

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

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Valner da Silva Nogueira

**Influência das Anomalias de TSM dos Oceanos
Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical na
Dinâmica e Termodinâmica em um Ambiente de
Mesoescala Experimental no Estado da Paraíba**

Campina Grande, Maio de 2014



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

TESE DE DOUTORADO

**INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TSM DOS OCEANOS
PACÍFICO EQUATORIAL E ATLÂNTICO TROPICAL NA
DINÂMICA E TERMODINÂMICA EM UM AMBIENTE DE
MESOESCALA EXPERIMENTAL NO ESTADO DA PARAÍBA**

VALNER DA SILVA NOGUEIRA

Orientador: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

Maio de 2014

Campina Grande – PB



INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TSM DOS OCEANOS PACÍFICO EQUATORIAL E ATLÂNTICO TROPICAL NA DINÂMICA E TERMODINÂMICA EM UM AMBIENTE DE MESOESCALA EXPERIMENTAL NO ESTADO DA PARAÍBA

TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE EM CUMPRIMENTO DAS EXIGÊNCIAS PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.

Área de Concentração: METEOROLOGIA DE MESO E GRANDE ESCALAS

Subárea: SINÓTICA - DINÂMICA – MODELAGEM NUMÉRICA DA ATMOSFERA

Aluno: VALNER DA SILVA NOGUEIRA

Orientador: ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

Maio de 2014
Campina Grande – PB

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

N778i

Nogueira, Valner da Silva.

Influência das anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical na Dinâmica e Termodinâmica em um ambiente de mesoescala experimental no Estado da Paraíba / Valner da Silva Nogueira. – Campina Grande, 2014.

178f. : il. color.

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

"Orientação: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti".

Referências.

1. Mesoescalas.
2. Interação entre Escalas.
3. El Niño/La Niña.
4. Fases do Dipolo de TSM. I. Cavalcanti, Enilson Palmeira. II. Título.


CDU 551.515.6(043)

VALNER DA SILVA NOGUEIRA


INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TSM DOS OCEANOS PACÍFICO
EQUATORIAL E ATLÂNTICO TROPICAL NA DINÂMICA E TERMODINÂMICA
EM UM AMBIENTE DE MESOESCALA EXPERIMENTAL NO ESTADO DA
PARAÍBA

TESE APROVADA EM 20/05/2014


BANCA EXAMINADORA




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



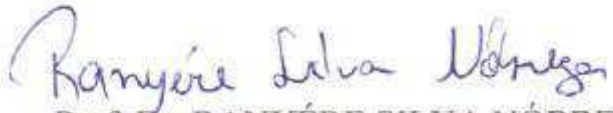
Prof. Dr. JOSÉIVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ ANTONIO ARAVÉQUIA
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais,
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos



Prof. Dr. RANYÉRE SILVA NÓBREGA
Departamento de Ciências Geográficas
Universidade Federal de Pernambuco

Não deixe que outros digam “aquele caminho é melhor ou este percurso é mais fácil”. O maior dom que Deus nos deu foi o poder das nossas decisões (Paulo Coelho). Se amanhã não for nada disso caberá só a mim esquecer. O que eu ganho, o que eu perco, ninguém precisa saber (Lulu Santos).

DEDICO

A meus pais, Nelita e Vitoriano, que mesmo
Com uma doença grave de minha mãe durante
A gestação que comprometia a minha e a vida
Dela, decidiram mostrar-me a beleza da vida.
Por isso procuro aproveitar a oportunidade de
Sempre deixá-los felizes.

A meus irmãos amados, pela contribuição
Aos meus valores morais, foram
Fundamentais durante a jornada (ordem alfabética):
Ao Deto, que me ensinou a ser equilibrado e ter coragem;
Ao Junior, que sempre estava lá no momento certo de carinho;
A Naza, que me ensinou a ter autoestima;
A Nelma, que segurava minha mão nos momentos difíceis;
Ao Nei que ficava, muitas vezes, mais feliz do que eu com as minhas realizações
Estudantis e profissionais;
Ao Valmir, que me inspirou a ter uma esposa e filhos.

Aos meus amigos Rildo Moura (por ter se transformado em um irmão) e Alex
Fernandes por ser o amigo de todas as horas.

Principalmente

A minha esposa, Virgínia, a meus filhos, Micael e Víviam, dos quais basta apenas um
único sorriso para me deixar feliz.

AGRADECIMENTOS

Na vida não caminhamos sozinhos e sempre surgem pessoas de boa índole prontas para ajudar. Durante a construção desta tese essas pessoas se fizeram presentes. Agradeço:

Ao orientador Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti estar sempre disposto a ajudar e se tornou meu amigo ao acreditar, em alguns momentos, mais em mim do que eu mesmo.

A meus pais e irmãos, por contribuírem para a minha formação de valores morais.

A minha esposa, pelo imensurável apoio e, a meus filhos, pelos sorrisos revigorantes nos dias em que eu não queria nem olhar para a tese, de tanto cansaço.

A meus amigos, Rildo Moura e Alex Fernandes, pela disposição em ajudar nas formações técnicas dos resultados.

Ao Demerval Moreira e ao Alex, da AESA, pelos dados cedidos que fizeram parte deste trabalho.

Aos amigos Anailton Sales, Roberto Rozante, Roberto Carlos, David Mendes (que muito me ajudou na dissertação, mas infelizmente não escrevi uma página de agradecimentos), Breno Negrão, Liliene Dante (amiga de longa data que mesmo lá longe recorda dos nossos valores morais ainda criados na adolescência e que contribuem para eu permanecer no caminho do bem); ao Gilson Pereira, a Margarida Bezerra, ao Petrônio e a Emília Rocha Bezerra, que sempre estavam prontos a ajudar, e ao Thiago Luiz; próximos ou à distância, me proporcionaram momentos felizes e descontraídos.

Aos membros da banca examinadora composta pelos Doutores José Ivaldo Barbosa de Brito, Manoel Francisco Gomes Filho, Ranyére Silva Nóbrega e José Antônio Aravéquia pelos comentários e sugestões.

A Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, principalmente a Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade que me foi dado para realizar este curso de doutorado.

A CAPES pela concessão da bolsa que possibilitaram o desenvolvimento da pesquisa.

Enfim, agradeço a todos aqueles que, de maneira direta ou indireta contribuíram para a minha caminhada de vida e realização deste estudo.

RESUMO

Enfocam-se evidências de modelagem numérica e observacional da influência das anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial (El Niño e La Niña) e Atlântico Tropical (dipolo de TSM interhemisférico) que permeiam os modos de variabilidade climática global (MVCG) sobre o ciclo evolutivo de uma categoria de SCM, o complexo convectivo de mesoescala tropical (CCMT) comumente formado sobre a Região Nordeste do Brasil - NEB. A análise inclui dados de reanálises do conjunto ERA-interim do tipo full resolution com saída de 6 em 6 horas do European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF), como condição de contorno e lateral para configurar um cenário numérico de mesoescala. Inclui também dados de precipitação diária e mensais dos postos pluviométricos para o período de 1957 a 1998 provenientes da rede de monitoramento da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba – AESA - PB. O modelo BRAMS foi ajustado para este propósito, em que se utilizou duas grades aninhadas com resolução espacial de 5 km. O ambiente de mesoescala simulado numericamente reproduziu, com eficiência, os estágios de desenvolvimento do ciclo evolutivo do CCMT; em que se investigou as principais características atmosféricas de superfície, da dinâmica na estrutura vertical e da termodinâmica do sistema. Ressaltou-se o papel do trabalho combinado entre a convergência de umidade em baixos níveis; como fonte de energia é favorável a formação de um corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, o núcleo de convergência de massa nas camadas intermediárias da troposfera associado ao centro de movimentos ascendentes, a instabilidade convectiva e o cisalhamento vertical do vento na gênese e na manutenção do sistema. Após submeter o cenário numérico de mesoescala em ambiente de MVCG, constatou-se: supressão dos movimentos ascendentes associados à queda do suprimento de umidade em baixos níveis resultando na quebra do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, entre outras características atmosféricas, nas simulações com anomalias de TSM relacionadas a El Niño e dipolo positivo de TSM. Padrão contrário foi constatado nas simulações com anomalias de TSM relacionadas à La Niña e dipolo negativo de TSM. Sinais semelhantes foram encontrados nas análises dos dados observados de precipitação. A oscilação interanual da precipitação observada associada aos SCMs revela que em anos de El Niño e dipolo negativo de TSM os sistemas precipitantes em mesoescala são mais numerosos. Se subtraído os episódios fracos de El Niño se observa um resultado abaixo do número de possíveis SCMs encontrado nos anos normais. Nos Eventos DTAT e La Niña os SCMs apresentam tendência em serem mais intensos quando comparados com anos normais. Na maioria das classificações do El Niño e do La Niña os sistemas são regularmente confinados e intensos a oeste do Planalto da Borborema. Já em relação ao dipolo de TSM, os sistemas precipitantes são mais numerosos e intensos a oeste e sobre o Planalto de Borborema, respectivamente.

Palavras-chave: Interação entre escalas, mesoescala, El Niño/La Niña, fases do Dipolo de TSM.

ABSTRACT

Here focuses observational evidence and numerical modeling of the influence of SST anomalies in the equatorial Pacific Ocean (El Niño and La Niña) and the Atlantic (dipole interhemispheric SST) that permeate the modes of global climate variability (MGCV) on the life cycle a category of MCS, the mesoscale convective complex tropical (MCCT) commonly formed on the Northeast of Brazil - NEB. The analysis includes reanalysis data set ERA - interim type with full resolution output 6 on 6 hours of the European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF), as a boundary condition and side to set a numerical mesoscale senary. Also includes data from daily and monthly precipitation of rain gauge stations for the period 1957-1998 from the monitoring network of the Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba – AESA - PB. The BRAMS model was adjusted for this purpose, which we used two nested grids with spatial resolution of 5 km. The environment simulated mesoscale numerical efficiently reproduced the developmental stages of the life cycle of the CCMT, where he investigated the main atmospheric surface features, the vertical structure of the dynamics and thermodynamics of the system. Emphasized the role of the combined work between moisture convergence at low levels as a source of energy and the formation of a favorable moisture corridor between the surface and 850 hPa, the core mass convergence in the intermediate layers of the troposphere associated with the center upward movements of the convective instability and vertical wind shear in the genesis and maintenance of the system. After submitting mesoscale numerical scenario in MGCV environment, it was found: abolition of associated upward movements to the falling supply of moisture at low levels resulting in the breakdown of the corridor of moisture between the surface and 850 hPa, among other atmospheric characteristics, in simulations with SST anomalies relative to El Niño and positive SST dipole. Standard contrast was observed in the simulations with SST anomalies related to La Niña and negative SST dipole. Similar signs were found in the analyzes of observed data. The observed rainfall interannual oscillation associated with MCSs reveals that in years of El Niño and negative SST dipole precipitating mesoscale systems are more numerous. If you subtracted the weak El Niño events observed an outcome below the number of possible MCSs found in normal years. Events in DTAT and La Niña the MCSs have a tendency to be more intense when compared with normal years. Most of the El Niño and La Niña ratings systems are regularly confined and intense west of the Plateau of Borborema. In relation to the SST dipole precipitating systems are more numerous and intense west and on the Plateau of Borborema respectively.

Keywords: Interaction between scales, mesoescala, El Niño/La Niña, phases of SST dipole.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	Páginas
1.1 INTRODUÇÃO.....	25
1.2 OBJETIVO GERAL.....	28
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	29
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	30
2.1 SCM ATUANTE NO NEB.....	30
2.1.1 PROCESSO DE FORMAÇÃO DO SCM.....	30
2.1.2 COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA.....	31
2.1.3 BRISAS MARÍTIMA E TERRESTRE.....	34
2.1.4 LINHA DE INSTABILIDADE.....	36
2.1.5 BRISA VALE/MONTANHA.....	37
2.2 GRANDE ESCALA.....	38
2.2.1 OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL – FENÔMENO EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL (ENOS).....	38
2.2.2 OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL – DIPOLO DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL (DTAT).....	40
2.3 INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS SINÓTICOS E OS SCMS.....	43
2.4 IMPACTO DE DADOS DE TSM DE ALTA RESOLUÇÃO NA PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO – PNT.....	49
2.5 BRAMS.....	51
2.5.1 BASE DAS EQUAÇÕES.....	52
2.5.2 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO.....	53
2.5.3 DADOS DE ENTRADA.....	53
2.5.4 TÉCNICA DE ANINHAMENTO.....	54
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS	55
3.1 ESTUDO OBSERVACIONAL.....	55
3.1.1 ÁREA DE ESTUDO.....	55
3.1.2 VARIBILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA ASSOCIADA	

Aos SCMs.....	59
3.2 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS.....	61
3.2.1 MODELO.....	61
3.2.1.1 Dados de Entrada – Reanálises.....	62
3.2.1.2 Parametrizações.....	63
3.2.1.3 Aninhamento de Grade.....	64
3.2.2 SIMULAÇÃO DO AMBIENTE DE MESOESCALA.....	65
3.2.2.1 Característica Termodinâmica e Estabilidade Atmosférica.....	67
3.2.3 Metodologia de Avaliação da Precipitação.....	69
3.2.4 CONDIÇÃO DE CONTORNO – ANOMALIA DE TSM.....	71
3.2.4.1 O Banco de Dados OISSTv2.....	71
3.2.5 SIMULAÇÃO DA CIRCULAÇÃO GERAL COM EVENTOS MVCGs.....	72
3.2.6 INTERAÇÃO ENTRE ESCALAS.....	72
CAPÍTULO 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	76
4.1 CONFIGURAÇÕES CARACTERÍSTICAS DO AMBIENTE DE MESOESCALA EM SUPERFÍCIE.....	80
4.1.1 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL SOBRE O CN.....	85
4.1.2 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN.....	92
4.1.3 AVALIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO.....	98
4.1.4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.1.....	102
4.2 CONFIGURAÇÕES CARACTERÍSTICAS DA ESTRUTURA VERTICAL DO AMBIENTE DE MESOESCALA.....	103
4.2.1 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACIFICO EQUATORIAL SOBRE O CN.....	110
4.2.2 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN.....	118
4.2.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.2.....	130
4.3 CARACTERÍSTICAS TERMODINÂMICAS.....	130
4.3.1 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL SOBRE O CN....	137
4.3.2 ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN.....	142
4.3.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.3.....	149
4.4 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA ASSOCIADA AOS SCMS.....	150
4.4.1 – EFEITO SOBRE O ESTADO DA PARAÍBA.....	150
I - NÚMERO E INTENSIDADE.....	151
II - TEMPO DE AÇÃO.....	156
4.4.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.4.1.....	158
4.4.3 - EFEITO DA OROGRAFIA.....	160
I - ANOS DE EVENTOS EL NIÑO.....	160
II - ANOS DE EVENTOS LA NIÑA.....	163
III - ANOS DE EVENTOS DIPOLO DE TSM DO ATLÂNTICO TROPICAL.....	165

4.4.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.4.3.....	167
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	168
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	172

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AESA	- Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba –
AMSR	- <i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
BN	- Bacia Norte do Atlântico Tropical
BRAMS	- <i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
BS	- Bacia Sul
Cb	- Cumulonimbus
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
CCMT	- Complexo Convectivo de Mesoescala Tropical
CEN	- Cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias positivas de TSM do Oceano Pacífico Equatorial
CLN	- Cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias negativas de TSM do Oceano Pacífico Equatorial
CM	- Corrente das Malvinas
CN	- Cenário numérico do Ambiente de Mesoescala
CNEG	- Cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias negativas de TSM na BN e anomalias positivas na BS do Oceano Atlântico
CP	- Centro de Precipitação
CPOS	- Cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias positivas de TSM na BN e negativas na BS do Oceano Atlântico Tropical
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DTAT	- Dipolo de TSM do Atlântico Tropical
ECMWF	- <i>European Center of Medium Range Weather Forecast</i>
EN	- El Niño
ENOS	- El Niño – Oscilação Sul
EOS	- <i>Earth Observation System</i>
FAO	- Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação
FMA	- Fevereiro-Março-Abril
HS	- Hemisfério Sul

IME	- Instituto de Matemática e Estatística
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IOS	- Índice de Oscilação Sul
JBN	- Jatos de Baixos Níveis
LEAF	- <i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model</i>
LI	- Linha de Instabilidade
LN	- La Niña
MCGA	- Modelo de Circulação Global da Atmosfera
MODIS	- <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer SST</i>
MVCG	- Modos de Variabilidade Climática Global
NASA	- <i>National Aeronautic and Space Administration</i>
NCAR	- <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	- <i>National Centers for Environmental Prediction/</i>
NCL	- Nível de Condensação por Levantamento
NDVI	- Índice de vegetação por diferença normalizada
NE	- Nível de Equilíbrio
NEB	- Nordeste do Brasil
NOAA	- <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NZCAS	- Período sem ZCAS
OISSTv2	- <i>Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis Version2</i>
OJM	- Oscilação Maden-Julian
OL	- Onda de Leste
ONI	- <i>Oceanic Niño Index</i>
OS	- Oscilação Sul
PMC	- Ponto de Maior Convergência
PNM	- Pressão ao Nível Médio do Mar
PNT	- Previsão Numérica de Tempo
PTU	- Pressão, Temperatura e Umidade
RTG - SST-HR	- <i>Real Time Global Sea Surface Temperature High Resolution</i>
SCM	- Sistema Convectivo de Mesoescala
SF	- Sistema Frontal
TRMM-LBA	- <i>Tropical Rainfall Measuring Mission Large scale Biosphere- Atmosphere Experiment in Amazônia</i>

TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
USP	- Universidade de São Paulo
VCAN	- Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VCM	- Vórtice Ciclônico de Mesoescala
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SIMBOLOS

$g.kg^{-1}s^{-1}$	- grama por kilograma acrescida de segundo
hPa	- Hectopascal
Z	- Zulu
$m.s^{-1}$	- metro por segundo
mm, °C,	- milímetro, graus celsius
s^{-1}	- por segundo
u	- Componente Zonal do Vento
v	- Componente Meridional do Vento
w	- Componente Verticao do Vento
θ	- Temperatura Potencial
θ_e	- Temperatura Potencial Equivalente
θ_{es}	- Temperatura Potencial Equivalente Saturada
$\frac{\partial\theta_e}{\partial z}$	- Variação da Temperatura Potencial Equivalente com a Altura
$\frac{\partial\theta_{es}}{\partial z}$	- Variação da Temperatura Potencial Equivalente Saturada com a altura
CAPE	- Parâmetro que Mede a Energia Potencial Disponível na Atmosfera para Convecção
CP	- Centro de Precipitação
T_k	- temperatura do ar em termos absoluto (°K)
TI	- temperatura do NCL
NCL	- Nível de Convecção por Levantamento
NE	- Nível de Equilíbrio
r	- Razão de Mistura
rs	- Razão de Mistura Saturada
e	- Pressão de vapor
e_s	- Pressão de Vapor por Saturação
T_v	- Temperatura Virtual

LISTA DE FIGURAS

	Páginas
01 - As áreas cinza escura e clara representam as Bacias do Prata e do Rio Amazonas, respectivamente. Os padrões topográficos com mais de 500 m são representadas pelas linhas brancas: Andes ao oeste e o Planalto Brasileiro ao leste. Adaptado de Anabor (2008).....	32
02 - Característica da circulação atmosférica de grande escala e da TSM do Oceano Atlântico Tropical durante os anos: a) úmidos, b) secos, do NEB. O quadrado sobre a América do Sul indica a Região Nordeste do Brasil. FONTE: Adaptada de Nobre e Molion (1988).....	42
03 - Modelo conceitual adaptado para um período NZCAS (a) e com a ZCAS atuando (b). Fonte: Marengo <i>et al</i> (2004), citado por Santos (2006)	46
04 - Diagrama esquemático do ciclo de interação entre a escala sinótica e a escala convectiva associada à mesoescala.....	49
05 - Localização da área de estudo, em relação ao Brasil. As linhas contínuas em vermelho sobre os Estados representam a área de abrangência do Planalto da Borborema. Os números sobre o Estado da Paraíba indicam os postos pluviométricos, relacionados na Tabela 01.....	56
06 - Regiões dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical das anomalias de TSM referente ao El Niño, o La Niña, índice Niño 3.4 e o DTAT. Fonte: Adaptado de IRI, 2013.....	60
07 - Aninhamento de duas grades de domínio 1 e domínio 2 em relação a América do Sul, onde são mostrados os pontos em x e y.....	65
08 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos e o ponto de maior convergência (PMC) localizados no interior do domínio de integração.....	70
09 - Série temporal de precipitação quadrimestral (FMAM) dos postos pluviométricos sobre o domínio do experimento cenário numérico (em vermelho) e a anomalia de TSM mensal (FMAM) sobre a região do Niño 3.4 (170°W/120°W-5°S/5°N) para o período de 1958 a 1998. A linha em azul indica a média da quadra chuvosa. Os pontos sobre a série temporal indicam os anos usados nos experimentos.....	74
10 - (a) Convergência do Fluxo de Umidade ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \text{s}^{-1}$), (b) Velocidade Vertical ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$), (c) Advecção de Vorticidade (10^{-4}s^{-1}) e (d) Umidade Relativa (%) para o dia 31 de março de 1993, no nível de 850 hPa as 12Z.....	78

11 - (a) Convergência do Fluxo de Umidade ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \text{s}^{-1}$), (b) Velocidade Vertical ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$), (c) Advecção de Vorticidade (10^{-4}s^{-1}) e (d) Umidade Relativa (%) para o dia 01 de abril de 1993, no nível de 850 hPa as 12Z.....	80
12 - (a) Imagem de satélite Goes/INPE e simulação do campo de vento (m.s^{-1}) e precipitação acumulada diária para as 06Z (a e b), 07Z (c e d), 09Z (e e f) e 11Z (g e h) do dia 01 de Abril de 1993, na superfície. Onde o círculo na Figura 12c destaca a área de maior convecção do SCM e a seta em vermelho indica o SCM.....	83
13 - Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CN.....	82
14 - Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CEN.....	87
15 - Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CLN.....	88
16 - Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CEN.....	90
17 - Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CLN.....	91
18 - Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CPOS.....	93
19 - Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CNEG.....	94
20 - Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CPOS.....	96

