

! ISEN-SIGZ FILE FLAG: 0 = NO WRITE, 1 = WRITE

IOFLGISZ = 0,

! VAR FILE FLAG: 0 = NO WRITE, 1 = WRITE

IOFLGVAR = 1,

$END

$ISAN_ISENTROPIC

!-----
! ISENTROPIC AND SIGMA-Z PROCESSING
!-----

!-----
! SPECIFY ISENTROPIC LEVELS
!-----

NISN   = 43,      ! NUMBER OF ISENTROPIC LEVELS

LEVTH  = 280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,
        315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,
        440,460,480,500,520,540,570,600,630,670,700,750,800,

!-----
! ANALYZED GRID INFORMATION:
!-----

NIGRIDS = 1,      ! NUMBER OF RAMS GRIDS TO ANALYZE

TOPSIGZ = 20000., ! SIGMA-Z COORDINATES TO ABOUT THIS HEIGHT

HYBBOT  = 4000.,  ! BOTTOM (M) OF BLENDED SIGMA-Z/ISENTROPIC
                ! LAYER IN VARFILES

HYBTOP  = 6000.,  ! TOP (M) OF BLENDED SIGMA-Z/ISENTROPIC LAYR

SFCINF  = 1000.,  ! VERT INFLUENCE OF SFC OBSERVATION ANALYSIS

SIGZWT  = 1.,     ! WEIGHT FOR SIGMA-Z DATA IN VARFILE:
                ! 0.= NO SIGZ DATA,
                ! 1.=FULL WEIGHT FROM SURFACE TO HYBBOT

NFEEDVAR = 1,     ! 1=FEED BACK NESTED GRID VARFILE, 0=DON'T

```

```

!-----
! OBSERVATION NUMBER LIMITS:
!-----

MAXSTA = 150,      ! MAXIMUM NUMBER OF RAWINDSONDES
                ! (ARCHIVED + SPECIAL)
MAXSFC = 1000,     ! MAXIMUM NUMBER OF SURFACE OBSERVATIONS

NOTSTA = 0,        ! NUMBER OF STATIONS TO BE EXCLUDED
NOTID  = 'R76458', ! STATION ID'S TO BE EXCLUDED
                ! PREFIX WITH 'R' FOR RAWINDSONDE,
                ! 'S' FOR SURFACE
IOBSWIN = 1800,

STASEP = .1,       ! MINIMUM SFC STATION SEPARATION IN DEGREES.
                ! ANY SURFACE OBS WITHIN THIS DISTANCE
                ! OF ANOTHER OBS WILL BE THROWN OUT
                ! UNLESS IT HAS LESS MISSING DATA,
                ! IN WHICH CASE THE OTHER OBS WILL BE
                ! THROWN OUT.

IGRIDFL = 3,       ! GRID FLAG=0 IF NO GRID POINT, ONLY OBS
                ! 1 IF ALL GRID POINT DATA AND OBS
                ! 2 IF PARTIAL GRID POINT AND OBS
                ! 3 IF ONLY GRID DATA
                ! 4 ALL DATA... FAST

GRIDWT = .01,.001, ! RELATIVE WEIGHT FOR THE GRIDDED PRESS DATA
                ! COMPARED TO THE OBSERVATIONAL DATA IN
                ! THE OBJECTIVE ANALYSIS

GOBSEP = 2.,       ! GRID-OBSERVATION SEPARATION (DEGREES)
GOBRAD = 2.,       ! GRID-OBS PROXIMITY RADIUS (DEGREES)

WVLNTH = 1600.,1000.,600., ! USED IN S. BARNES OBJECTIVE ANALYSIS.
                ! WAVELENGTH IN KM TO BE RETAINED TO THE
                ! RESPON % FROM THE DATA TO THE UPPER AIR
                ! GRIDS.

SWVLNTH = 750.,300.,750., ! WAVELENGTH FOR SURFACE OBJECTIVE ANALYSIS

RESPON = .90,.9,.9, ! PERCENTAGE OF AMPLITUDE TO BE RETAINED.

$END

```