21 - Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CNEG.....	97
22 - Precipitação acumulada em 24 horas dos dados observados e da simulação CN sobre o ponto de grade correspondente aos postos pluviométricos de Cajazeiras, de Patos e de Bonito S. Fé.....	99
23 - Precipitação acumulada em 24 horas dos dados observados e das simulações CN, CEN, CLN, CNEG e CPOS sobre o ponto de grade correspondente aos postos pluviométricos de Cajazeiras, de Patos e de B. Santa Fé.....	100
24 - Seção vertical uma hora antecedente, 06Z 01 Abril 1993, ao estágio inicial: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4}s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d). velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1}\text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	104
25 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio inicial do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4}s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1}\text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	107
26 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio de maturação do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4}s^{-1}), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d). velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1}\text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	108

- 27 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 109
- 28 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio inicial do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{ms}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 112
- 29 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$; do estágio inicial do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{ms}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 112
- 30 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio de maturação do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 114
- 31 - Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio de maturação do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 115

- 32 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de dissipação do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 116
- 33 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de dissipação do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 117
- 34 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 119
- 35 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 120
- 36 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio maturação do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores..... 122

37 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de maturação do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	123
38 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	124
39 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2x10^{-1}m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.....	125
40 - Perfil vertical médio do centro do CCMT das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento durante os estágios (a e b) inicial, (c e d) maturação e (e e f) dissipação do ciclo de atuação do sistema simulado nos experimentos.....	127
41 - Perfis médios da razão de mistura rv ($g.kg^{-1}$) no centro do CCMT para os experimentos.....	128
42 - Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT.....	135
43 - Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude 7,25°S variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.....	136

44 - Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CEN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CEN para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.....	138
45 - Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CEN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.....	139
46 - Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CLN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CLN para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.....	140
47 - Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CLN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.....	141
48 - Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CPOS no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CPOS para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.....	143
49 - Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CPOS dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.....	144
50 - Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da CNEG no ponto de maior convergência nos estágios início (a), maturação (b) e dissipação (c) do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CNEG para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.....	145

51 - Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CNEG dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude $7,25^{\circ}S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.....	146
52 - Intensidade em mm e o número absoluto de CP para os eventos fracos, moderados e fortes de (a) El Niño e (b) La Niña e para os episódios de (c) DTAT negativo e positivo. (d) mostra os mesmos parâmetros anteriores para os MVCG sem a classificação e anos normais.....	153
53 - Relação entre a intensidade média e o total acumulado de precipitação para anos de (A) EN, (B) LN e (C) DTAT comparados com anos normais (NMVCG).....	155
54 - Comparação das persistência dos CPs entre as classes de EN e dos anos normais, onde o número dentro dos círculos indica os seguidos dias com precipitação igual ou acima de 15 mm para os eventos (a e c) fraco, moderado e forte do ENOS e para os (b) anos normais.....	157
55 - Comparação das persistências dos CPs entre as fases do DTAT e dos anos normais, onde o número dentro dos círculos indica os seguidos dias com precipitação igual ou acima de 15 mm para os eventos (a) DTAT e os (b) anos normais.....	158
56 - Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação igual ou acima de 15 mm, para anos de eventos fracos (EN-fraco), moderados (EN -moderado) e fortes (EN -forte).....	162
57 - Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação igual ou acima de 15 mm, para anos de eventos (a) fracos (LN-fraco), (b) moderados (LN-moderado) e (c) fortes (LN-forte)...	164
58 - Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação acima de 15 mm, para anos de DTAT negativo e DTAT positivo.....	166

LISTA DE TABELAS

	Páginas
01 - Lista dos Postos Pluviométricos Seleccionados.....	57
02 - Lista dos Anos Seleccionados em que Foram Observados os Fenômenos EN, LN e as Duas Fases do DTAT. Classificação: *evento fraco, ** evento moderado e *** evento forte. Fonte: Anos de El Niño e La Niña extraídos de Trenberth (1997) e CPC/NOAA (2013). Anos de dipolo de TSM extraídos de Nobre e Shukla (1996).....	60
03 - Índice de El Niño (Oceanic Niño Index - ONI) da região do Niño 3.4. Onde os números em vermelhos representam ocorrência de El Niño, de outra forma, normalidade. Fonte: NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov).	66
04 - Variáveis do Modelo Seleccionadas para a Caracterização do Ambiente de Mesoescala.....	67
05 - Resumo comparativo das diferenças das características atmosféricas em superfície mais relevante entre o CN e os demais experimentos.....	101
06 - Resumo comparativo das diferenças das características atmosféricas na estrutura vertical mais relevante entre o CN e os demais experimentos.....	129
07 - Resumo comparativo das diferenças das características termodinâmicas mais relevantes entre o CN e os demais experimentos.....	148

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1 INTRODUÇÃO

As mudanças térmicas na atmosfera e na superfície dos oceanos contribuem para as variações das condições de tempo e clima e por conseguinte na diversidade da fauna e flora, bem como nas atividades econômicas, sociais e culturais da população local.

O gradiente horizontal de temperatura entre o oceano e o continente pode induzir a formação de sistemas de mesoescala, tais como os Sistemas de Brisas, Linha de Instabilidade (LI) e os Aglomerados Convectivos ou Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) tropical, semelhantes aos CCMs subtropicais.

O CCM tropical (CCMT) apresenta a gênese relacionada principalmente ao aquecimento radiativo e a convergência de umidade em baixos níveis. Não há o suporte energético favorecido pelo Jato de Baixos Níveis (JBN) o que lhe confere um tamanho menor e de pouca duração. Faz parte de uma categoria de Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) (MOHR E ZIPSER, 1996) e contribui diretamente nos regimes das chuvas no NEB.

Durante os meses de fevereiro a abril, ocorre frequentemente, sobre o NEB propagação de SCMs originados sobre o Oceano Atlântico ou nas imediações do Planalto da Borborema, normalmente responsáveis pelos “sangramentos” de açudes, transbordamento de rios e enchentes, promovendo transtorno à população que vive da agricultura de subsistência no interior dos Estados nordestinos. Por outro lado, as ações dos SCMs são a grande fonte de umidade e atenuação da temperatura para o grande sertão do NEB. A intensidade e as incursões desses sistemas são influenciadas pelo Planalto da Borborema, que é o mais marcante acidente geográfico do relevo da Região Nordeste, estendendo-se meridionalmente do Rio Grande do Norte a Alagoas. Sobre o Estado da Paraíba ele exerce papel fundamental no conjunto do relevo, rede hidrográfica e no clima. As serras e chapadas atingem altitudes que variam de 300 a 1000 metros de

altitude. Quando as condições atmosféricas, sobretudo no Estado da Paraíba, são favoráveis, os processos físicos e dinâmicos envolvidos na intensidade e no deslocamento dos SCMs interagem com o Planalto da Borborema, seguindo uma trajetória zonal atingindo o interior do Estado com chuvas moderadas a fortes (GOMES FILHO *et al.*, 1996).

Em termos de grande escala, o Nordeste do Brasil está sujeito, normalmente durante todo ano, a irregularidade na distribuição espacial da precipitação, o que pode ser resumido em três regimes de chuva atribuída aos respectivos sistemas sinóticos. A sub-região norte do NEB, composta pelo Centro-Oeste dos Estados do Maranhão e Piauí, todo Ceará e Centro-Oeste do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco é influenciada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pelo Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) que organizam as chuvas em meados de janeiro a maio. Na sub-região leste do NEB as Ondas de Leste (OL) são responsáveis pelas chuvas durante os meses de maio a agosto na Zona da Mata e no Agreste no leste do NEB, que corresponde à parte oriental dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, enquanto na sub-região sul os Sistemas Frontais (SF) modulam as chuvas de novembro a janeiro, do centro sul da Região que abrange praticamente toda a Bahia e as partes sul do Maranhão e Piauí e o extremo sudeste de Pernambuco. De modo geral, a distribuição espacial de precipitação sobre o NEB varia do clima semiárido no interior da Região, que apresenta precipitação entre 300-500 mm/ano, ao clima úmido, predominante na costa leste, com registros de chuvas acima de 2000 mm/ano (MOLION e BERNARDO, 2002).

O tempo e o clima no NEB também são extremamente sensíveis à alternância anômala na intensidade da temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial, a qual modula os padrões atmosféricos e oceânicos que, por sua vez, originam os Modos de Variabilidade Climática Global (MVCG) os quais atuam, isolados ou conjuntamente, sobre o globo (HASTENRATH e HELLER, 1977; FISCH *et al.*, 1998). O El Niño (EN) a componente oceânica gerada pelo aquecimento anômalo da superfície do Pacífico Equatorial Central Leste e a Oscilação Sul (OS), a componente atmosférica proveniente da variação anômala da pressão que surge para compensar a componente oceânica, agem em conjunto e são denominados fenômeno

ENOS (El Niño-Oscilação Sul); outro fenômeno é o Dipolo de TSM do Atlântico Tropical (DTAT) caracterizado pela variabilidade térmica entre a Bacia Norte (BN) e a Bacia Sul (BS) do Atlântico Tropical. Ambas as condições atmosféricas e oceânicas formadas, precisamente modulam as OLs, os SFs e a ZCIT; enfim, a circulação geral da atmosfera, modificando os padrões físicos e dinâmicos que promovem as chuvas na região Nordeste (MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996; UVO, 1998, entre outros).

A interação de sistemas de escalas espaciais diferentes também contribui para o regime de chuva da região. A gênese dos SCMs tropicais é fortemente influenciada pelos sistemas sinóticos atuantes sobre o NEB. Normalmente, a propagação de aglomerados convectivos atuando em bandas ou linhas originados sobre o Oceano Atlântico Tropical, é impulsionada pela ZCIT quando esta se posiciona próximo ao encontro da linha do equador e a Dorsal Meso-Atlântica (CAVALCANTI, 1982). O disparo da atividade convectiva e da convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, essenciais para o desenvolvimento das células convectivas, são organizados pela instabilidade associada também à presença de frente fria que, eventualmente, se aprofunda pelo Estado da Bahia ou, ainda, pelo enfraquecimento dos alísios de leste-sudeste (BARBOSA e CORREIA, 2005).

Observa-se, contudo, que mesmo em situações atmosféricas favoráveis os sistemas de mesoescala não penetram no continente. É provável que os processos físicos e dinâmicos envolvidos na intensidade e no deslocamento desses sistemas sejam influenciados por outras forçantes, isto é, pelas fases do ENOS e do Dipolo de TSM do Atlântico Tropical (DTAT), porém há uma carência no entendimento do momento de domínio da forçante sinótica ou dos MVCG na intensidade e nos deslocamentos dos sistemas de mesoescala. Nesta sequência abre-se uma exclusão nos acertos das previsões de chuva para o interior dos Estados nordestinos.

Até o momento a relação entre os MVCG e os SCMs foi obtida com estudos observacionais. A citar, a utilização de imagens de satélite para todo o globo, por Zolman e Zipser (1999) e de um conjunto de dados da média de precipitação estimada

por satélite (*TRMM - Tropical Rainfall Measurement Mission*) no “Indo-Pacífico” por Salahuddin e Curti (2009).

Ao que diz respeito aos estudos relacionados com as influências dos MVCG sobre os mecanismos de formação dos CCMTs sobre a América do Sul, a carência é a limitação de dados observacionais nas regiões onde atuam os SCMs. De fato, esta condição leva os estudos para uma única direção, de que o mecanismo de escala sinótica seja unicamente responsável pela gênese dos SCMs fazendo com que os MVCG sejam pouco relacionados com os processos físicos e dinâmicos de formação dos sistemas em mesoescala. O impacto das condições atmosféricas anômalas que permeiam os MVCG, propícias ou não às incursões dos SCMs sobre os Estados da Região Nordeste, é pouco explorado, o que motiva examinar, com modelagem numérica e maior detalhe, até que ponto os eventos locais são condicionados pelas anomalias de TSM, o que estabelece que, mesmo em escala de tempo, as influências remotas estão presentes.

Neste sentido, o horizonte das previsões de chuva dos serviços operacionais de meteorologia aumenta consideravelmente, pois também fornece suporte a um aprimoramento dos modelos numéricos de mesoescala integrados para previsão de eventos extremos. O que somaria para a elaboração de medidas de mitigação e planejamento para decisões preventivas de prováveis desastres envolvendo esses eventos e ainda planejamento de armazenamento de água considerando-se que os SCMs se constituem uma das poucas fontes de água para o sertão.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral desta tese é conhecer, numericamente, um ambiente de mesoescala favorável ao ciclo de vida de um CCM tropical mergulhado em uma atmosfera anômala em que os MVCG são dominantes, a fim de conhecer sua influência nos mecanismos físicos e dinâmicos de formação deste SCM.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Com a finalidade de atingir o objetivo geral procurou-se alcançar, especificamente:

- a)* Simular, em experimento numérico, um ambiente de mesoescala propício ao ciclo de desenvolvimento de um sistema precipitante associado à escala convectiva.
- b)* Avaliar este experimento numérico de controle através de um episódio de CCMT que ocorreu sobre o Estado da Paraíba.
- c)* Verificar, em experimento numérico, o comportamento das variáveis dos processos de formação do CCM tropical em um ambiente com anomalia de TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical.
- d)* Avaliar subjetivamente, através de comparação, a precipitação associada ao CCMT e os dados observados.
- e)* Isolar, em um conjunto de dados observacionais de precipitação diária, a chuva associada aos SCMs.
- f)* Identificar objetivamente a variabilidade interanual da precipitação associada aos sistemas de mesoescala.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

De acordo com o objetivo principal deste estudo, que é identificar evidências em modelagem numérica e observacional, a relação entre os SCMs e os fenômenos climáticos globais (ENOS e DTAT) se priorizaram as definições e atuações dos sistemas precipitantes em mesoescala e dos MVCG sobre o NEB. Ressalta-se, ainda, que se manteve a preocupação de identificar os mecanismos comuns na formação e intensidade dos SCMs tropicais de origens distintas a fim de simular um ambiente de mesoescala, exposto no Capítulo 3. Posteriormente, mostram-se as particularidades do acervo bibliográfico do modelo BRAMS.

2.1 SCM ATUANTE NO NEB

2.1.1 PROCESSO DE FORMAÇÃO DO SCM

A superfície do globo absorve a radiação solar ocasionando aumento da temperatura, o ar em contato se aquece por condução e tende a subir. Essas parcelas de ar aquecidas tendem a se organizar em grandes “bolhas” que se elevam em virtude da sua força de empuxo em relação ao meio circunjacente não aquecido ou de parcelas menos aquecidas. No movimento ascendente ocorre resfriamento do ar favorecendo a formação de nuvens. O ar aquecido que sobe, gera correntes ascendentes e o ar mais frio que desce gera correntes descendentes. Essas correntes verticais recebem o nome de correntes convectivas e a nebulosidade daí terá o nome de nuvens convectivas ou célula convectiva, que é a fusão entre células menores. A partir desse instante as nuvens se aproximam umas das outras. Pela advecção ou pela convergência de mesoescala em baixos níveis, as nuvens podem aproximar-se mais ainda. Os processos de aglutinação possivelmente as tornam tempestades unicelulares, tempestades multicelulares e “supercélulas”, passíveis de se organizar em banda ou linha, caracterizando um Aglomerado Convectivo ou um CCM tropical ou, então, uma Linha de Instabilidade. Tais sistemas fazem parte da categoria SCMs que também incluem as brisas marítimas e

terrestres, dependendo do tamanho, da brisa vale-montanha e de outros agrupamentos, de todas as formas e dimensões. Os SCMs são comuns na região tropical e se intensificam com mais células convectivas aglomerando-se e aumentando sua extensão. O sistema decai quando a razão de formação de novas células diminui (NIEUWOLT, 1977); caso contrário, o sistema pode evoluir para tempestades severas.

Os aspectos dinâmicos na evolução das circulações de mesoescala dependem de uma série de condições de grande escala, entre elas instabilidade condicional e convectiva nos perfis termodinâmicos. Contudo, não são suficientes para definir as características ou caráter da tempestade, associadas aos sistemas precipitantes. Necessariamente, o vento é o mecanismo de transporte para viabilizar a eficiência de precipitação de uma tempestade. A eficiência é a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor de água que entra na base da nuvem sendo tanto maior quanto menor for o cisalhamento vertical do vento na camada entre a base e o topo da nuvem. Pode-se esperar situação contrária, grande cisalhamento vertical do vento pode estar associado a tempestades mais intensas, em termos de produção de ventanias, rajadas e granizo. Nascimento (2005) enfocou que nos casos em que o cisalhamento do vento é forte, a tempestade é mais intensa, organizada e persistente. Ainda neste caso, normalmente são associados a ambientes com escala sinótica e em mesoescala com altos valores de instabilidade convectiva, além do cisalhamento vertical do vento, garantindo que quaisquer tempestades que se desenvolvam nesses ambientes, terão potencial para se tornar severas, o que não é o enfoque deste trabalho.

Orlanski (1975) citou que os fenômenos convectivos de mesoescala são sistemas classificados entre as escalas meso- α (de 200 a 2000 km, com período de ação que varia de um a três dias), meso- β (20 a 200 km, períodos de ação da ordem de um dia) e meso- γ (2 a 20 km, período de atuação da ordem de horas a um dia).

2.1.2 COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA

Os CCMs subtropicais se enquadram na escala meso- α e apesar de não ocorrerem sobre o NEB, são muito semelhantes aos CCMs tropicais, que são pouco estudados, mas frequentemente são formados no interior ou na costa da Região

Nordeste. Portanto, abordam-se aqui as características dos CCMs subtropicais comparando-os com os CCMTs.

Os CCMs subtropicais são sistemas que possuem uma espessa cobertura de nuvens frias, constituída basicamente pelos topos e bigornas dos cumulonimbus que os constituem; possuem forma aproximadamente circular e tempo de vida relativamente mais longo do que um sistema convectivo isolado, isto é, tem crescimento explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas, podendo chegar a até 36 horas (MADDOX,1980).

Na América do Sul os CCMs são observados em latitudes médias a sotavento da Cordilheira dos Andes sobre a Bacia do Prata e nos trópicos a barlavento na costa do Peru próximo, à Bacia Amazônica. Na Figura 01 se destaca o alcance das áreas com topografia acima de 500m atingindo o Estado. Em resumo, as condições básicas para os CCMs serem gerados, ar frio e seco com ventos fortes de oeste na média troposfera e advecção de ar quente e úmido na baixa troposfera, ambos, em conjunto, gerando condições para a ocorrência de convecção profunda.

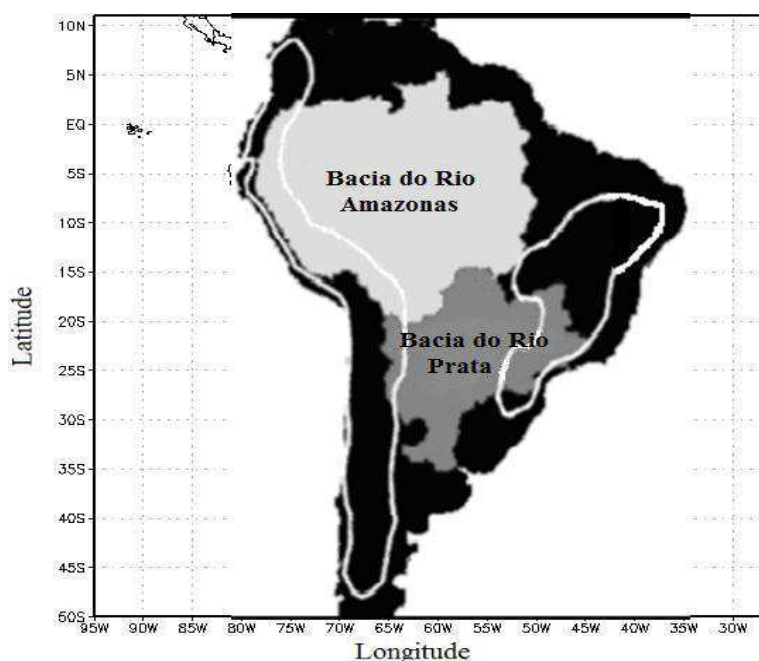


Figura 01 – As áreas cinza escura e clara representam as Bacias do Prata e do Rio Amazonas, respectivamente. Os padrões topográficos com mais de 500 m são representadas pelas linhas brancas: Andes ao oeste e o Planalto Brasileiro ao leste. Adaptado de Anabor (2008).

O suporte natural de energia para a gênese dos CCMs é o jato de baixos níveis (JBN). A incursão de ar tropical proveniente da Região Amazônica em latitudes médias foi discutida por Marengo *et al.* (2000). Os JBNs promovem a advecção de ar quente e úmido sobre o leste dos Andes, que exercem papel fundamental no estabelecimento do escoamento de norte em baixos níveis e a Bacia do Prata (norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil). Isto favorece o transporte de umidade para os locais de ocorrência dos CCMs, aumentando a convergência de umidade e calor. Assim, iniciando a convecção e a liberação de calor latente, importantes fontes de energia para o processo durante o desenvolvimento do CCM elastecendo um tempo maior de atuação para o sistema. De fato, evidencia que os JBNs são também importante fonte de energia para o CCM, sem a qual o sistema decai rapidamente.

Maddox (1980) e Guedes (1985) observaram que, em sua maioria, os CCMs apresentam o ciclo de desenvolvimento máximo nas primeiras horas do dia (madrugada). O hábito noturno é uma das características mais marcante dos CCMs, tanto subtropicais, nos dois hemisférios, quanto aqueles observados na região tropical. As primeiras células convectivas que ainda precedem a definição do início do CCM, podem ocorrer do início da tarde ao início da noite. O fim do CCM ocorre, em sua grande maioria, por volta do meio-dia subsequente. Pode-se notar que o tempo de vida mais frequente está entre 10 e 20 horas. Sobre a América do Sul os sistemas convectivos com raio de 240 km apresentam um ciclo de atuação de 15 horas para latitudes médias durante o verão, sem apresentar deslocamento bem definido.

A trajetória dos CCMs subtropicais foi abordada e citada por Guedes (1985) e Anabor (2008). Comumente, os sistemas ocorrem sobre a terra a sotavento de cadeias montanhosas, como a leste dos Andes, numa latitude média de 25°S e sobre a Bacia do Prata. Nos casos de CCM estudados, 70 % se deslocaram para leste e sudeste (atingindo o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná) e 30% se dirigiram para nordeste e norte, atingindo a região Sudeste do Brasil. A trajetória de sistemas convectivos com tempo de vida superior a 6 horas é examinada para o ano todo; para o mês de Janeiro a trajetória encontrada na região próxima a 25°S é preferencialmente de sudoeste para nordeste.

As diferenças fundamentais entre os CCMs subtropicais e os se resumem ao fato de que no ultimo não há um suporte energético proveniente dos JBNs. A convergência de umidade e calor, gerada pelo JBN, inicia e organiza a convecção e a liberação de calor latente durante o desenvolvimento do CCM subtropical. Esta sinergia entre o JBN e a convecção organizada favorece o aumento do tamanho e um tempo maior de vida. Sobre o NEB, a formação dos CCMs tropicais surge normalmente pelo aquecimento da superfície, pelo diferencial de temperatura entre o continente e o oceano, instabilidade atmosférica, convergência em baixos níveis, alto teor de umidade e relevo acidentado. O suporte energético para o desenvolvimento e a intensificação é suprido pela grande escala proveniente de perturbações ao sul da ZCIT, dos VCANs e dos distúrbios induzidos pelos sistemas frontais que se aprofundam sobre o Estado da Bahia (BARBOSA e CORREIA, 2005; SILVA *et al.*, 2008). Os SCMs costumam sofrer uma intensificação bastante acentuada quando interagem com a topografia, sobretudo com o Planalto da Borborema (GOMES FILHO *et al.*, 1996).

2.1.3 BRISAS MARÍTIMA E TERRESTRE

A superfície continental aquece mais rápido que o oceano; momento depois ocorre a mistura turbulenta na camada instável sobre o continente, levando ar quente para níveis elevados da atmosfera e gerando um gradiente horizontal de pressão do continente para o mar, em dado nível sobre a superfície. Porém, sobre o oceano, a capacidade calorífica faz com que não exista aquecimento significativo da superfície não causando, portanto mistura turbulenta na atmosfera. Neste momento o fluxo de ar resultante é divergente sobre o oceano e convergente sobre o continente o que faz com que diminua a pressão de superfície no continente e ventos do mar para a terra se desenvolvem devido ao gradiente horizontal de pressão em superfície caracterizando uma circulação direta termicamente forçada, a brisa marítima. Nas horas noturnas o processo se inverte caracterizando a brisa terrestre (NIEUWOLT, 1977).

Kousky (1980) utilizou dados diários de precipitação do período de 1961-1970 para investigar a variação diurna das circulações de brisas na costa norte-leste do Brasil. Suas investigações revelaram uma variação sazonal das brisas terrestres nesta região. O máximo de precipitação noturno no trimestre FMA está relacionado às brisas

continentais que promovem a convergência de umidade com os ventos alísios, durante a noite.

Melo (2000) explorou a importância da topografia, da convecção e da interação não-linear no estudo de brisas no Estado da Paraíba com base em simulações numéricas com o modelo RAMS. A brisa marítima atinge seu máximo de $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ entre 17 e 18 horas local, enquanto que o extremo oeste de seu deslocamento é alcançado em torno das 24 horas local. A topografia determina regiões preferenciais para a localização de áreas de convergência/divergência, o que induz maior aquecimento nos baixos níveis, favorecendo a formação da brisa marítima.

A formação da brisa marítima também é favorecida pela eficiência termodinâmica. Alcântara e Souza (2008) testaram uma teoria termodinâmica em brisas marítima-terrestre com brisas vale-montanha, através de simulações numéricas tridimensionais na costa leste do NEB, onde era retirado o Planalto da Borborema; os autores concluíram que o terreno, altamente intercalado entre cristas e vales favorece a ação da eficiência termodinâmica geralmente observada em regiões com inclinação vertical acentuada. Associada ao diferencial de temperatura na superfície a inclinação vertical age no aumento do diferencial de pressão entre dois pontos durante o dia, que impulsiona ao ganho de energia injetada no sistema favorecendo a intensidade das circulações em mesoescala. O valor da eficiência tem forte ciclo diurno, sendo encontrados seus maiores valores, ou seja, poucas horas antes de ocorrer o máximo da brisa marítima. No entanto, quando o diferencial de temperatura é pequeno e altos valores de eficiência termodinâmica são observados, é sinal de que houve mais conversão de energia do calor injetado na circulação compensando o menor contraste de temperatura e obtendo circulações mais intensas.

A convergência e a convecção induzidas pela brisa marítima podem ser consideradas um mecanismo forçante para o estabelecimento de nuvens do tipo Cb, em linha que se pode propagar para o interior do continente como linha de instabilidade (KOUSKY, 1980; COHEN *et al.*, 1989).

2.1.4 LINHA DE INSTABILIDADE

Nieuwolt (1977) e Riehl (1979) definiram as LIs como sendo bandas extensas ou linha contínua de nuvens Cb, causadas por efeitos orográficos ou, ainda, em virtude das frentes geradas pela brisa marítima e por sistemas frontais que provocam fortes tempestades ao se propagarem no interior do continente ou na própria costa.

Garstang *et al.* (1994) constataram, ao examinar a estrutura e a dinâmica das LIs no Estado do Amazonas durante o período de abril a maio de 1987, que tal sistema era induzido por brisas marítimas e apresentavam um ciclo de vida com 6 estágios; gênese costeira, intensificação, maturação, enfraquecimento, reintensificação e dissipação.

- Gênese costeira: primeiras células de tempestades se formam na zona de convergência da brisa durante a tarde; o número de células e seus tamanhos aumentam com o tempo e começam a se juntar; analisando os campos de precipitação observa-se que os Cbs, nos níveis baixos, se alinham numa direção perpendicular ao escoamento.
- Intensificação: no final da tarde, início da noite, os aglomerados de nuvens continuam se juntando para formar grandes aglomerados, geralmente orientados NW-SE, em um padrão quase linear e paralelo à costa; os topos da nuvem podem atingir de 13 a 17 km de altura.
- Estágio maduro: tamanho máximo de quase 3000 km de comprimento; linhas altamente descontínuas ou em forma de arco de células; cerca de 30 a 40% da linha são formados por Cbs ativos; uma nova linha se forma na costa.
- Enfraquecimento: a linha diminui de tamanho e suas células perdem intensidade; além disto, existe uma diminuição na velocidade de propagação.
- Regeneração: durante o máximo de aquecimento diurno na região continente adentro com as linhas se reintensificam.

- Dissipação: as células vão se espalhando e deixa de existir a estrutura em mesoescala.

As LIs são capazes de modificar o ambiente por onde se propagam, amenizando a temperatura, a intensidade do vento e removendo umidade dos baixos níveis da atmosfera. A frequência e a intensidade da LI podem estar relacionadas com a intensidade da TSM do Oceano Atlântico que pode estar relacionada com a formação das ondas de leste que não são os únicos sistemas que contribuem para o desenvolvimento das LIs (COHEN *et al.*, 1995).

O JBN tem papel relevante no processo de desenvolvimento das torres quentes (Cb) que compõem as LIs no Amazonas. Não só são responsáveis pela organização do sistema em linha, mas influenciam diretamente nos processos internos das nuvens. O JBN possibilita uma ventilação maior nas nuvens, implicando em mais evaporação e secagem. O entranhamento sendo maior, induz intensificação das correntes descendentes das nuvens, aumentando a intensidade das piscinas frias (ALCANTÂRA, 2010).

Fu (1995) destacou que, em uma região montanhosa, a precipitação depende da: velocidade e direção do vento, orientação e inclinação da encosta, temperatura do ar, umidade absoluta e umidade relativa na base da montanha, elevação do terreno e da distribuição da temperatura e do vapor d'água na atmosfera livre.

2.1.5 BRISA VALE/MONTANHA

As ondas de montanha criadas pelo escoamento sobre cumes individuais são, geralmente, vistas como fenômenos de pequena escala, mas o alcance de escoamento sobre grandes montanhas pode produzir distúrbios orográficos em mesoescala na ordem de 10-100 km (HOLTON, 1992). Durante as horas solar as encostas de uma montanha e o ar em contato se aquecem mais rapidamente que o ar localizado nas camadas mais afastadas da superfície. Este aquecimento diferencial estabelece uma circulação em baixos níveis análoga à brisa do mar. O ar se desloca encosta acima (anabático) durante o dia e para baixo (catabático) à noite. Se o terreno possui configuração tal que existam

vales convergentes, o ar poderá canalizar-se devido ao gradiente horizontal de pressão, resultando em brisas de vale mais fortes que as de montanha (NIEUWOLT, 1977).

Ramos (1975) encontrou, ao investigar as circulações de mesoescala sobre NEB, dois máximos de precipitação: um situado na cidade de Petrolina, localizada no Vale do Rio São Francisco a uma altitude de 370 m e outro em regiões cujas altitudes variam de 500 m a 1000 m. Em Petrolina os máximos foram observados no horário local da 0000 as 0600 e nas outras regiões das 1200 as 1800 hl. Os máximos de precipitação foram associados com circulação de vale-montanha.

2.2 GRANDE ESCALA

As relações entre as anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical na formação dos MVCGs são solidamente bem documentadas e amplamente discutidas, mas se faz oportuna uma breve discussão da formação e da influência dinâmica desses fenômenos nos sistemas sinóticos que induzem a formação dos SCMs.

2.2.1 OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL - FENÔMENO EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

As anomalias de TSM influenciam a atmosfera pela alteração do fluxo de calor latente e sensível dos oceanos fornecendo, assim, padrões de aquecimento anômalo. As anomalias de TSM observadas sobre o Pacífico são as maiores entre todos os oceanos, especialmente sobre os anos de El Niño e La Niña, que apresentam teleconexões extremamente organizadas. Entre todos os modos de variabilidade climática macroescala, o sinal mais proeminente de variabilidade interanual se refere aos episódios de ENOS (WALKER E BLISS, 1932; BJERKNES, 1969; ROPELEWSKI E HALPERT, 1987).

Os esforços para estudar as consequências do ENOS no clima global foram iniciadas nas primeiras décadas do século passado. Mencionam-se os estudos clássicos de Walker (1923, 1924, 1928) e Walker e Bliss (1932) que definem bem este fenômeno. O ENOS ocorre sobre o Oceano Pacífico Equatorial, se manifesta sem uma

periodicidade e é um fenômeno de escala global e inter-hemisférico, relacionado a um complexo acoplamento entre o oceano e a atmosfera. Este fenômeno consiste de uma componente oceânica, o El-Niño (aquecimento anômalo das águas superficiais e sub-superficial do Pacífico Equatorial central-leste, próxima da costa do Peru e Equador) e de uma componente atmosférica, a OS (flutuação no campo de pressão entre as regiões da alta subtropical do Pacífico Sudeste e do sistema de baixa pressão do Pacífico Oeste próximo ao norte da Austrália). As componentes atmosfera-oceano do ENOS geram, quando acopladas, um mecanismo dinâmico que modula os padrões de grande escala no globo.

As pesquisas voltadas para as investigações na interação entre o oceano e a atmosfera, contribuíram para teorizar os processos físicos e dinâmicos do ENOS, entre elas as de Ropelewski e Halpert (1987) que apresentaram uma metodologia consistente para examinar a relação entre as variações do padrão de grande escala de precipitação e do ENOS.

Em anos sem os episódios das fases do ENOS as nuvens de chuvas são confinadas no Pacífico Equatorial Ocidental. No entanto, durante a fase quente do ENOS (El Niño) as anomalias de TSM são positivas e os ventos alísios estão enfraquecidos e chegam até a mudar de sentido, ou seja, ficam de oeste para leste. A termoclina (limite entre a água quente superficial e a água fria mais profunda) fica mais aprofundada junto à costa oeste da América do Sul. Agora, todo o Pacífico Equatorial começa a aquecer o que gera movimento ascendente que, por sua vez, gera a formação de nuvens, principalmente no Pacífico Equatorial Central e Oriental; este mecanismo induz a mudança de posição do ramo ascendente da célula de Walker para o leste do Pacífico Equatorial nas águas mais quentes que o normal, e com dois ramos descendentes: um na região da Indonésia e outro atuando no norte e no leste da Amazônia e norte da Região Nordeste do Brasil. O ramo descendente inibe a formação de nuvens de chuva e faz com que tais regiões experimentem um período prolongado de seca. Na fase fria (La Niña) os alísios são mais intensos represando as águas quentes no Pacífico Equatorial Oeste, que aumentam a evaporação e, conseqüentemente, movimentos ascendentes promovem a formação de nuvens de chuva gerando e induzindo uma circulação de Walker mais alongada. A termoclina se apresenta mais rasa na borda leste do Pacífico.

A intensidade e fase da OS é representada por um índice, conhecido como Índice de Oscilação Sul (IOS). O IOS é definido pela diferença entre os desvios de pressão normal ao nível médio do mar de duas estações pertencentes aos dois centros de ação. A fase positiva (negativa) da OS ocorre quando o Centro de Alta Pressão Subtropical do Pacífico Leste registrado no Tahiti ($18^{\circ}\text{S} - 150^{\circ}\text{W}$, é mais forte (fraca) que o normal e o Centro de Baixa Pressão do Pacífico Ocidental em Darwin ($12,4^{\circ}\text{S} - 130,9^{\circ}\text{E}$) na Austrália, é mais fraca (forte) que o normal, indicando evento La Niña (El Niño) caracterizando uma gangorra barométrica. Os episódios de El Niño proporcionam abaixamento na atividade convectiva e diminuição da precipitação sobre a região do Oceano Pacífico Oeste, próximo ao norte da Austrália (Darwin) além de alísios de sudeste menos fortes associados à Alta Subtropical menos intensa no Pacífico Leste. Nos episódios de La Niña verifica-se um padrão contrário a este (CAVIEDES, 1973 e ACEITUNO, 1988).

Ropelewski e Halpert (1989), Rao e Hada (1990) verificaram a conexão do IOS com a variabilidade anual das chuvas sobre a América do Sul através da análise de correlações ressaltaram que nesta região, incluindo o NEB, as anomalias positivas de precipitação estavam relacionadas com o IOS positivo. Aparentemente, o movimento progressivo da ZCIT e da Circulação de Walker no Oceano Pacífico, estava associado com a variação progressiva das estações de chuvas no leste equatorial do Brasil.

2.2.2 OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL - DIPOLO DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL (DTAT)

As primeiras pesquisas para conhecer a complexa interação entre o oceano e a atmosfera, foram baseadas nas anomalias de Pressão a Nível Médio do Mar (PNM) e de TSM. Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978) relacionaram essas anomalias com as flutuações na circulação atmosférica e evidenciaram a existência de um dipolo meridional de anomalia de TSM no Atlântico Tropical, definido como sendo uma configuração espacial de anomalia de TSM apresentando sinais opostos ao sul e ao norte do Equador.

Através de investigações realizadas com Modelo de Circulação Global da Atmosfera (MCGA) foi possível teorizar a interação de mecanismos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera e do oceano Atlântico. Moura e Shukla, 1981; Shukla 1981; Moura, 1984 e 1994 concluíram que a presença de anomalias positivas de TSM na Bacia Norte e anomalias negativas de TSM na Bacia Sul do Oceano Atlântico Tropical gerava, simultaneamente, a formação de uma fonte anômala de calor na BN e um sumidouro anômalo de calor na BS do Atlântico Tropical. Como consequência havia um aquecimento diferencial na superfície do mar e, por conseguinte, atuava como forçante para o aparecimento de uma circulação anômala termicamente direta, no sentido meridional, com movimento anômalo ascendente sobre a BN e movimento anômalo subsidente sobre a BS. Pode-se dizer que o dipolo apresenta duas fases distintas:

Fase Positiva → surgimento simultâneo de anomalias positivas de TSM na BN e negativas na BS do Oceano Atlântico Tropical.

Fase Negativa → surgimento simultâneo de anomalias negativas de TSM na BN e positivas na BS do Oceano Atlântico Tropical.

Tal padrão, inverso de anomalias de TSM que caracteriza a formação do dipolo de TSM, induz a presença de um gradiente apontado meridionalmente e inter-hemisférico, associado às Altas Subtropicais do Atlântico Norte mais intensas e do Atlântico Sul mais fraca (NOBRE, 1993; WAGNER, 1996). O que influencia, de maneira direta, a intensidade e a migração norte-sul da ZCIT. Essas características anômalas da atmosfera e do oceano podem ser observadas na Figura 02, na qual se verifica que, quando há, simultaneamente, anomalia negativa de TSM na BN e anomalia positiva de TSM na BS do Atlântico Tropical, a Alta Subtropical do Atlântico Norte se intensifica mais que o normal induzindo a migração mais cedo da ZCIT para o Hemisfério Sul (Figura 02a). A ZCIT permanece mais ao sul do equador devido às anomalias positivas de TSMs do Atlântico Sul, aumentando a precipitação no NEB. A Figura 02b mostra a configuração para anos secos no NEB.

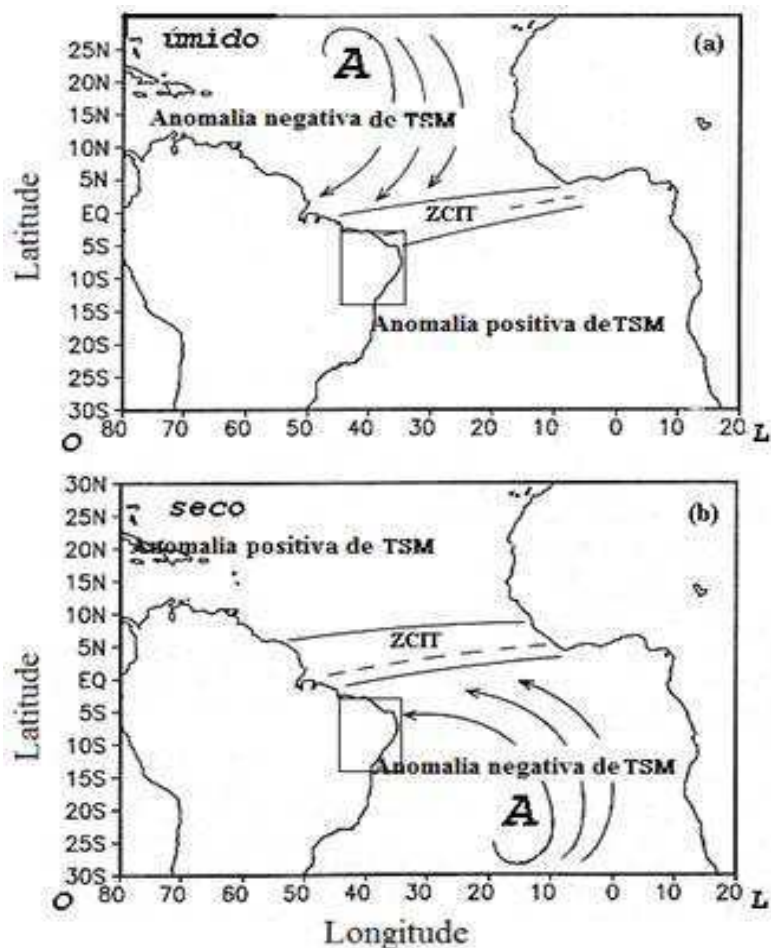


Figura 02 - Característica da circulação atmosférica de grande escala e da TSM do Oceano Atlântico Tropical durante os anos: a) úmidos, b) secos, do NEB. O quadrado sobre a América do Sul indica a Região Nordeste do Brasil. FONTE: Adaptada de Nobre e Molion (1988).

O cálculo de um índice para o Padrão de Dipolo de TSM do Atlântico Tropical foi estudado por Servain (1991) que utilizou dados de TSM do período de 1964 a 1990. O índice consiste no cálculo da diferença entre as médias normalizadas pelos desvios padrão ($0,25^{\circ}\text{C}$ da média anual de TSM) das anomalias mensais de TSM observados sobre as BN ($20^{\circ}\text{W}-60^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}-28^{\circ}\text{N}$) e Sul ($5^{\circ}\text{S}-25^{\circ}\text{S}/30^{\circ}\text{W}-0^{\circ}\text{W}$) do Atlântico Tropical. Os índices com valores positivos indicam excesso de energia térmica à superfície na BN do Atlântico Tropical e caracterizam a fase positiva do dipolo de TSM, enquanto os índices com valores negativos indicam excesso de energia térmica à superfície na BS do Atlântico Tropical e caracterizam a fase negativa do dipolo de TSM.

Os meses de março, abril e maio compoem o período no qual se configuram melhor as fases do Padrão de Dipolo. Cogita-se que isto ocorre devido à dinâmica interna do próprio oceano, a qual modifica os processos termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera modulando a circulação geral. Em consequência, todo o regime de distribuição das chuvas seria modificado nos trópicos incluindo a Região Nordeste (MOURA E SHUKLA, 1981; SHUKLA 1981; NOBRE, 1993).

Mechoso *et al.* (1990) compararam simulações numéricas de MCGA com dados reais de TSM para o período de março a maio de 1984. Concluíram que as anomalias positivas de TSM sobre o sul do Atlântico Tropical geraram uma fonte anômala de calor ocasionando intensificação da convecção sobre a parte oeste do Atlântico e áreas continentais adjacentes incluindo toda a porção norte e central do NEB, apresentando altos índices pluviométricos. O aumento no volume de chuva foi devido à intensificação da convergência de umidade em baixos níveis, advectada pelos ventos alísios de sudeste sobre o Atlântico. No entanto, o Oceano Atlântico não seria o único responsável pelo surgimento do Padrão de Dipolo.

As pesquisas evidenciam forte interação entre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, a qual se manifesta através de teleconexões como mecanismo essencial na formação do padrão de dipolo. Marengo (1992), Molion (1993), Marengo e Hastenrath (1993) e Uvo (1998) observaram que, quando havia centros com anomalias negativas de TSM no Oceano Pacífico Leste Tropical e centros com anomalias positivas no Oceano Atlântico Sul, as chuvas eram abundantes no norte da Região Amazônica e no NEB, em razão do deslocamento e da permanência da ZCIT mais ao sul, intensificada pelo aumento da convecção no Atlântico Oeste Equatorial. Em anos em que as anomalias de TSM no Pacífico Leste eram positivas, verificava-se um decréscimo das chuvas caracterizando anos secos no norte da Amazônia e no oeste do NEB.

2.3 INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS SINÓTICOS E OS SCMs

Na relação entre escalas o essencial é conhecer como a grande escala reforça ou inibe as circulações de meso. Ou ainda, compreender como os mecanismos dinâmicos

dos MVCGs modulam a dinâmica dos sistemas sinóticos, que normalmente, são essenciais na geração dos mecanismos de formação, de intensificação e decaimento dos sistemas de mesoescala. Porém, há uma carência na literatura sobre a interação entre as fases do ENOS e do DTAT nos SCMs tropicais. Portanto, aqui se dá mais ênfase a influência dos sistemas sinóticos no desenvolvimento dos SCMs.

Cavalcanti (1982) investigou, com o acervo de cinco anos de imagens de satélite, a interação entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações de brisa marítima e vale-montanha para o norte-nordeste da América do Sul, concluindo que existe uma associação entre a convergência intertropical e o desenvolvimento da convecção associada à brisa marítima. A máxima frequência das brisas marítimas ocorre nos meses de inverno do Hemisfério Sul (HS) quando a ZCIT é mais intensa e organizada em sua posição norte. Quando há convergência do vento em grande parte do continente (na primavera e no verão), há uma frequência baixa da convecção associada à brisa marítima, sendo que na primavera, esta forma-se na costa, ao norte da linha do equador.

Gomes Filho *et al.* (1996) realizaram um estudo observacional da interação da orografia e das condições de grande escala favoráveis para formação e intensificação de um Aglomerado Convectivo em banda que se propagou sobre o Estado da Paraíba no dia 15 de março de 1994. Com a utilização de cálculos da velocidade de propagação do sistema e o campo de precipitação média associada à sua trajetória, os autores confirmaram a interação com o Planalto da Borborema com uma altitude de 600 m. Com as imagens de satélite, campos meteorológicos de grande escala e diagramas, concluíram que o sistema teve origem sobre o Oceano Atlântico induzido pela ZCIT, distante 150 km da costa paraibana e penetrou sobre o continente onde causou precipitação intensa e alcançou o Sertão, aproximadamente 500 km da costa.

Vitorino *et al.*, (1997) classificaram os SCMs durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) de 1993 e 1994 do norte do NEB, por meio de imagens do satélite Meteosat-4 e 5 no canal infravermelho. Definiram que o maior número de SCMs se desenvolve no início da tarde, provavelmente associado ao máximo da convecção diurna sobre a região da Serra da Ibiapaba, localizada a noroeste do Estado do Ceará.

Zolman e Zipser (1999) estenderam uma investigação para todo o globo tropical a partir de algoritmos estatísticos através de canais específicos de sensores de satélite para definir e processar os SCMs com o intuito de identificar a relação entre esses sistemas e os episódios de El Niño (de novembro de 1992 a outubro de 1993) e de La Niña (maio de 1995 a abril de 1996). Os autores analisaram as diferenças das características dos SCMs para cada episódio de El Niño e de La Niña e os meses restantes entre os anos de 1993 e de 1996. Sobre a América do Sul, incluindo o NEB, as amostras mais evidentes de mudança causada pela oscilação interanual são os diferentes números de SCMs nas regiões entre os anos. A segunda característica, quanto maior o tamanho dos SCMs significa uma área maior de chuva e mais intenso são os sistemas. As anomalias positivas de precipitação coincidiram proporcionalmente com o número, o tamanho e a intensidade dos SCMs mais durante o El Niño do que o episódio de La Niña.

Brabo *et al.* (2001) investigaram a estrutura termodinâmica do ciclo de vida de atuação de um intenso CCM tropical que se formou na costa leste do Nordeste entre as 00:00Z do dia 20 maio de 1999 e 06:00Z do dia 21 de maio 1999. Chuvas intensas acompanharam este sistema principalmente no dia 21 de maio de 1999 no litoral e proximidades dos Estados da Paraíba e de Pernambuco. Através das análises termodinâmicas mostraram, durante o período que antecedeu a formação do SCM, que intenso movimento ascendente de ar na sua região de formação acompanhado de um aumento de umidade, convergência de massa e incidência de forte circulação ciclônica na baixa troposfera se intensificou no horário de máxima atividade do SCM. Além disso, efeitos locais de instabilidade na camada limite planetária, junto à superfície do Oceano Atlântico Tropical, também foram importantes na intensificação do SCM. De maneira geral, concluíram que o disparo da atividade convectiva foi organizada pela instabilidade associada à presença de uma frente fria estacionária no centro-sul do Estado da Bahia e de uma onda curta que se deslocou de leste para oeste atingindo a costa leste do NEB, evoluindo para um ciclone fechado (em 700 hPa).

Herdies *et al.* (2002) mostraram que em dias com episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o escoamento e a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis (orientada NW-SE) são modulados pela convecção tropical

na área de atuação do sistema, inclusive o JBN é direcionado para a ZCAS. De modo geral, a relação do jato com a ZCAS é uma correlação negativa, isto é, o JBN sobre a Bacia do Prata é desintensificado nos dias em que a ZCAS está configurada. Por; sua vez, a desestabilização convectiva que auxilia na liberação de calor latente nos processos convectivos, favorável à formação dos CCMs é suprimida (Figura 03).

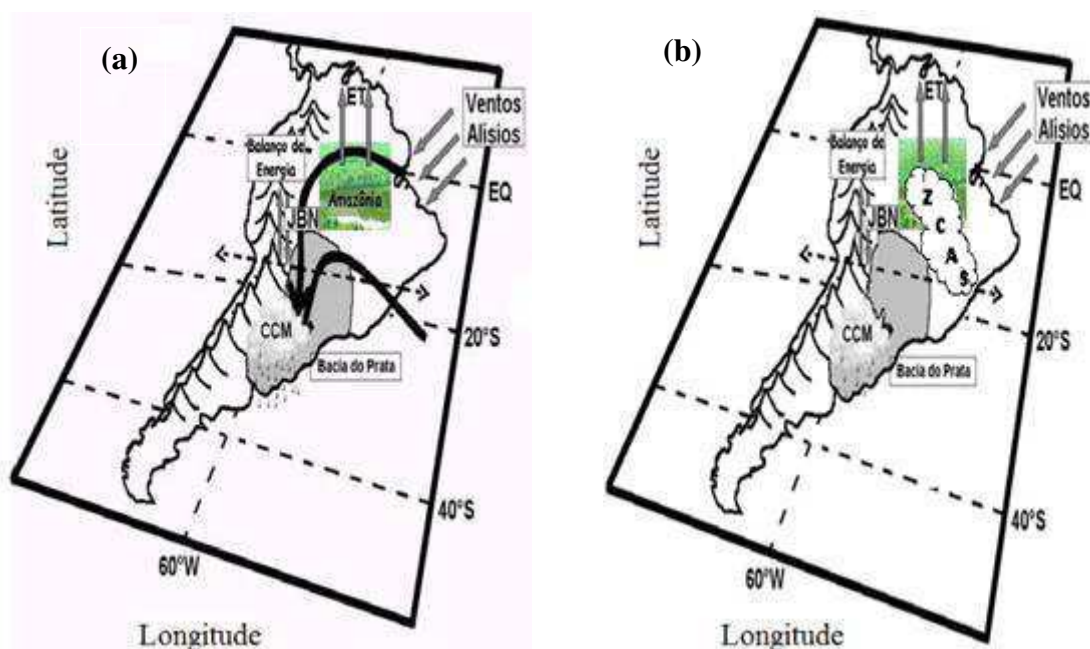


Figura 03 – Modelo conceitual adaptado para um período NZCAS (a) e com a ZCAS atuando (b). Fonte: Marengo *et al* (2004), citado por Santos (2006).

Rickenbach *et al* (2002) utilizaram dados de radar do Projeto TOGA da missão do *Tropical Rainfall Measuring Mission Large scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (TRMM-LBA)* para integrar a relação da ZCAS com os sistemas convectivos isolados ou individuais sobre a Região Amazônica. Os resultados revelaram que os sistemas convectivos de mesoescala foram, em média, maiores durante os episódios de ZCAS (com nível de confiança superior a 99%) do que períodos sem ZCAS (NZCAS). No entanto, quando o padrão de ZCAS estava configurado as células convectivas eram associadas a chuvas fracas e vice-versa, nos períodos de NZCAS. Uma discussão mais profunda foi abordada por Silva Dias (2006). Para este autor, em pequenos intervalos (interstício) de episódio de ZCAS, nas primeiras horas de sol, logo pela manhã, verifica-se desenvolvimento de cumulus. Alguns cumulus evoluem para

cumulus congestus, ainda pela manhã e eventualmente provocam pancadas de chuva leve, as chamadas chuvas de nuvem quente (nuvens com pouco aerossóis ou núcleo de condensação e pouca formação de gelo). Essas pancadas têm o efeito de estabilizar as baixas camadas momentaneamente e atrasar o processo de formação de nuvens profundas. Nas primeiras horas da tarde os cumulonimbus têm condições favoráveis para se desenvolver e, eventualmente, formam sistemas convectivos com uma propagação em geral de leste para oeste. Já durante a ZCAS os baixos níveis da atmosfera são caracterizados por convergência de umidade que favorece a formação de nuvens em grandes áreas por um tempo de duração maior que NZCAS. Portanto, o ciclo diurno é menos intenso, pois a nebulosidade diminui a amplitude térmica da superfície. Desta forma, o gatilho para convecção parte de temperaturas mais amenas diminuindo as correntes ascendentes e as nuvens apresentam menor desenvolvimento vertical e, por sua vez, com uma intensidade menor de chuva sobre o sudoeste da Amazônia.

Barbosa e Correia (2005) utilizaram imagens de um radar meteorológico banda-C e o monitoramento com alta resolução espacial e temporal para investigar a importância da energia potencial disponível (CAPE) e do cisalhamento vertical do vento na formação e na organização dos sistemas convectivos de mesoescala. Esses sistemas são responsáveis por altos índices pluviométricos e inundações no semiárido brasileiro, durante intensa atividade convectiva registrada, no mês de junho de 1985. Os resultados mostram que o ambiente sinótico foi determinante na evolução dos sistemas precipitantes observados. Convergência do fluxo de umidade nos baixos níveis e o enfraquecimento dos alísios de leste-sudeste favoreceram a ocorrência de convecção profunda na região. A passagem de um sistema frontal sobre o sul do nordeste também contribuiu para a formação dos sistemas convectivos intensos sobre a região semiárida do Brasil.

Silva *et al.* (2008) analisaram três dias (27 a 29) de março de 1985 com o propósito de conhecer o papel desempenhado por fatores locais e de grande escala no desenvolvimento dos sistemas convectivos linearmente organizados, através de ecos de um radar meteorológico banda-C, na região semiárida do NEB e de dados de reanálises dos *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)*. No ambiente de grande escala a área de cobertura do radar foi

influenciada por um cavado de ar superior austral, no dia 27, e por um vórtice ciclônico de altos níveis no dia 29. A convergência de umidade próxima à superfície favoreceu a atividade convectiva nos dias 27 e 29 enquanto a divergência de umidade próxima à superfície inibiu os processos convectivos no dia 28. Concluiu-se, no cenário de mesoescala, que o aquecimento diurno é fator fundamental para a formação de células convectivas somando-se, a isso, o papel determinante da orografia na localização dos sistemas. A convergência do fluxo de umidade em grande escala e o aquecimento radiativo, são fatores determinantes na evolução e no desenvolvimento dos ecos na área de estudo.

Salahuddin e Curti (2009) investigaram, dotados de um conjunto de dados de média de precipitação tropical proveniente da missão precipitação do TRMM durante os invernos boreais de 2001-02 e a 2006-07, a influência da TSM e a Oscilação Madden-Julian (OMJ) sobre a organização e a distribuição de força dos SCMs sobre a região do “Indo-Pacífico”. Os SCMs são predominantemente agrupados no continente marinho e a oeste do Pacífico quando as águas quentes sob os sistemas estão associadas ao processo de acoplamento da convecção na fase ativa da OMJ. A análise também indica que os SCMs são mais fortes quando acompanhados pelos ventos de oeste durante a propagação para leste da OMJ e os ventos de oeste têm sido associados ao início do El Niño sobre o Pacífico Equatorial.

Quadro (2012) realizou simulações com o modelo BRAMS para a compreensão do comportamento de episódios de uma categoria específica de sistemas da classe dos SCMs embebidos na ZCAS, o Vórtice Ciclônico de Mesoescala (VCM). Concluiu que o VCM é gerado dentro de um ambiente estratiforme na região da ZCAS, que se retroalimenta da umidade e acelera os ventos na vertical provocando intensa precipitação.

A mesoescala é suprida pelo suporte energético proveniente da grande escala. A Figura 04 demonstra, de forma esquematizada e sintética, o ciclo de interação entre as escalas sinótica e a mesoescala. Independente da grande escala atuante na formação de um SCM constata-se que a evolução dos sistemas de mesoescala está frequentemente associada à escala convectiva. Por sua vez, a formação da convecção profunda depende

da ação conjunta de vários fatores ambientais e termodinâmicos, tais como aquecimento radiativo, relevo acidentado, alto teor de umidade, instabilidade atmosférica e convergência em baixos níveis. Evidentemente, isto é controlado pela grande escala que se realimenta pela mesoescala através da condensação, nuvens, chuva e evaporação (SILVA DIAS, 1987). No entanto, é razoável afirmar que, quando configurados os MVCG o padrão da circulação geral da atmosfera é modulado pelos complexos mecanismos dinâmicos que envolvem a manutenção de formação do ENOS e do DTAT.

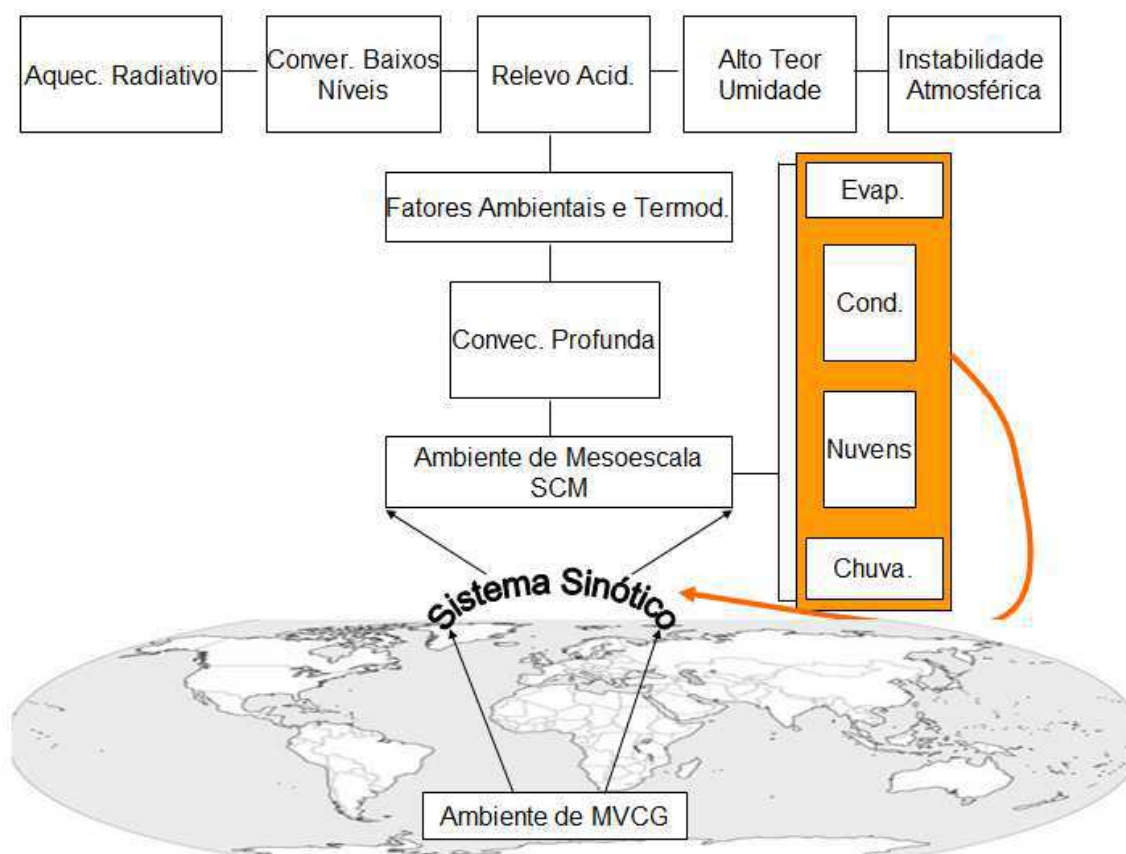


Figura 04 - Diagrama esquemático do ciclo de interação entre a escala sinótica e a escala convectiva associada à mesoescala.

2.4 IMPACTO DE DADOS DE TSM DE ALTA RESOLUÇÃO NA PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO – PNT

A proposta principal deste trabalho é investigar as prováveis interações entre os MVCGs e os SCMs alterando a componente oceânica representada pela TSM climatológica do pacote de inicialização do modelo BRAMS. Pesquisas recentes

mostram a eficiência em tratar a TSM como condições de contorno no BRAMS para investigar os processos de interação oceano-atmosfera e conhecer sua influência sobre a circulação atmosférica e, principalmente, as melhorias para previsão numérica de tempo.

Chelton (2005) simulou o impacto da TSM de alta resolução sobre os campos de ventos em baixos níveis do modelo de PNT do *European Center of Medium Range Weather Forecast (ECMWF)* no Pacífico Tropical Leste, a partir de dois bancos de dados que utilizam informações de sensores satélites IV e informações in situ: o banco de dados *Real Time Global Sea Surface Temperature High Resolution (RTG -SST-HR)*, com 0,5° de resolução espacial e média diária de TSM e o banco de dados *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2 (OISSTv2)* com resolução espacial de 1°. Constatou não apenas as melhorias para as PNTs, mas apontou erros no próprio modelo, que podem ser atribuídos à deficiência das parametrizações de processos da camada de fronteira ou à resolução horizontal e vertical, insuficientes no modelo.

Chelton e Wentz (2005) utilizaram uma base de dados de TSM com maior resolução e precisão, emitida por radiação termal na faixa das microondas captada por sensor *Advance Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E)* instalado a bordo dos satélites TERRA e AQUA, inserido no programa *Earth Observation System (EOS)* da *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*. As melhorias nas PNTs são ainda maiores que as encontradas por Chelton (2005) e os gradientes de TSM associados aos sistemas sinóticos sobre os oceanos são melhores representados.

Lacasse *et al.* (2008) investigaram o impacto de duas simulações paralelas forçadas pelo RTG-SST e pelo conjunto de dados de TSM do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer SST (MODIS)* em previsões de curto prazo, em uma região da Flórida, e ratificaram que o uso da TSM de alta resolução na PNT é altamente significativa nos índices de acerto dos modelos numéricos.

Matos (2009) comparou bases de dados de TSM de alta resolução espacial (RTG-SST-HR e OSTIA) e analisou a sensibilidade de um modelo de PNT à inserção

desses dados em áreas dinâmicas do Oceano Atlântico Sul, como a região de ressurgência em Cabo Frio ou a frente interna da Corrente do Brasil. Os resultados indicaram que a base de dados OSSTIA representou mais fielmente os principais fenômenos oceanográficos presentes na costa sudeste-sul brasileira. Como condição de contorno afetou a sensibilidade do modelo resultando em previsões mais acuradas para determinadas regiões de estudo.

Nóbile Tomaziello (2010) dedicou-se a estudar a precipitação associada a dois episódios de ZCAS de 1998 e 1999 (oceânica, costeira e amazônica), por intermédio de configurações de TSM, do ponto de vista de modelagem numérica - BRAMS, no Pacífico leste e central anormalmente quente (El Niño) e anormalmente fria (La Niña). O melhor desempenho avaliado por índices estatísticos, do modelo BRAMS, ocorreu com integrações de TSMs com resolução espacial e temporal menos e mais refinada, respectivamente, somente para o caso de 1998.

Seba (2011) investigou o impacto da TSM de alta resolução como condição de contorno em simulações de PNT na região de confluência Brasil-Malvinas, formada pela frente térmica estabelecida pelo encontro entre as águas quentes e salinas transportadas pela Corrente do Brasil e frias e menos salinas transportadas pela Corrente das Malvinas (CM). Os resultados indicaram melhor desempenho do modelo BRAMS com alto índice de acerto na previsibilidade dos campos meteorológicos analisados quando utilizado TSM com resolução espacial de grade de 3 km.

2.5 BRAMS

Apesar dos esforços para aumentar a rede de plataformas de coleta de dados em muitas localidades do NEB, ainda não é adequada a resolução espacial e temporal suficientes para análises meteorológicas a nível regional. A utilização de modelos numéricos vem suprir esta carência permitindo estudar, com detalhes, os aspectos de mesoescala da região e possíveis interações entre escala.

A execução de experimentos permite avaliar a resposta da atmosfera em mesoescala ao conjunto de fatores que causam alterações no tempo e no clima

isoladamente, tal como a influência ocasionada pela interação entre escala. Sumariamente, mostram-se as principais características do BRAMS, descritas em seguida.

O *Brazilian Developments or The Regional Atmospheric Modeling System* - BRAMS foi idealizado a partir do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS, WALKO *et al.*, 2000), em cooperação entre a Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), o Instituto de Matemática e Estatística (IME/USP), o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) e o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). Com novas funcionalidades e parametrizações especializadas para regiões tropicais e sub-tropicais, o BRAMS herdou, do RAMS, a mesma base das equações da dinâmica atmosférica amparadas pelas parametrizações de difusão turbulenta, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida e gelo, radiação de onda curta e longa, calor sensível e latente, camadas de gelo, os efeitos cinemáticos do relevo ou terreno e convecção cumulus. O BRAMS sintetizou o código numérico e o tornou mais versátil, cuja estrutura permite simulações com diferentes graus de complexidade computacionalmente dispondo de outras opções de parametrização da convecção profunda e ainda parametrização para convecção rasa (SOUZA, 2000).

2.5.1 BASE DAS EQUAÇÕES

O modelo é integrado a partir de um conjunto de equações matemáticas diagnósticas e prognósticas que representam as leis da física como a conservação de massa, conservação de movimento, conservação de calor, conservação da água e conservação dos gases, que explicam a dinâmica da atmosfera e as interações com a superfície (PIELKE, 2002).

O conjunto de equações prognósticas e diagnósticas que formam um sistema sem solução analítica, pode ser solucionado numericamente conhecendo-se as condições iniciais e de contorno.

2.5.2 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

As condições iniciais são dados oriundos de um MCGA com grade maior que a do BRAMS que possuam as variáveis vento zonal e meridional, geopotencial, temperatura e umidade relativa em vários níveis na vertical (pressão), com saída preferencialmente de 6 em 6 horas. Modelos assim têm disponíveis o T213L42 e o T299L64 (CPTEC) entre outros e ainda as reanálises do NCEP e do ECMWF. As condições de contorno podem ser a lateral e a vertical, em que a lateral se refere à interação para especificar a magnitude das variáveis nos vértices horizontais do domínio do modelo. A vertical especifica a relação usada para definir a magnitude das variáveis no topo e na base do modelo (www.cptec.inpe.br).

2.5.3 DADOS DE ENTRADA

Para a execução do modelo são necessários os seguintes dados de entrada:

Solo ou textura do solo, disponibilizado diariamente pelo CPTEC/INPE como o mapa global da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO).

Umidade de solo

Topografia → Resolução de 10 km ou de 1km

Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).

TSM que podem ser as climatológicas ou as semanais, usualmente utilizadas como condição de contorno para o BRAMS; é a procedente do banco de dados Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2 (OISSTv2) com resolução espacial de 1° (REYNOLDS *et al.*, 2002).

2.5.4 TÉCNICA DE ANINHAMENTO

O modelo é versátil em alguns aspectos de operacionalização e execução. É equipado com um esquema de aninhamento múltiplo que permite que as equações do modelo sejam solucionadas simultaneamente, em qualquer número de grades computacionais com resoluções espaciais diferentes, que interagem entre si. Também possui um complexo conjunto de módulos para simular processos, como: transferência radiativa, troca de água, calor e momento entre a superfície e a atmosfera, transporte turbulento na camada limite planetária e microfísica das nuvens (www.cptec.inpe.br).

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

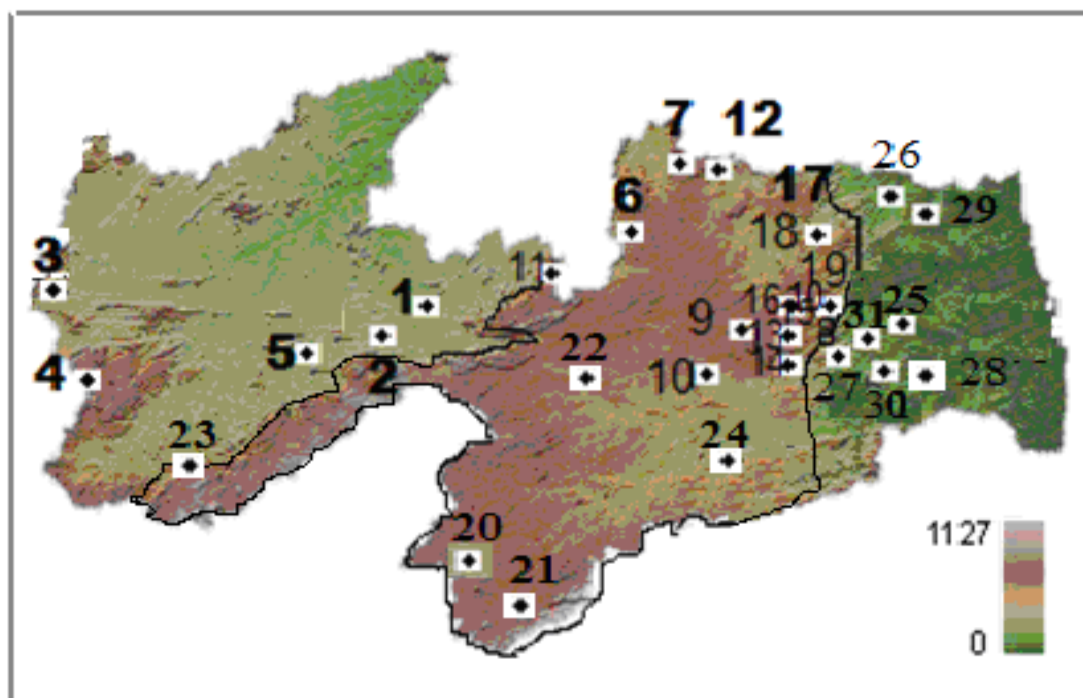
A metodologia foi dividida em duas etapas principais; na primeira foi realizado um estudo observacional, através do qual se investigou a oscilação interanual da precipitação associada aos Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre o Estado da Paraíba. Na segunda etapa se iniciam os experimentos numéricos a fim de conhecer o impacto dos MVCG sobre a intensificação ou decaimento dos CCMTs.

3.1 ESTUDO OBSERVACIONAL

Neste item é ressaltado o tratamento dos dados de precipitação diária e mensal visando obter a variabilidade interanual da precipitação associada aos SCMs; inicialmente se mostra a região de estudo.

3.1.1 ÁREA DE ESTUDO

A Paraíba é um dos Estados do NEB localizado na porção tropical da América do Sul entre 34°45'W e 38°45'W de longitude e 6°02'S e 8°19'S de latitude cujo o relevo é mais proeminente. A extensão territorial é de 56372 km² e possui índices pluviométricos que variam em torno de 400 mm/ano no interior do Estado a 1600 mm/ano na região litorânea (MOLION e BERNARDO, 2002). Este planalto é marcado por uma grande variedade de cristas e vales. O topo mais baixo é observado na baixada litorânea, com um desnível de 300 m, o que lhe confere altitude máxima de mais de 600 m. Por outro lado, se eleva aproximadamente no centro-sul do planalto, o maciço dômico de Garanhuns, que supera a altitude de 1.000 m. Na Figura 05, além de mostrar o Estado da Paraíba verifica-se, também, a distribuição espacial dos 32 postos estudados cujas coordenadas (latitude, longitude e altura) e identificação são relacionadas na Tabela 01.



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO PLANALTO DA BORBOREMA

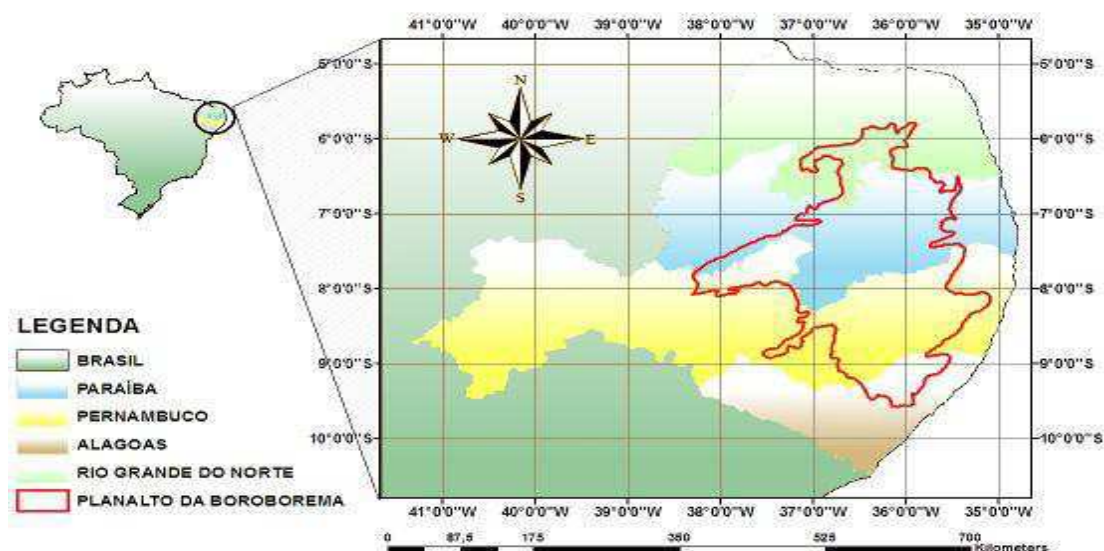


Figura 05 - Localização da área de estudo, em relação ao Brasil. As linhas contínuas em vermelho sobre os Estados representam a área de abrangência do Planalto da Borborema. Os números sobre o Estado da Paraíba indicam os postos pluviométricos, relacionados na Tabela 01.

Tabela 01 – Lista dos Postos Pluviométricos Selecionados.

POSTO	LON	LAT	ALTITUDE (m)	IDENTIFICAÇÃO	SETORES DE BORBOREMA
Patos	-37.2	-7	250	1	OESTE
Santa Terezinha	-37.3	-7.1	380	2	
Cajazeiras	-38.3	-6.5	291	3	
B. Santa Fé	-38.3	-7.2	575	4	
Piancó	-37.5	-7.1	269	5	
Pedra Lavrada	-36.3	-6.5	525	6	SOBRE
Picui	-36.2	-6.3	450	7	
Pilões	-35.4	-6.5	343	8	
Pocinhos	-36.4	-7.4	634	9	
Puxinanã	-36	-7.2	650	10	
Santa Luzia	-36.5	-6.5	290	11	
Cuité	-36.1	-6.3	650	12	
Campina Grande	-35.5	-7.1	508	13	
Fagundes	-35.5	-7.2	520	14	
Alagoa Grande	-35.4	-7	180	15	
Alagoa Nova	-35.5	-7	500	16	
Araruna	-35.4	-6.3	580	17	
Serraria	-35.4	-6.5	360	18	
Bananeiras	-35.4	-6.5	552	19	
Monteiro	-37.1	-7.1	599	20	
São João do Tigre	-36.5	-8	573	21	
Soledade	-36.2	-7	521	22	
Princesa Isabel	-37.6	-7.4	683	23	
Boqueirão	-36.1	-8.2	355	24	
Araçagi	-35.2	-6.5	170	25	LESTE
Caiçara	-35.3	-6.4	185	26	
Ingá	-35.4	-7.2	144	27	
Itabaiana	-35.2	-7.2	45	28	
Mamanguape	-35.1	-6.5	54	29	
Mogeiro	-35.5	-7.3	110	30	
Mulungu	-35.3	-7	100	31	

Apesar da distribuição de precipitação ser irregular sobre o Estado da Paraíba, sobretudo a oeste e a leste do Planalto da Borborema (MOLION e BERNARDO, 2002), adotou-se Fevereiro, Março, Abril e Maio (FMAM) como os meses de estudo por ser o período mais chuvoso e de maior incidência dos SCMs no Estado (VITORINO *et al.*, 1997).

Utilizaram-se dados diários e mensais de precipitação dos postos pluviométricos localizados na área em estudo (Figura 05) para o período de 1957 a 1998, provenientes da rede de monitoramento da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba – AESA. A dificuldade de disponibilidade de registros de dados com longos períodos tem sido uma problemática para formar um acervo com o maior número de

postos pluviométricos possíveis. Assim, os dados de precipitação foram submetidos, de início a uma triagem, mediante uma verificação visual das listagens dos dados para se eliminar aqueles com erros grosseiros. Desta forma, foram selecionados os postos pluviométricos que não apresentaram erros de observações, omissões etc. Deste modo, foi possível a elaboração dos conjuntos de dados de precipitação usados na metodologia a seguir.

Para contabilizar os SCMs optou-se por um método objetivo com os dados dos postos pluviométricos para o período mais chuvoso do Estado da Paraíba, FMAM. Segundo Marengo *et al.* (2000) a grande escala modula a estação chuvosa de uma região, normalmente a data de início (de fim) da estação chuvosa pode ser definida por pântadas na qual o valor de precipitação está acima (abaixo) de certos valores limiares que não ultrapassam 15 mm na média de 5 dias. Maddox (1987) sugere que valores com limiar acima de 15 mm persistentes por dois dias ou mais em regiões próximas a montanhas, têm 90% de chance de ser atribuídos à mesoescala. Os SCMs contribuem com mais de 70 % das chuvas nos trópicos (ZOLMAN e ZIPSER, 1999). Portanto, ancorado nas afirmações desses autores, definiu-se um estudo, aqui adotado, dos centros de precipitação com valores a partir de 15 mm/dia realizados da seguinte forma:

- Valores observados de precipitação (P) iguais ou acima de 15 mm por 2 dias (D) seguidos, calcula-se a média e defini-se como um centro de precipitação (CP) com persistência de 2 dias, como mostra a equação:

$$CP = \frac{\sum P}{D} \quad (01)$$

- Valores observados de precipitação iguais ou acima de 15 mm por 3 dias seguidos são dados como um CP, com valor médio dos 3 dias, com persistência de 3 dias e assim seguidamente.

A persistência neste estudo determina o tempo em que a mesoescala pode estar atuando e um possível sistema precipitante de mesoescala, principalmente os da escala meso- α e meso- β , sem propriamente definir qual o SCM, está formado naquele

momento. Além disto, não se está afirmando que os SCMs perduram, por dois dias ou mais e, sim, que dentro daquele período de dois dias ou mais há uma chance de até 90% de a mesoescala estar presente. Neste método procura-se apenas identificar, estatisticamente, a mesoescala. Naturalmente, este procedimento foi realizado para os meses FMAM para cada posto pluviométrico dividido em três setores: oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema, como mostra a Tabela 01. No entanto, a rede de dados não é uniforme (muitos dados faltosos). Portanto, foi obtida a média dos CPs de cada setor do Planalto da Borborema sobre o Estado da Paraíba. Em seguida identificou-se o posto pluviométrico que mais se aproximou da média dos CPs para cada setor do Planalto e se obteve, então, o posto representativo dos setores oeste, leste e sobre o Planalto da Borborema.

Assim, é possível “filtrar” a grande escala nos campos de precipitação e relacionar os CPs, de 70 a 90%, aos sistemas de mesoescala. Posteriormente, faz-se uma análise se os CPs são mais intensos e persistentes a oeste, sobre e a leste do Planalto da Borborema, possibilitando uma discussão observacional da influência da orografia na intensidade dos SCMs.

3.1.2 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA ASSOCIADA AOS SCMs.

A oscilação interanual da precipitação associada aos SCMs foi realizada da seguinte forma:

- Computam-se a quantidade, a persistência e a intensidade dos CPs para cada ano de DTAT, de El Niño e de La Nina, classificados pelo grau de intensidade fraco, moderado e forte. Em seguida são comparados com anos normais (ou ausência de MVCG – NMVCG). A Figura 06 mostra as regiões do Pacífico e Atlântico onde ocorrem episódios de El Niño, La Niña e DTAT. A Tabela 02 indica os anos de ocorrência dos MVCG.

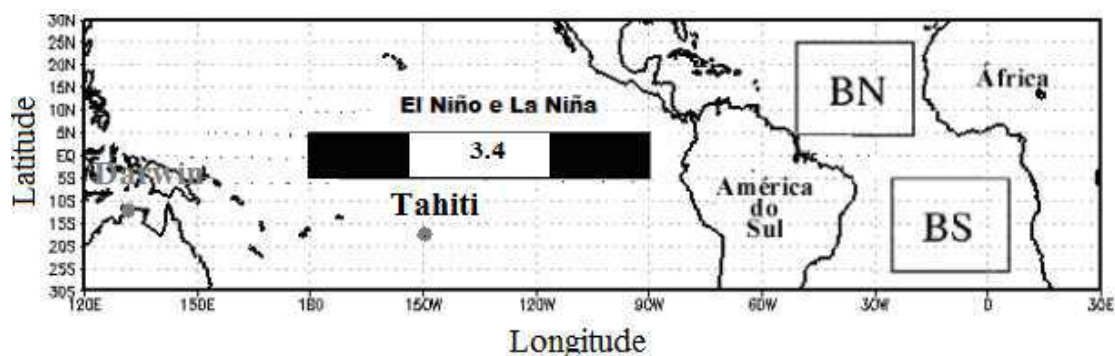


Figura 06 – Regiões dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical das anomalias de TSM referente ao El Niño, o La Niña, índice Niño 3.4 e o DTAT. Fonte: Adaptado de IRI, 2013.

Tabela 02 – Lista dos Anos Seleccionados em que Foram Observados os Fenômenos EN, LN e as Duas Fases do DTAT. Classificação: *evento fraco, ** evento moderado e *** evento forte. Fonte: Anos de El Niño e La Niña extraídos de Trenberth (1997) e CPC/NOAA (2013). Anos de dipolo de TSM extraídos de Nobre e Shukla (1996).

<i>Fenômenos</i>	<i>EL NIÑO</i>	<i>LA NIÑA</i>	<i>DTAT POSITIVO</i>	<i>DTAT NEGATIVO</i>
	1957-58*	1964-65**	1958	1971
	1963-64*	1970-71**	1966	1972
	1965-66**	1971-72**	1970	1973
	1968-69**	1973-74***	1978	1974
	1969-70**	1974-75***	1979	1975
	1972-73***	1975-76***	1980	1977
Anos	1976-77*	1984-85*	1981	1985
Observados	1977-78*	1988-89***	1983	1986
	1982-83***	1995-96*		1989
	1986-87**			1994
	1987-88**			
	1990-91*			
	1991-92*			
	1994-1995**			
	1997-98***			

3.2 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Esta etapa foi dividida em três subetapas, em que na primeira se executa a simulação controle de um ambiente de mesoescala que é validado com a captação do desenvolvimento de um aglomerado convectivo em banda ou um CCMT que atuou sobre o Estado da Paraíba. Na segunda foram realizados quatro experimentos para simular uma atmosfera com os episódios de El Niño, La Niña e as fases de Dipolo de TSM do Atlântico Tropical. Por último, se obteve a interação entre as escalas, através de quatro experimentos, simulando o comportamento do SCM em um ambiente com episódios de MVCG.

Primeiro são descritos o ajuste e as principais características do modelo para realizar os experimentos do ambiente de mesoescala (cenário) e de interação entre escala. Posteriormente, são mostradas as particularidades para cada experimento.

3.2.1 MODELO

O modelo de previsão de tempo regional utilizado para este trabalho foi o BRAMS, utilizado amplamente para caracterização de sistemas de mesoescala. A escolha deste modelo foi motivada pelo manuseio mais amigável com vista à realização de experimento e por ser amplamente utilizado para estudo na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG). A versão empregada a 5.0, em que o código é similar à versão operacional do Centro de Previsão e Estudos Climáticos (CPTEC) no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) possibilita configurar, com maior refinamento, a técnica de aninhamento de grades que consiste em montar uma grade detalhada de maior resolução a partir de uma grade de menor resolução. Isto permite modelar com maior detalhe o ambiente atmosférico que permeia ou condiciona os SCMs.

As simulações foram executadas em paralelo, utilizando-se um PC - INTEL (R) CORE (TM) 2 Q9400 de 2,66 GHz com Sistema Operacional LINUX – Debian, instalado nas dependências da UACA - UFCG, composto de quatro processadores, unidade de armazenamento de 1 TB. Utilizou-se, ainda, um notebook Microboard – processador Intel Core com 7 núcleos estendidos até 8 processadores, com 1 TB de HD

e 8 GB de RAM. As simulações experimentais foram inicializadas com condições de contorno lateral e iniciais provenientes das reanálises do ECMWF.

3.2.1.1 Dados de Entrada – Reanálises

Um sistema de reanálises consiste da combinação de um modelo de previsão e um sistema de assimilação de dados. Normalmente, as observações possuem distribuição irregular no espaço e no tempo e a assimilação combina essas informações disponíveis com o modelo de previsão para gerar uma nova análise. As reanálises utilizadas se compõem do conjunto *ERA-Interim* (SIMMONS *et al.*, 2007) do tipo *full resolution* de 0,75° de Latitude/Longitude e com saída de 6 em 6 horas obtidas no sítio do ECMWF <http://data-portal.ecmwf.int/>,

Ainda para a execução do modelo somente foi ajustado com a base de dados de entrada:

Solo ou textura do solo é disponibilizado diariamente pelo CPTEC/INPE como o mapa global da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO).

Umidade de solo

Topografia → Resolução de 1km

Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).

A TSM foi obtida diretamente de um valor médio das temperaturas observadas na semana anterior a cada dia.

3.2.1.2 Parametrizações

Os fenômenos físicos que influenciam as variáveis atmosféricas em uma escala muito pequena para serem resolvidas pelo modelo, necessitam ser parametrizados.

Citam-se as principais parametrizações dos fenômenos físicos realizados para o objetivo desses estudos.

- *Turbulência*

A turbulência se manifesta na atmosfera através do movimento caótico, de forma irregular, em flutuações aleatórias no campo da velocidade e da temperatura. Tais turbilhões causam, às parcelas de ar que estão próximas, desvios isolados e, se misturam propriedades, tais como *momentum* e temperatura potencial através da camada limite (HOLTON, 1992).

A parametrização da turbulência no BRAMS é obtida pela teoria da turbulência em que os termos das variáveis prognósticas que não podem ser resolvidos explicitamente (efeito de sub-grade) são avaliados como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente vertical da quantidade transportada. Neste sentido utilizaram as parametrizações de Smagorinsky (19963) e Mellor e Yamada (1982) para os coeficientes de difusão horizontal e de difusão turbulenta na vertical, respectivamente.

- *Microfísica de Nuvens*

A microfísica de nuvens é aplicada aos processos microfísicos, tais como, colisão, sedimentação, nucleação, coalescência e conversão, a qualquer transformação dos hidrometeoros como neve, granizo, cristais de gelo, vapor d'água e gota de nuvem.

A parametrização de microfísica de nuvens executa o desenvolvimento dos processos microfísicos no tempo. Os mecanismos de interação no tempo entre as categorias de hidrometeoros e a permanente troca de vapor e calor com a fase gasosa são essencialmente descritos como processo evolutivo (WALKO *et al.*, 2000).

- *Convecção*

O modelo simula os efeitos na atmosfera, da condensação do vapor d'água e dos intercâmbios produzidos pelas fortes correntes verticais convectivas. Em grande escala,

principalmente em latitudes médias, os termos de convecção são muito significantes nas equações que descrevem os movimentos da atmosfera.

Neste sentido, o esquema de parametrização Grell (1993) que é baseado no equilíbrio da atmosfera na qual a convecção atua para eliminar a instabilidade convectiva gerada na grande escala. O modelo se estabiliza e não mostra problema no momento das integrações, modelando o ambiente de mesoescala o qual veio ser a simulação controle ou cenário numérico.

- Radiação

O BRAMS possui duas opções de parametrização de radiação para ondas longas e curtas que possuem vantagens e desvantagens. Os esquemas de Mahrer e Pielke (1997), para onda longa e curta, são mais simples e eficientes, no entanto, não levam em conta os efeitos das nuvens e, portanto, têm um menor tempo computacional. Os processos de Chen e Cotton (1983) utilizados nas simulações englobam o efeito das nuvens e, portanto possuem custo computacional mais alto.

- Solo/Vegetação

A parametrização solo/vegetação é resolvida pelo *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model (LEAF)*. Este modelo hidrológico é acoplado ao BRAMS para possibilitar a análise da interação atmosfera-vegetação-solo (lagos e oceanos) (WALKO e TREMBACK, 2001).

3.2.1.3 Aninhamento de Grade

As simulações foram dimensionadas com duas grades aninhadas (Figura 07) com resolução espacial de 5 km (centrada em 7,5°S,37°W e com 90 pontos em y e 120 pontos em x) e 2 km (centrada em 7,0°S,37°W e com 150 pontos em y e 250 pontos em x), grades 1 e 2, respectivamente. A grade vertical é constituída por 42 níveis; no entanto, para efeito de apresentação foram mostrados 14 níveis (1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 500, 400, 300, 200 e 100 hPa). Altura da primeira camada 18

m, fator 1,2 até 1000 m, a partir de 1000 m valor constante. O posicionamento das grades foi criteriosamente escolhido pela característica do terreno, em que se encontra o Planalto da Borborema. O modelo foi integrado a partir das 12 UTC para 96 horas com saída de uma em uma hora.

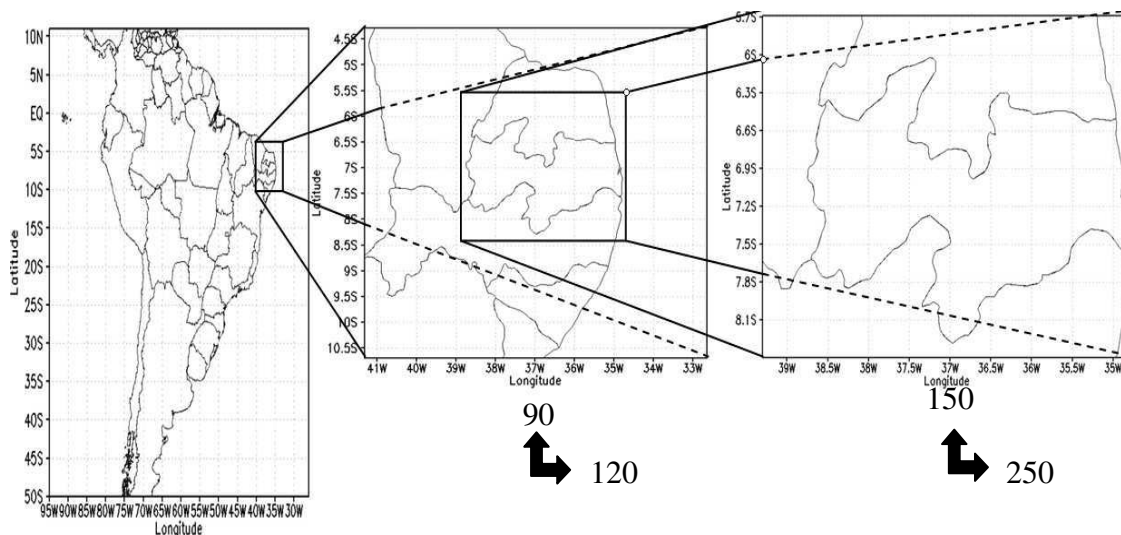


Figura 07 - Aninhamento de duas grades de domínio 1 e domínio 2 em relação a América do Sul, onde são mostrados os pontos em x e y.

3.2.2 SIMULAÇÃO DO AMBIENTE DE MESOESCALA

Para reproduzir numericamente o ambiente de mesoescala propício à gênese e ao desenvolvimento de um SCM, obtiveram-se os principais cuidados:

- Como o ambiente de mesoescala foi relacionado aos MVCG, optou-se por modelar este ambiente com TSM semanal e “livre” de anomalia, ou seja, um ano de NMVCG.
- O teste para comprovar ou avaliar a habilidade do modelo em captar o sistema, foi realizado em um aglomerado convectivo em banda ou genericamente conhecido como CCM tropical, que ocorreu em um ano no qual não houve episódio de DTAT, La Niña e pelo menos NINO 3.4. Evitando, assim, prováveis influências da dinâmica oceânica e atmosférica que permeiam os modos de variabilidade climática global no ambiente de mesoescala.

O sistema ocorreu no dia 01 de abril de 1993, um ano sem a configuração de MVCG, segundo os atuais e remanescentes índices da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) divulgados em CPC/NOAA (2013) e em Smith et al. (2008) mostrados na Tabela 03.

Tabela 03 – Índice de El Niño (Oceanic Niño Index - ONI) da região do Niño 3.4, em que os números em vermelho representam ocorrência de El Niño, de outra forma, normalidade. Fonte: NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM
1992	1.6	1.5	1.4	1.2
1993	0,2	0.3	0.5	0,6

O SCM se enquadra na escala meso- β , que perdurou durante 4 horas sobre o Estado da Paraíba intensificando-se e ocasionando registros elevados de chuva durante sua incursão sobre o centro-oeste e oeste do Estado. Por suas características termodinâmicas e dinâmicas, habitualmente verificadas nesta classe de sistema, independente de sua causa e por ter se desenvolvido em um ano no qual não houve episódio de MVCG, este sistema nos direcionou a confiabilidade para a elaboração e avaliação deste experimento. O experimento foi executado a partir da inicialização do modelo com condições iniciais e de contorno provenientes do conjunto das reanálises as 12 Z do dia 30 de março até as 12 Z do dia 02 de abril de 1993 de hora em hora. Desta forma, o modelo se estabiliza incrementando melhor sua física.

As variáveis provenientes das integrações do modelo utilizadas para caracterizar a dinâmica e a termodinâmica do sistema são apresentadas na Tabela 04:

Tabela 04 – Variáveis do Modelo Seleccionadas para a Caracterização do Ambiente de Mesoescala

VARIÁVEIS	Níveis (hPa)
Temperatura	1000
Temperatura Potencial, Temperatura Potencial Equivalente e Temperatura Potencial Equivalente de Saturação	Todos
Razão de Mistura	Todos
Umidade Relativa	Todos
Precipitação (convectiva e acumulada 24h)	Todos
u, v e w	Todos
CAPE	

3.2.2.1 Característica Termodinâmica e Estabilidade Atmosférica

Para diagnosticar o comportamento termodinâmico visando à instabilidade do ar, foram utilizadas as equações propostas por Bolton (1980).

a) Temperatura Potencial (θ): é a temperatura que uma parcela de ar teria, se fosse levada adiabaticamente seca, até o nível de 1000 hPa.

$$\theta = Tk(1000 / p)^{0,2854} (1 - 0,28 \times 10^{-3} r) \quad (02)$$

Sendo Tk a temperatura do ar em termos absolutos ($^{\circ}\text{K}$) dado por:

$$Tk = t + 273,16 \quad (03)$$

Em que t é a temperatura, em $^{\circ}\text{C}$, do ar.

b) Temperatura Potencial Equivalente (θ_e): é a temperatura que uma parcela de ar teria se toda umidade fosse condensada por um processo pseudoadiabático e posteriormente levada adiabaticamente seca, até o nível de 1000 hPa.

$$\theta_e = \exp[(3.376 / T1 - 0.00254)(r(1 + 0.81 \times 10^{-3} r))] \quad (04)$$

Em que:

Tl é a temperatura do NCL, dada por:

$$Tl = \frac{2840}{3,5 \ln(Tk) - \ln(e) - 4,805} + 55 \quad (05)$$

Sendo o NCL (Nível de Convecção por Levantamento) definido como a altura na qual uma parcela de ar se torna saturada quando elevada adiabaticamente e a partir deste momento, pode ocorrer a formação de nuvens.

$$NCL = 1000 (Tl / \theta)^{1/0,286} \quad (06)$$

r é a razão de mistura entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco; é também uma medida da quantidade de vapor d'água que uma parcela de ar contém.

$$r = \frac{0,622 e}{(p - e)} \quad (07)$$

Sendo e a pressão de vapor em hPa.

$$e = \frac{URxes}{100} \quad (08)$$

Sendo es a pressão de vapor em hPa.

$$es = 6,11 \times 10^{(7,5t/(t+237,3))} \quad (09)$$

c) Temperatura Potencial Equivalente Saturada (θ_{es}): assume que a parcela no nível em que se encontra, já esta saturada, sendo apenas necessário levá-la adiabaticamente seco até o nível de 1000 hPa.

$$\theta_{es} = \theta \exp(2,64rs / Tk) \quad (10)$$

Sendo r_s a razão de mistura saturada.

$$r_s = \frac{0,622 es}{(p - es)} \quad (11)$$

Ressalta-se que a temperatura potencial equivalente saturada não é integrada pelo modelo. Sendo necessária a obtenção desta variável conservativa pela realização de cálculos das variáveis do modelo.

Ainda para avaliar a estabilidade atmosférica associada ao SCM, a Energia Potencial Disponível na Atmosfera (CAPE) é um parâmetro habitualmente utilizado para este fim. O CAPE é uma medida da energia de flutuação que indica o grau de instabilidade termodinâmica da atmosfera. O parâmetro pode ser obtido pelas variáveis calculadas pelo modelo, mas que se baseiam na proposta de Zawadzki e Ro (1978):

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta - T_v}{T_v} \right) dZ \quad (12)$$

Em que,

g é a aceleração da gravidade,

θ é a temperatura potencial de uma parcela de ar que sobe adiabaticamente saturada a partir do nível de condensação por levantamento (NCL) até o nível de equilíbrio (NE),

T_v é a temperatura virtual do ambiente.

3.2.3 Metodologia de Avaliação da Precipitação

O Ambiente de mesoescala numérico foi avaliado com a captação do CCMT, cujo conjunto constituiu o cenário numérico. Contudo, a precipitação é uma das variáveis mais utilizadas na previsão de tempo já que possui diversas aplicações na

sociedade e tecnicamente conclui a relação física e dinâmica de outras variáveis como PTU (pressão, temperatura e umidade) e as componentes do vento, entre outras. Além disto, os SCMs exercem papel fundamental no regime de chuva do NEB. Sendo assim, a necessidade de se avaliar a precipitação pode ser satisfeita através da comparação da precipitação do modelo com os dados observados. Naturalmente, o volume de precipitação de uma nuvem não é uniforme, os que compõem um sistema precipitante menos ainda o que traz, ao ambiente de mesoescala, um desafio maior ainda em se modelar com mais precisão. Desta forma, para melhor avaliar a precipitação associado ao CCMT se optou por especializar em três pontos sobre a área de atuação do sistema, como mostra a Figura 08. Os valores de precipitação acumulada em 24 horas do modelo foram obtidos sobre o ponto de grade e comparado com os dados observados de precipitação diária.

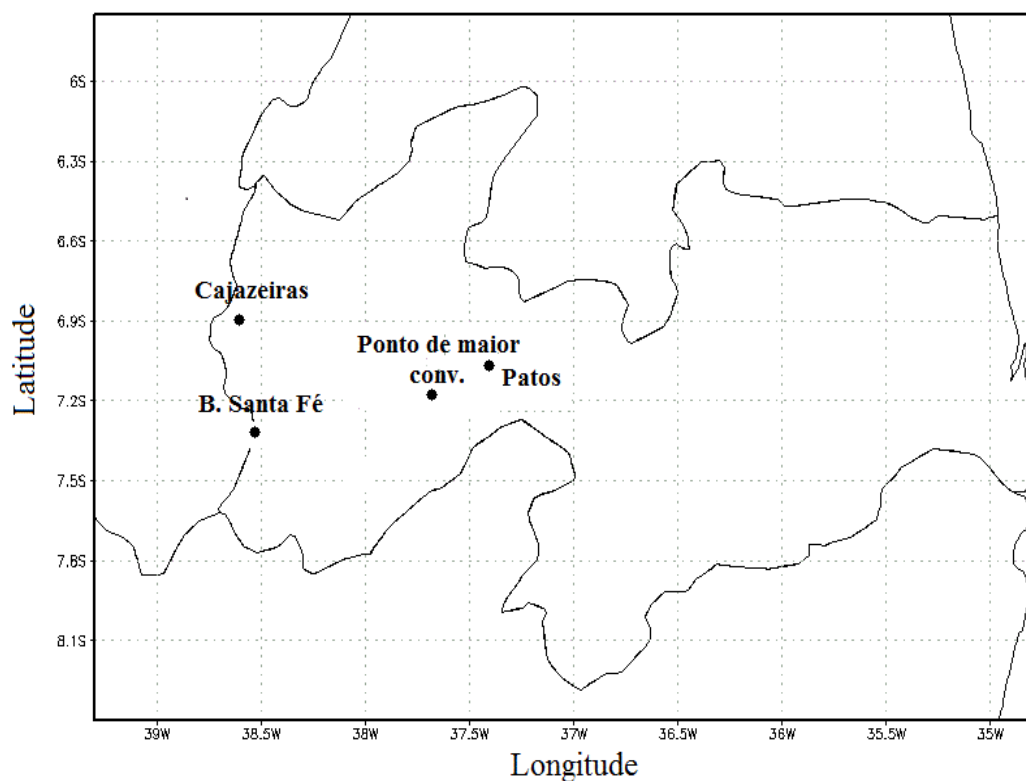


Figura 08 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos e o ponto de maior convergência localizados no interior do domínio de integração.

3.2.4 CONDIÇÃO DE CONTORNO – ANOMALIA DE TSM

A troca de energia em forma de fluxo de calor entre os oceanos e a atmosfera condiciona a circulação geral da atmosfera. A dinâmica desse meio é altamente não linear em que pequenas variações na energia armazenada no interior dos oceanos podem alterar significativamente os processos físicos da atmosfera. A TSM é uma das variáveis que indicam a interação desta massa fluida. Isto direciona para grande necessidade de se elaborar modelos sofisticados que possam possibilitar a realização de experimentos mais simples que requerem observações criteriosas da TSM. As pesquisas de Zolman e Zipser, 1999; Chelton, 2005; Chelton e Wentz, 2005; Salahuddin e Curti, 2009 sinalizaram que as anomalias de TSM exercem impacto direto e indireto sobre a grande e a mesoescala, o que leva a modelar com condição de contorno de TSM que impacta em outras variáveis meteorológica, a citar a pressão atmosférica, variáveis conservativas e principalmente a precipitação em escala espacial distinta. Neste sentido, a maior acurácia na representação da TSM corresponde a uma condição de contorno mais próxima da realidade proporcionando maior habilidade ao modelo em simular ambientes de mesoescala.

3.2.4.1 O Banco de Dados OISSTv2

A segunda geração do banco de dados de TSM OISSTv2 é composta por informações de satélites e *in situ*. Nesta versão as TSMs são apresentadas com média mensal e semanal e 1° de resolução espacial enquanto as informações *in situ* são mais elevadas que na primeira versão; o que é vantajoso em virtude de ter trazido melhorias na correção dos vieses que, naturalmente, advêm das informações e leituras dos satélites, em que a TSM estimada não é pontual e, sim, um resultado médio de uma área limitada. Erros são também oriundos possivelmente de cobertura de nuvens quentes e nevoeiro, ou seja fenômenos meteorológicos que não podem ser detectados pelos algoritmos de testes (REYNOLDS *et al.*, 2002).

O banco de dados de TSM dos anos nos quais ocorreram eventos ENOS intensos e DTAT (Tabela 02) foi capturado no site <http://data-portal.ecmwf.int/> disponibilizado no formato GRIB (gridded binary). Este formato não é apropriado à leitura do BRAMS,

necessitando utilizar um conjunto de programas (*scripts*) para convertê-lo para o formato DPREP (Data Preparation). Assim foi possível utilizar a TSM como condição de contorno na inicialização do BRAMS nas simulações a seguir.

3.2.5 SIMULAÇÃO DA CIRCULAÇÃO GERAL COM EVENTOS MVCG

Por uma questão de consistência, os mesmos ajustes usados para modular o ambiente de mesoescala também foram mantidos para testar a sensibilidade do modelo em simular a circulação geral da atmosfera que caracterizam o MVCG, com uma única particularidade, alteração na base de dados de TSM.

Sabe-se que o ENOS é formado por uma componente oceânica (El Niño) e uma componente atmosférica (OS). No salto do consensual ainda não se sabe o que é causa ou efeito. Portanto, trata-se ou se adotam aqui, as anomalias de TSM nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical o “start” para as perturbações climáticas de escala global e unicamente a fonte anômala, como ponto comum entre as escalas.

O ambiente de grande escala ou do MVCG foi condicionado numericamente pelo ajuste das anomalias de TSM da região do Pacífico Equatorial dos anos em que ocorreram El Niños e La Niñas fortes. O mesmo foi realizado para as fases do DTAT, com o cuidado de não se inicializar o modelo em períodos em que dois MVCG estivessem atuando; desta forma, evitaria uma análise sem o critério de causa.

O objetivo central desta pesquisa é simular, numericamente, um ambiente de mesoescala, favorável ao ciclo de vida de um CCM tropical, inserido em um ambiente de grande escala cujos os MVCG são dominantes, além de analisar seus impactos no sistema precipitante. Portanto, não são mostrados os resultados do ambiente de MVCG.

3.2.6 INTERAÇÃO ENTRE ESCALAS

A última etapa para realizar os objetivos deste estudo constitui nos experimentos de interação entre escalas, através do impacto de anomalias de TSM nos parâmetros que

favorecem o desenvolvimento de um ambiente de mesoescala propício à formação de um CCMT.

As mesmas configurações realizadas para modular o ambiente de mesoescala no experimento controle foram mantidas naturalmente, apesar de imposto ao modelo inicializar com condição de contorno com as anomalias positivas e negativas de TSM da base de dados OISSTv2. As anomalias de TSM foram escolhidas de acordo com o impacto dos MVCG sobre a precipitação na região de atuação do CCMT, seguindo os critérios:

- Anos com eventos El Niño e La Niña classificados fortes (TRENBERTH, 1997; CPC/NOAA, 2013) e não coincidentes com DTAT e vice-versa.
- Anos em que as anomalias positivas (negativas) de TSM do Pacífico Tropical coincidirem com a precipitação abaixo (acima) da média da quadra chuvosa.
- Anos com DTAT positivo (negativo) coincidiram com precipitação abaixo (acima) da média da quadra chuvosa.

A Figura 09 ilustra a série temporal de precipitação quadrimestral (FMAM) dos postos pluviométricos sobre o domínio do experimento controle ou cenário numérico de mesoescala (em vermelho) e anomalia de TSM mensal (FMAM) sobre a região do índice oceânico Niño 3.4 considerada representativa da intensidade dos episódios de ENOS, em que as temperaturas médias são superiores às da região do Niño 4 (LUCENA, 2008) e estão próximas da faixa (língua ou piscina) quente e dos intercalados centros de convecção do Pacífico Equatorial, para o período de 1958 a 1998. Observa-se forte relação entre as anomalias positivas e negativas de TSM e a precipitação quadrimestral indicando que o El Niño de 1998, a La Niña de 1976, o DTAT positivo de 1980 e o DTAT negativo de 1986 satisfazem os critérios para a realização dos experimentos.

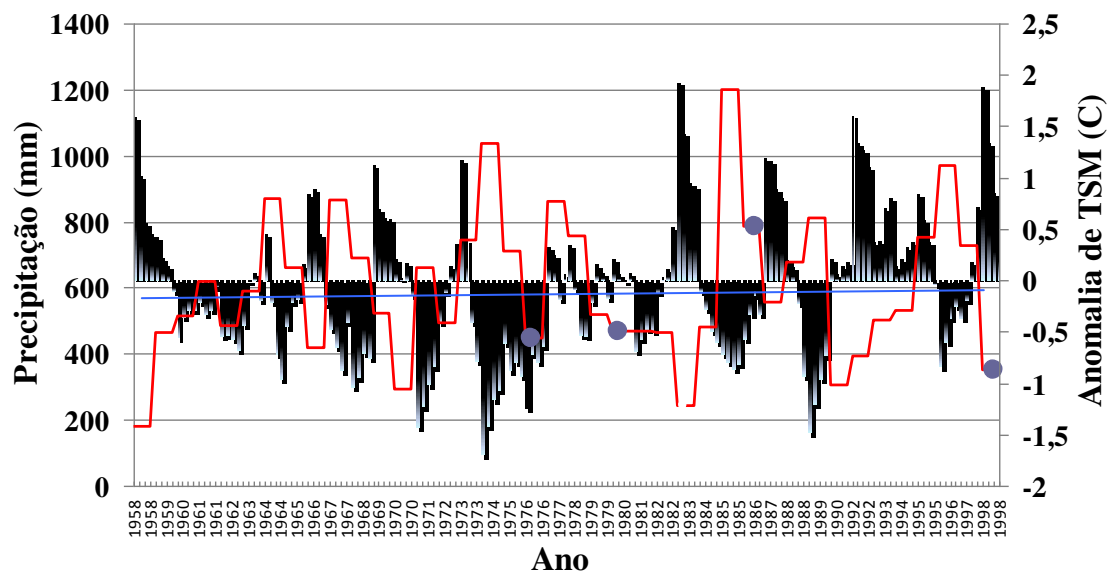


Figura 09 – Série temporal de precipitação quadrimestral (FMAM) dos postos pluviométricos sobre o domínio do experimento cenário numérico (em vermelho) e a anomalia de TSM mensal (FMAM) sobre a região do Niño 3.4 ($170^{\circ}\text{W}/120^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{S}/5^{\circ}\text{N}$) para o período de 1958 a 1998. A linha em azul indica a média da quadra chuvosa. Os pontos sobre a série temporal indicam os anos usados nos experimentos.

Resumidamente, os experimentos foram realizados da seguinte forma:

- I. CN - cenário numérico do ambiente de mesoescala avaliado a partir da captação de um CCMT.
- II CEN - cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias positivas de TSM do Oceano Pacífico Equatorial que condicionam ambiente de El Niño.
- III CLN - cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias negativas de TSM do Oceano Pacífico Equatorial que condicionam ambiente de La Niña.
- IV CPOS - cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias positivas de TSM na BN e negativas na BS do Oceano Atlântico Tropical que condicionam ambiente de DTAT positivo

- V CNEG - cenário numérico de mesoescala modelado a partir de anomalias negativas de TSM na BN e anomalias positivas na BS do Oceano Atlântico Tropical que condicionam ambiente de DTAT negativo.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O ambiente de mesoescala modelado a partir do modelo BRAMS foi validado através do CCMT. O conjunto define o cenário numérico do ambiente de mesoescala (CN). Para uma validação mais ampla e consistente do ambiente de mesoescala apropriado para o desenvolvimento de SCM e para melhor relacionar com a influência dos MVCG, diagnosticou-se o CCMT dentro de estação chuvosa ou durante o verão e o outono austral. Normalmente, esta categoria de SCM se desenvolve com características atmosféricas comuns aos sistemas precipitantes em mesoescala no NEB. O sistema ocorreu no dia 01 de Abril de 1993 e evoluiu durante quatro horas sobre o oeste do Planalto da Borborema no Estado da Paraíba, onde normalmente os CCMTs são observados com maior frequência e intensidade.

Obteve-se a constituição do CN por meio da integração do modelo 48 horas antes e 24 horas depois do ciclo evolutivo do SCM, continuado no modo não hidrostático e com saída a cada hora permitindo, assim, diagnosticar, quando necessário, as condições atmosféricas em mesoescala antecedentes e posteriores ao período de atuação do CCMT. Nesta simulação se utilizou como condições iniciais e de contorno laterais as análises *full resolution* (0,75) do ECMWF.

O cenário numérico tem, como finalidade, diagnosticar o CCMT por meio das principais características da atmosfera em superfície, na estrutura vertical e na termodinâmica no ambiente de mesoescala, que mantêm ou intensificam os estágios do ciclo evolutivo do sistema. Os cenários numéricos imersos em ambientes de MVCG são analisados e comparados com os estágios evolutivos do sistema no experimento do CN, ou seja, estágios inicial com inicial, maturação com maturação e dissipação com dissipação. Assim, na medida em que se mostram os resultados de uma forma de diagnosticar o sistema, logo em seguida se apresenta o resultado dos demais experimentos. Ao final de cada seção se apresentam as diferenças das características atmosféricas mais relevantes entre o CN e os demais experimentos.

Apresenta-se, inicialmente, se as condições atmosféricas em escala sinótica anteriormente e no dia do evento, para identificar prováveis traços de interação entre as escalas a sinótica e a convectiva.

Os campos das reanálises do ECMWF, das 12 Z do dia 31/03/1993 e no nível de 850 hPa, são mostrados na Figura 10. No dia que antecede o SCM se visualiza a presença de algumas características marcantes da ZCIT sobre o Oceano Atlântico Tropical entre 5°N e 5°S os quais podem estar associadas ao desenvolvimento do CCMT. Uma extensa faixa de convergência de fluxo de umidade, de $21 \times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, se estende do sul do Estado do Piauí até o extremo sul do Ceará e próximo do sudoeste da Paraíba. Observa-se, também, advecção de vorticidade negativa sobre os Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, que contribuem para intensos movimentos verticais sobre o extremo sul do Ceará. Os altos valores de umidade relativa (90%) indicam a possibilidade de chuva nos momentos antecedentes do dia em que ocorreu a formação do sistema, porém não houve registro de precipitação neste período.

A Figura 11 exibe os campos das reanálises do ECMWF, das 12 Z do dia 01/04/1993 e no nível de 850 hPa. Notam-se, em praticamente todos os campos as características marcantes peculiares à presença da ZCIT localizada entre 5°N e 5°S. A faixa estreita de convergência de fluxo de umidade, de $21 \times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, se concentra principalmente sobre os Estados de Pernambuco e da Paraíba, onde também se observa advecção de vorticidade negativa. Sobre os Estados da Bahia e do Piauí predominam pontos com velocidade vertical positiva. Enfim, a grande área de umidade relativa de 90% adentra um pouco mais sobre a Paraíba.

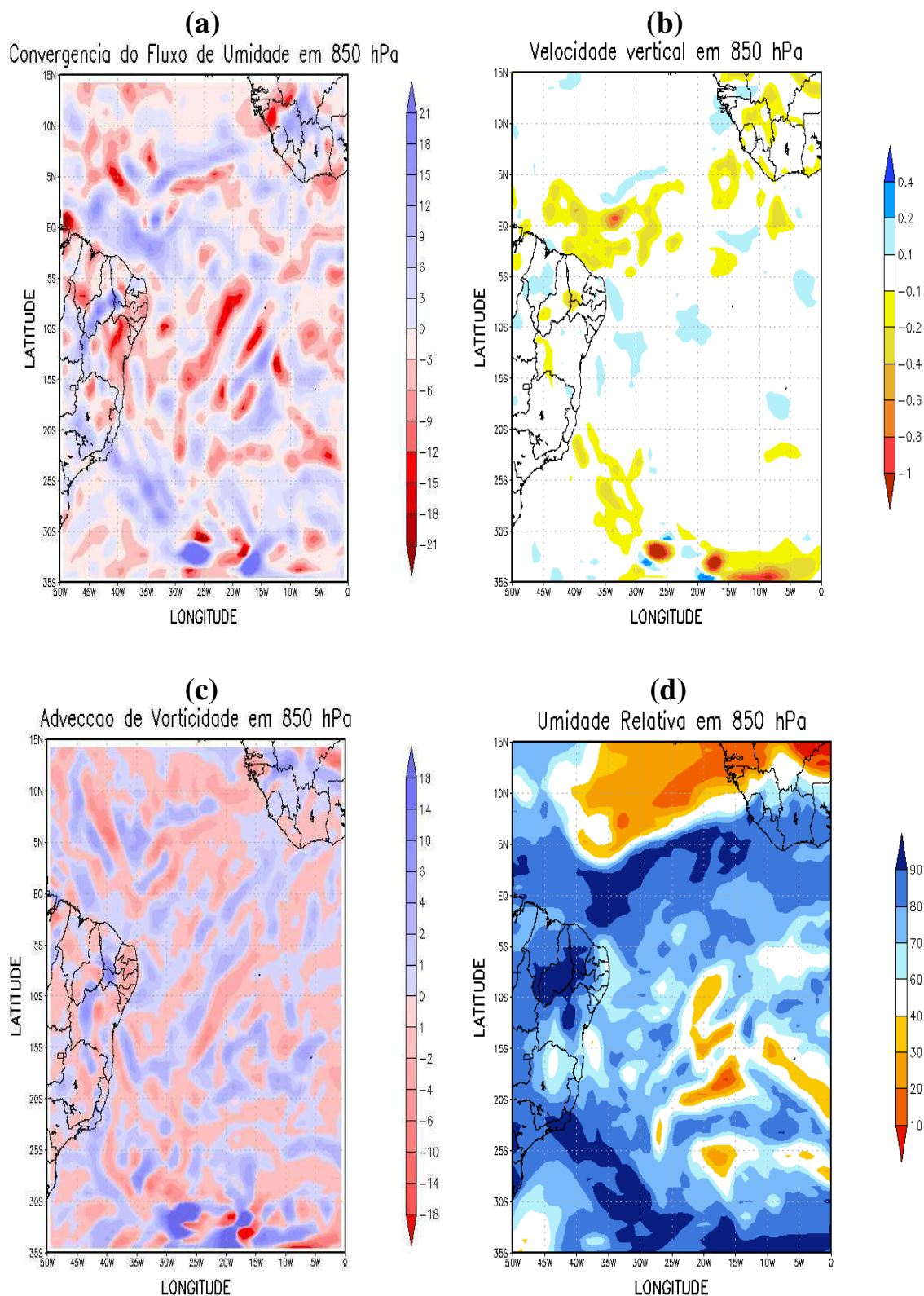


Figura 10 - (a) Convergência do Fluxo de Umidade ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) Velocidade Vertical ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$), (c) Adveção de Vorticidade ($10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$) e (d) Umidade Relativa (%) para o dia 31 de março de 1993, no nível de 850 hPa as 12Z.

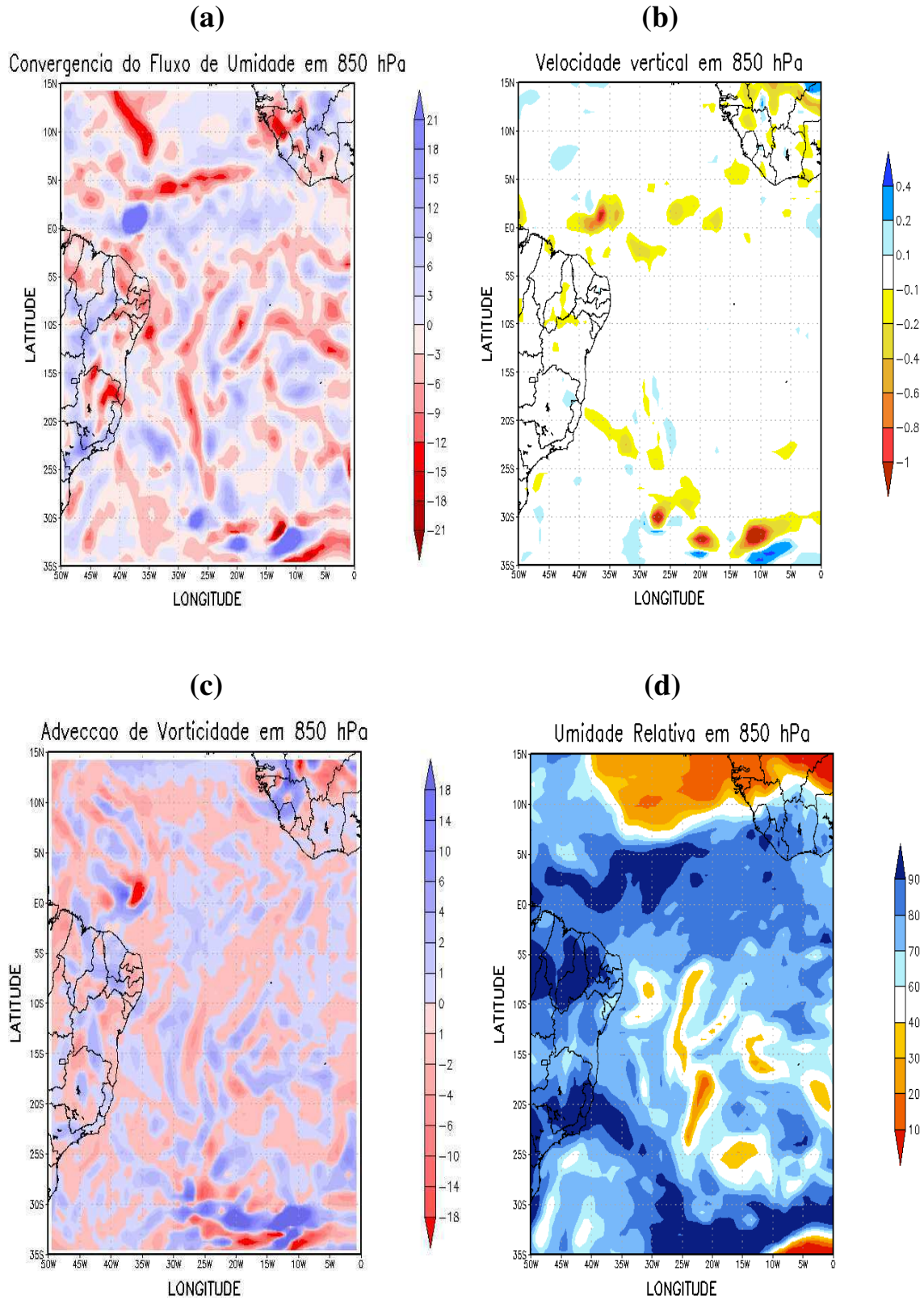


Figura 11 - (a) Convergência do Fluxo de Umidade ($10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) Velocidade Vertical ($2 \times 10^{-1} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c) Adveção de Vorticidade ($10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$) e (d) Umidade Relativa (%) para o dia 01 de abril de 1993, no nível de 850 hPa as 12Z.

4.1 CONFIGURAÇÕES CARACTERÍSTICAS DO AMBIENTE DE MESOESCALA EM SUPERFÍCIE

As imagens de satélite GOES 7/INPE e os resultados das simulações do modelo BRAMS que caracterizam os estágios do ciclo de atuação do CCMT são representados na Figura 12. O círculo sobre a Figura 12c indica o núcleo de intensa atividade convectiva e a área de maior interesse para ser captada pelas simulações do modelo.

Observam-se, às 06 Z do dia 01 de abril de 1993 (Figura 12a) condições conducentes ao desenvolvimento do sistema. O escoamento é de leste, com nebulosidade intensa em uma faixa que se alonga do oceano Atlântico até a borda oeste do Planalto da Borborema sobre o Estado da Paraíba. Pulsos da ZCIT são observados em forma de nuvens que se adentram pelos Estados do Ceará e do Rio Grande do Norte até próximo à região do evento indicada pela seta. Seguramente, esta característica dinâmica da atmosfera contribui para o abastecimento de umidade para o início do ciclo de vida do sistema que até este momento não se configura na imagem de satélite. Na simulação se observa ligeira formação visual do sistema, mas ainda de pouca intensidade do vento e menor espacialidade da precipitação.

No estágio inicial, às 07 Z (Figura 12c), têm-se a formação visual do sistema que se encontra completamente acoplado por pulsos provenientes da ZCIT observados através da convecção e a nebulosidade sobre o Estado do Ceará, alongando-se pelo oceano Atlântico tropical norte. Mantendo o fornecimento de umidade ao sistema através do escoamento em baixos níveis. Nesta fase o CCMT é caracterizado quase que inteiramente por nuvens convectivas. Na simulação para este estágio o vento predominante é de leste e nordeste a oeste da região de formação do CCMT. Pode-se dizer que este cisalhamento horizontal contribui para configurar uma circulação suave anti-horária, centrada em aproximadamente $7,2^{\circ}\text{S}/37,2^{\circ}\text{W}$. Isto delimita o PMC do sistema que está confinado entre as latitudes 6°S e $7,3^{\circ}\text{S}$ e longitudes $38,8^{\circ}\text{W}$ e $37,2^{\circ}\text{W}$. Na borda leste se encontra o Planalto da Borborema bem delineado pelos vetores de vento. O campo de precipitação indica o total acumulado do dia, mas é possível observar a espacialidade da chuva por uma área maior associada ao escoamento do vento mais intenso e melhor definido de leste e nordeste. Chuvas intensas (tons laranja e

vermelho da Figura 12d) são observadas associadas a intensas áreas de convecção profunda concentrada próximo ao leste do PMC, a oeste do Planalto da Borborema.

Ao estágio de maturação e de máxima intensificação, às 09Z, o acoplamento com os pulsos provenientes da ZCIT não é mais observado e o sistema evolui atingindo as regiões centro-oeste e oeste da PB, bem próximo do Planalto da Borborema (Figura 12e). Normalmente, os estágios desenvolvidos ocorrem durante a madrugada ou logo pela manhã sobre o NEB (VITORINO et al., 1997) quando a contribuição da canalização do escoamento é mais intensa e a eficiência termodinâmica da orografia local é máxima. Na simulação é evidente a intensificação da atividade convectiva a qual sustenta o aumento de tamanho do sistema, associada aos pontos de chuvas (de tonalidade verde-escuro ao vermelho da Figura 12f) em forma de gancho, que se estendem do centro-oeste ao noroeste do Estado da Paraíba.

À medida que o CCMT se desenvolve e migra para a fase de dissipação, torna-se aparentemente maior (Figura 12g); no entanto, o modelo simula ventos menos intensos de nordeste, leste e mais paralelo à superfície. Esta condição enfraquece provavelmente, o cisalhamento horizontal em baixos níveis e observa-se uma espacialidade mais ampla da precipitação (Figura 12h). Este resultado se assemelha às conclusões de Maddox (1980) nas quais o estágio dissipativo dos CCMs subtropicais perde vortacidade em seu centro, tornando as chuvas mais homogeneizadas na órbita de ação.

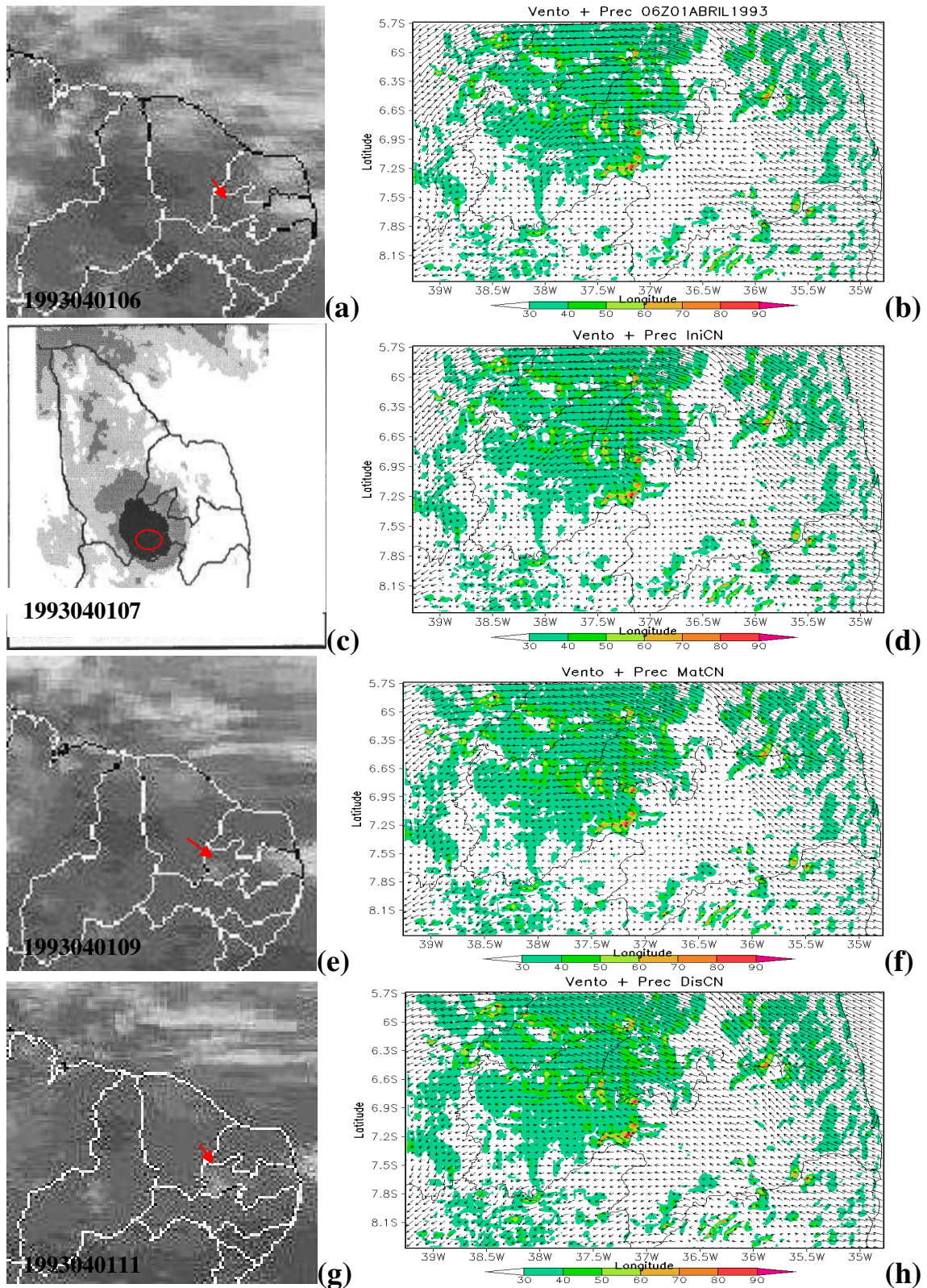


Figura 12 – (a) Imagem de satélite Goes/INPE e simulação do campo de vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e precipitação acumulada diária para as 06Z (a e b), 07Z (c e d), 09Z (e e f) e 11Z (g e h) do dia 01 de Abril de 1993, na superfície. Onde o círculo na Figura 12c destaca a área de maior convecção do SCM e a seta em vermelho indica o SCM.

As características mais relevantes em superfície durante a evolução do CCMT podem ser visualizada na Figura 13, que representa os campos médios do período de atuação do CCMT nas simulações da temperatura em superfície e da razão de mistura em superfície e em 850 hPa e dos vetores de vento em 950 hPa. A intensidade da temperatura do ar varia entre 21 e 30 °C permitindo um diferencial de temperatura elevado sobre o Estado da Paraíba. Um núcleo persistente de 30°C se mantém próximo do centro do CCMT (Figura 13c) associado aos altos valores de razão de mistura em superfície permanecendo elevados em 850 hPa o que mantém úmida a camada (Figuras 13a). Fica evidente um corredor de umidade com valores superiores a 11g/kg, que se estende por uma faixa do centro do sistema até o noroeste do Estado (Figura 13b). Assim, permanece seguindo a trajetória por onde o SCM atuou até atingir o sudeste do Estado do Ceará, onde perdeu sua intensidade. Os pequenos pontos de convergência de massa na região centro-oeste do Estado com valores, em módulo entre $6 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ e $12 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ seguindo a trajetória do sistema em direção ao sudeste do Ceará (Figura 11a) indicam um dos mecanismos substancial necessário para sustentar o sistema.

Uma discussão mais ampla da gênese do CCMT é atribuída à Figura 13d. Constata-se que em ventos muito intensos e úmidos de leste vindo do oceano com valores de 6 m/s, para comparação normalmente nesta localidade as brisas não ultrapassam os 3 m/s (Melo, 2000), diminuem a intensidade quando encontram com o Planalto da Borborema. Ao ultrapassá-lo pelo norte se intensificam, curvam-se no sentido anti-horário e convergem para a região centro-oeste do Estado ainda muito aquecida pela radiação e estratificada horizontalmente (Figura 13c). Nesta região encontram ventos de leste que seguiram uma trajetória pelo centro e sul do Planalto bem próximo de uma área de convergência indicada pelos pequenos valores de ventos de aproximadamente 0,6 m/s (7,2°S/37,2°W), delimitando o centro de maior atividade convectiva do sistema. A convergência de umidade e o calor iniciam e organizam a convecção que promove os movimentos verticais ascendentes e a liberação de calor latente durante o desenvolvimento do CCMT. Substancialmente, a convergência e o suporte de calor e a umidade em superfície asseguram a continuação da atividade convectiva para o desenvolvimento máximo do sistema.

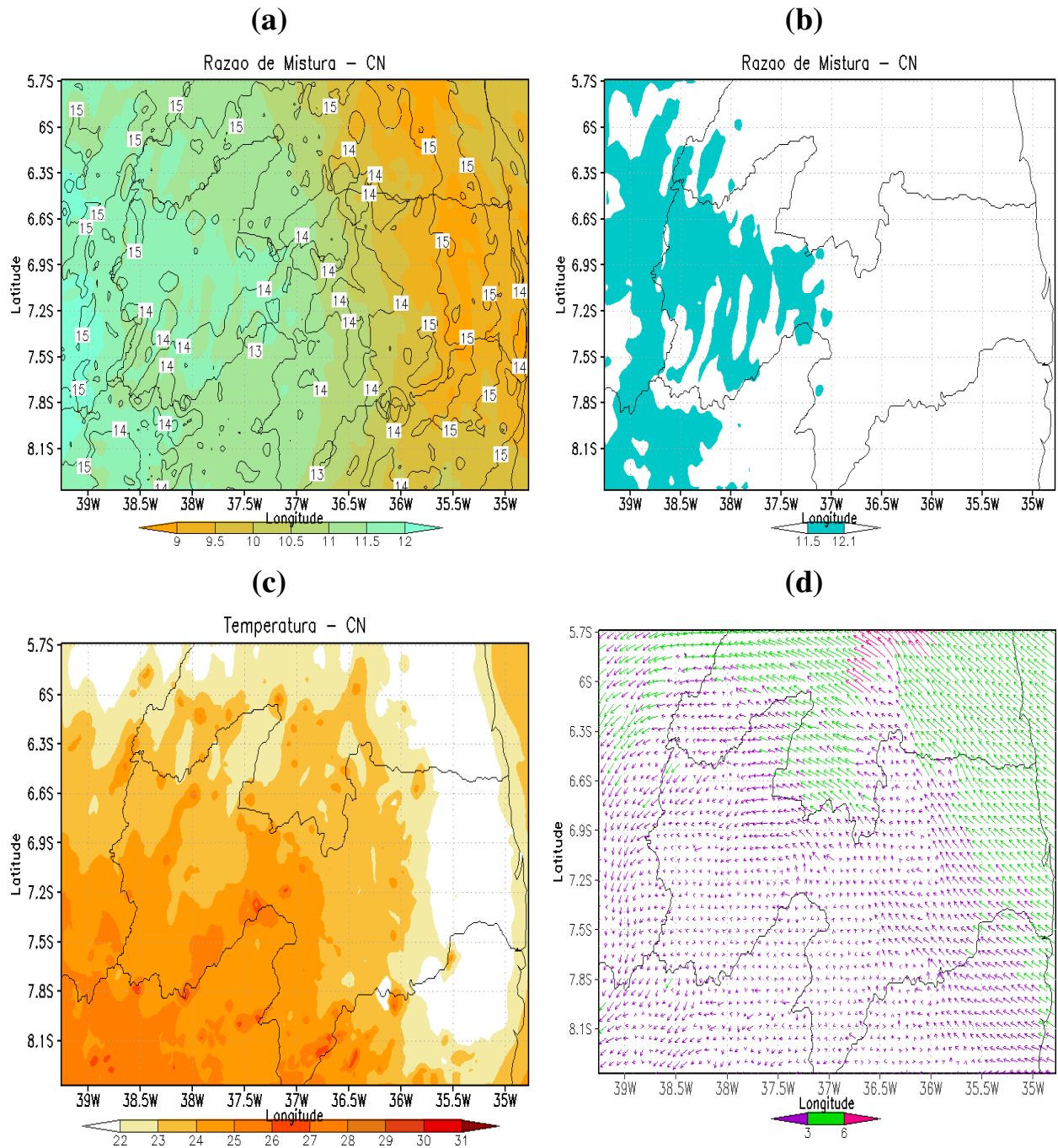


Figura 13 – Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CN.

Portanto, as simulações das características atmosféricas em superfície do sistema possuem todos os comportamentos físicos e dinâmicos dos CCMTs que ocorrem naturalmente na atmosfera. Certamente, o CCMT simulado foi proveniente de

aquecimento intenso em superfície, convergência de fluxo de umidade intensificada pela orografia do terreno e pela convecção profunda, os quais contribuíram para a formação do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa. Isto é relevante para este estudo, considerando-se que os processos físicos em superfície são estreitamente relacionados à estrutura vertical e à termodinâmica da atmosfera, as quais se pretende conhecer. Conclui-se que qualquer mudança nas características atmosféricas em superfície do CN imerso em ambiente de MVCG é passiva de interpretação de supressão ou de intensificação do sistema, mostrada a seguir.

4.1.1 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL SOBRE O CN

As Figuras 14 e 15 ilustram os campos de precipitação e de vento em 950 hPa da simulação do CCMT imerso em um ambiente dominado por EN e LN, respectivamente. As mesmas características do CCMT são mantidas; no entanto, são observados intensificação e decaimento nos campos médios. No estágio inicial do ciclo de atuação do sistema na simulação CEN, o cisalhamento horizontal ainda persiste configurando a suave curvatura anti-horária centrada em aproximadamente em $7,2^{\circ}\text{S} - 37,2^{\circ}\text{W}$. A redução da intensidade dos vetores de vento está associada ao decaimento de 10% dos registros de precipitação, tal como sua espacialidade (Figura 14a). No estágio de máxima intensificação é evidente o decaimento da intensidade dos vetores de vento com relação ao mesmo estágio da simulação CN (Figura 14b). A espacialidade e a intensidade da precipitação são reduzidas entre 10% a 13%, respectivamente. Na fase dissipativa o cisalhamento horizontal do vento em baixos níveis não é observado e os vetores de vento seguem praticamente em uma única trajetória para oeste do Estado (Figura 14c).

Na simulação CLN o sistema apresenta comportamento contrário. O estágio inicial é marcado pelo aumento da intensidade dos vetores de vento associado a uma espacialidade maior e intensidade da chuva (Figura 15a). Já durante a máxima intensificação o aumento da área de chuva permanece concomitantemente à intensidade do vento, que não mostra curvatura anti-horária intensa (Figura 15b). O que permite cogitar que a intensidade do CCMT não está diretamente relacionada com a curvatura do vento, mas isto necessita cautela e é merecedor de maiores investigações. Contudo, a

atividade convectiva que sustenta o aumento de tamanho do sistema está associada aos pontos de chuvas (de tonalidade verde-escuro ao vermelho, da Figura 15b). Os pontos de chuva são organizados em forma de gancho que se estendem do centro-oeste ao noroeste do Estado da Paraíba e aumentam em intensidade somente próxima do centro do sistema. Na última fase do ciclo de atuação não se observa o cisalhamento horizontal dos ventos em baixos níveis, mas seguem praticamente em uma única trajetória para oeste do Estado (Figura 15c).

A atividade convectiva que sustenta o aumento de tamanho do sistema associada aos pontos de chuva (de tonalidade verde-escuro ao vermelho, da Figura 15b) organizados em forma de gancho que se estendem do centro-oeste ao noroeste do Estado da Paraíba, aumenta em intensidade somente próximo do centro do sistema. Na última fase do ciclo de atuação, também não se observa o cisalhamento horizontal dos ventos em baixos níveis, mas seguem praticamente em uma única trajetória para oeste (Figura 15c).

Diferença significativa entre as simulações CEN e CLN é encontrada no campo da precipitação dos estágios de desenvolvimento do CCMT. Nas simulações CEN estima-se um decaimento de 10 a 15% e 10% na espacialidade e intensidade da precipitação, respectivamente. Já o contrário é observado quando submetido o CCMT ao ambiente de LN e estima-se um acréscimo de 10 a 15% e 5% na espacialidade e intensidade da precipitação, respectivamente. No entanto, apesar da precipitação apresentar maior espacialidade no CLN, a intensidade é mais moderada onde registros mais elevados são praticamente observados apenas sobre a região do gancho.

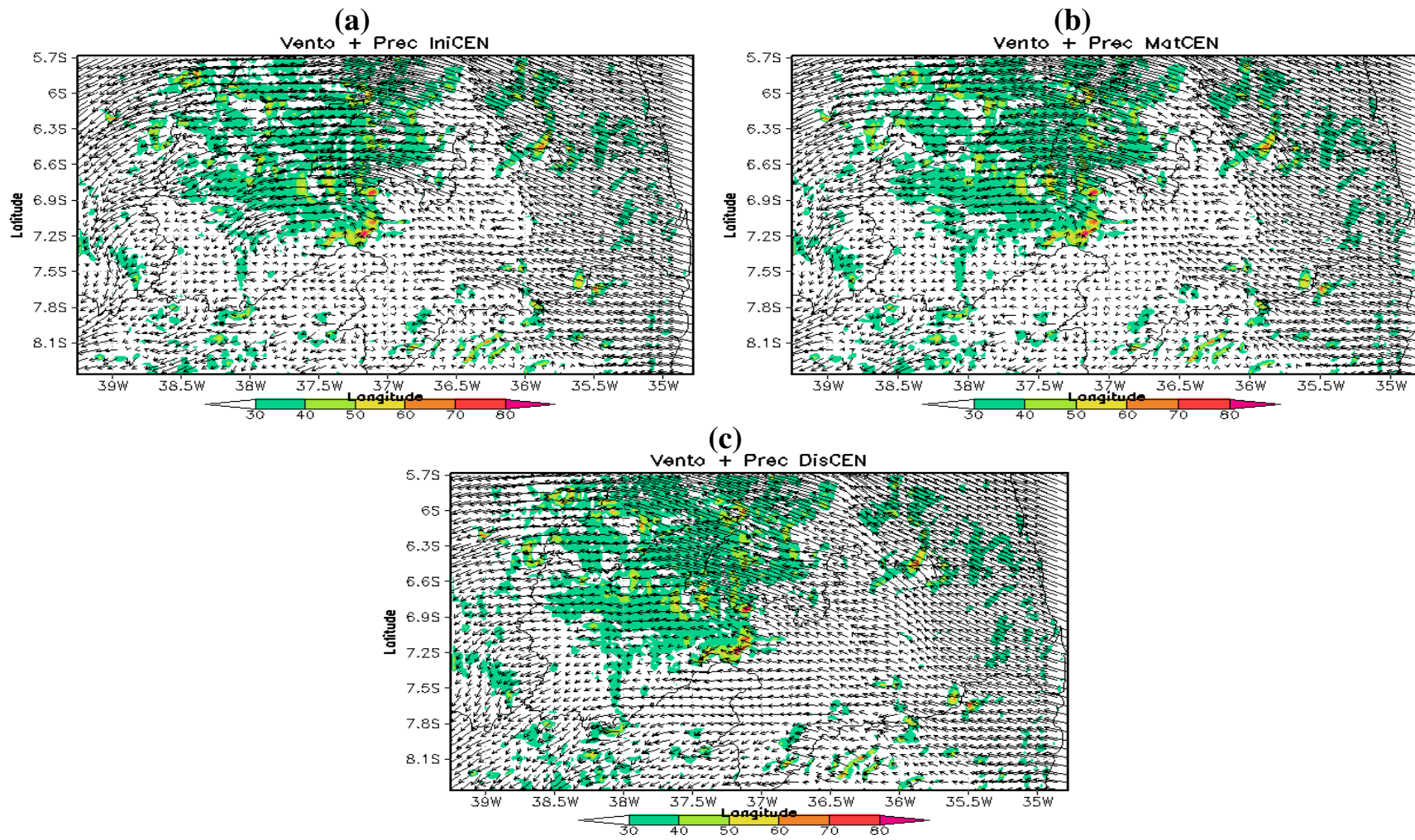


Figura 14 – Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CEN.

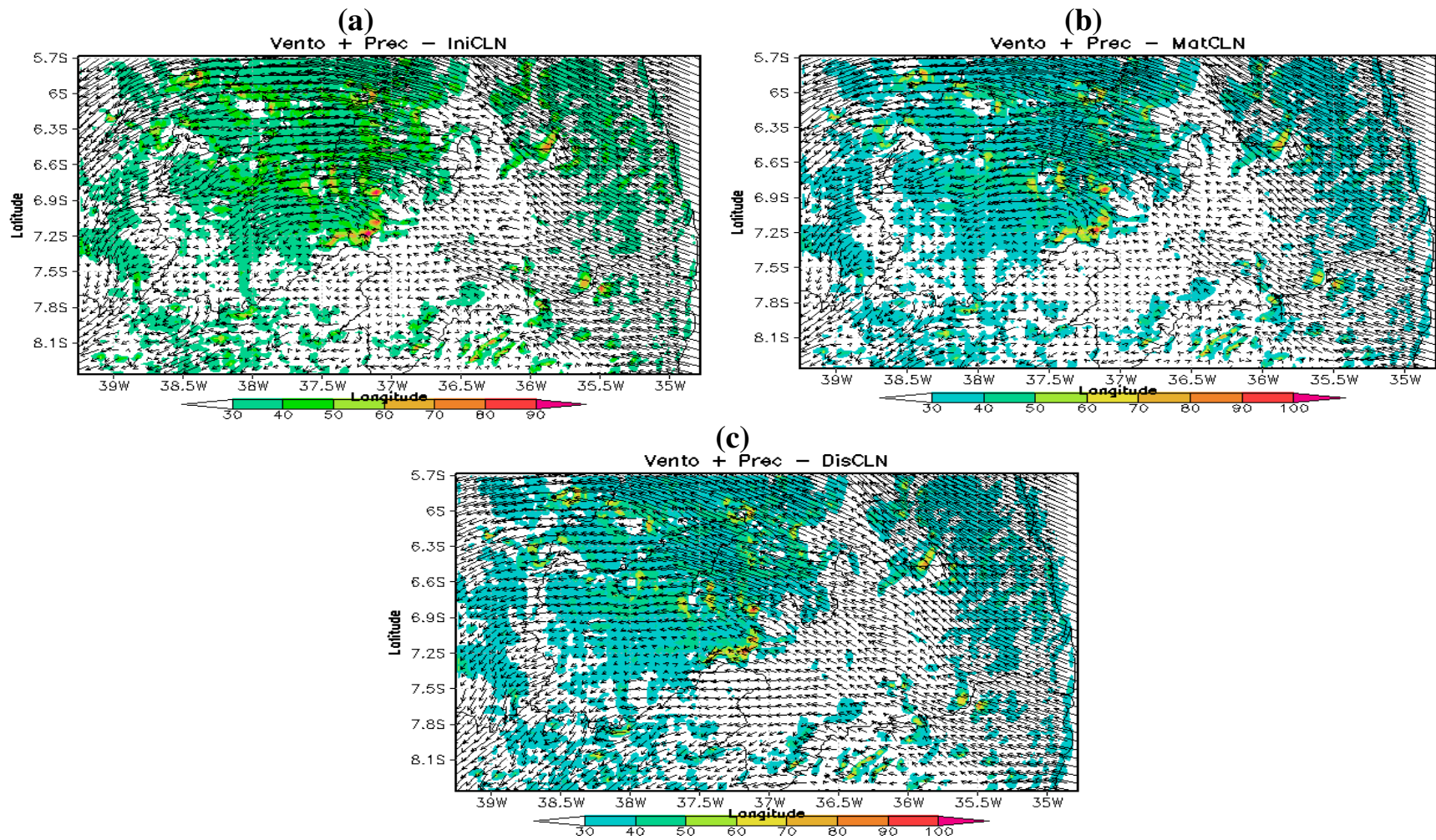


Figura 15 – Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CLN.

As Figuras 16 e 17 representam as simulações da temperatura do ar em superfície, da razão de mistura em superfície e em 850 hPa e dos vetores de vento em 950 hPa para as simulações CEN e CLN, respectivamente. O diferencial de temperatura sobre o Estado da Paraíba permanece elevado nas duas simulações. O núcleo persistente de 30°C se mantém próximo do centro do CCMT (Figura 16c) associado à razão de mistura com valores reduzidos, em torno de 5%, em superfície permanecendo menores em 850 hPa nas simulações CEN (Figura 16a). É evidente uma “quebra” no campo de razão de mistura em 850 hPa na região centro-oeste do Estado (Figura 16b). O corredor de umidade, com valores superiores a 11 g/kg, que se estendia por uma faixa até o noroeste do Estado, já não é exatamente uniforme; indicando um decaimento do CCMT. O mesmo padrão de decaimento foi apontado nos pontos de maior convergência de massa na região centro-oeste, que apresentam decaimento de 15% (Figura não mostrada). Apesar do campo de vento em 950 hPa apresentar o mesmo comportamento em ambos os ambientes (cenário e CEN), a intensidade dos vetores de vento reduz entre 15 e 21% (Figura 16d).

O ambiente de LN potencializa a intensidade do vento (Figura 17d), em 10%, associada ao aumento da razão de mistura em superfície e em 850 hPa (Figura 17a). Neste último nível o corredor de umidade visto em faixas é aproximadamente 5% maior (Figura 17b). Este acréscimo também foi observado nos campos de convergência de massa.

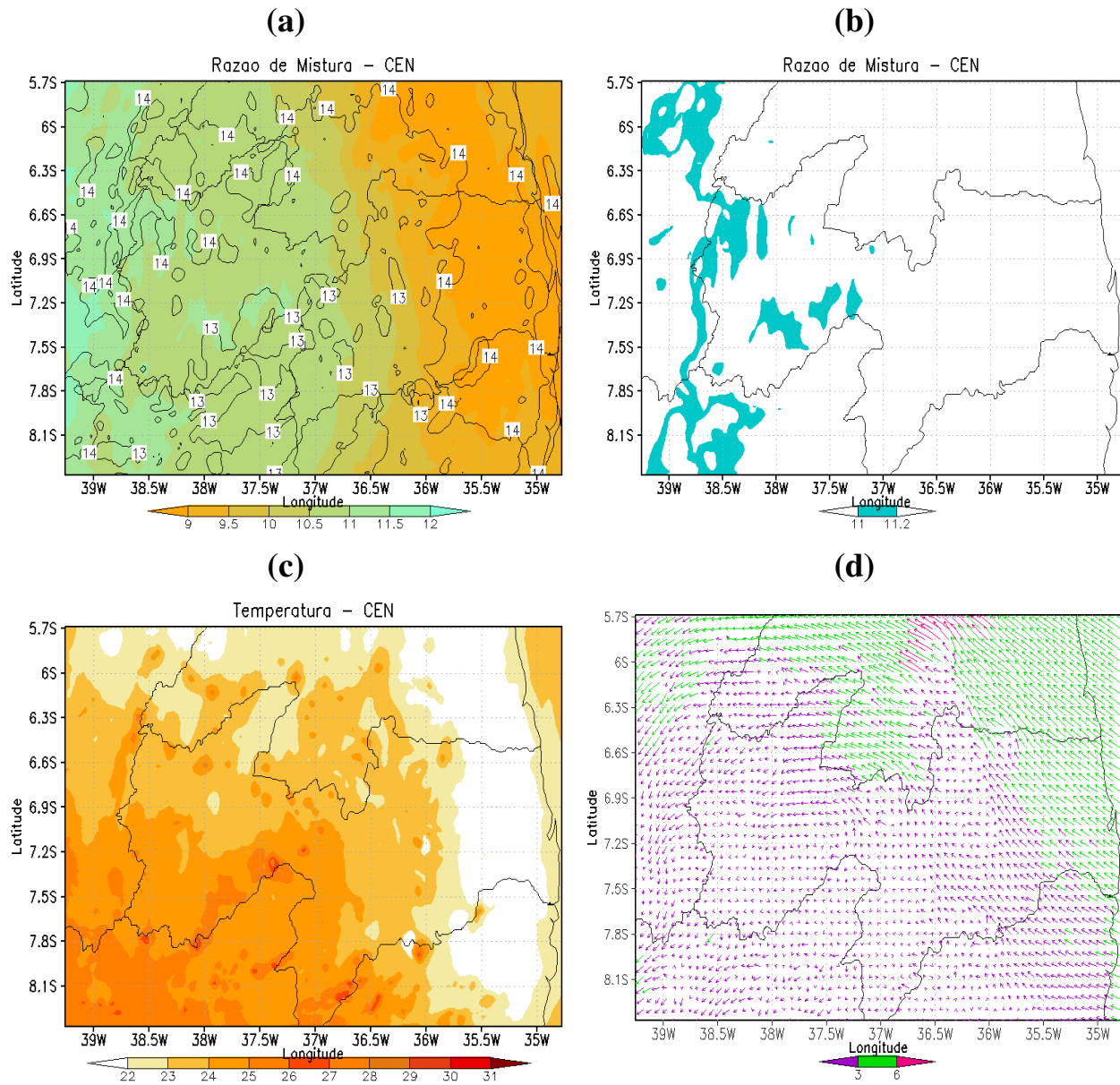


Figura 16 – Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CEN.

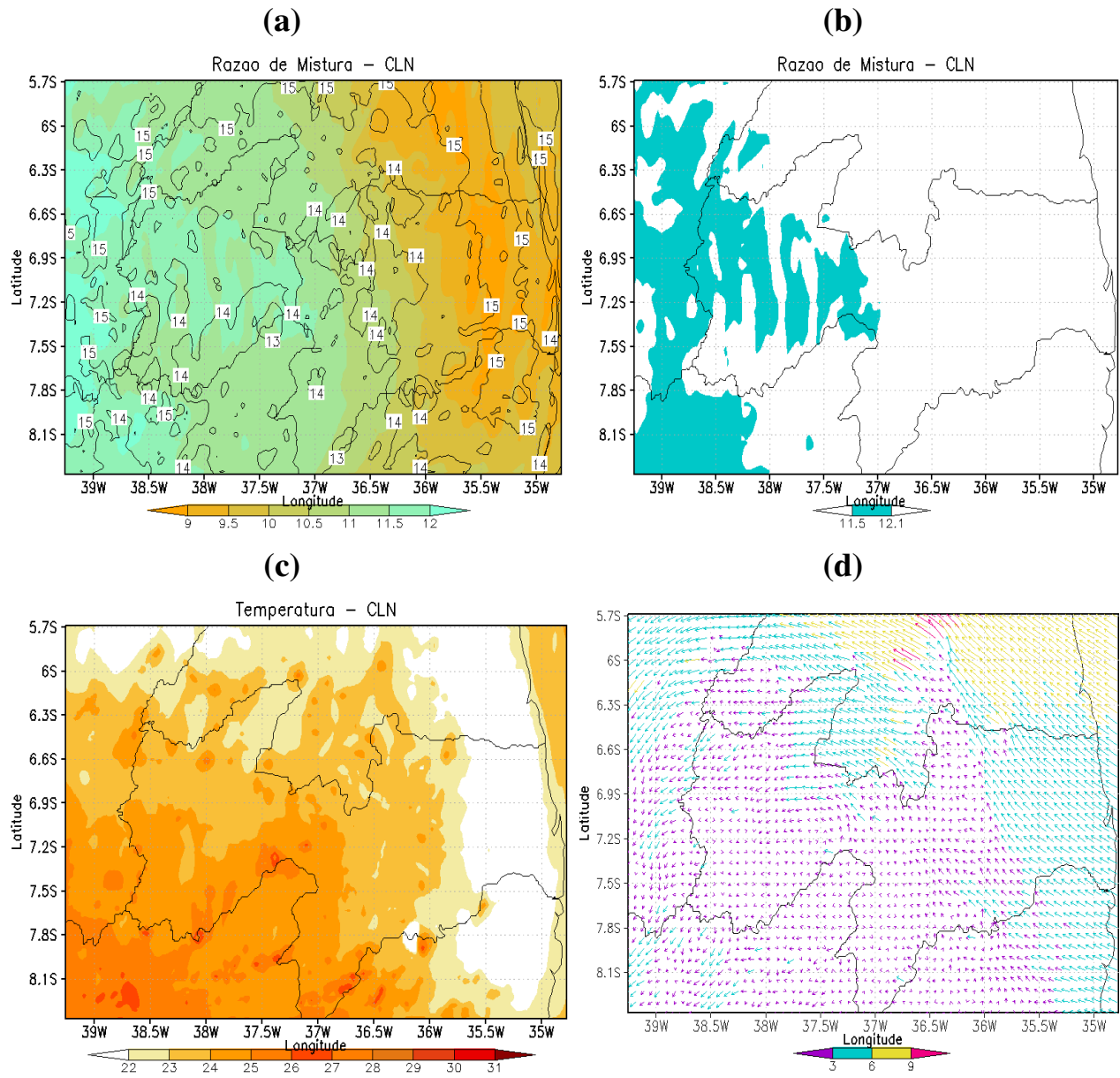


Figura 17 – Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg⁻¹) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície (°C) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s⁻¹) no experimento CLN.

4.1.2 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN

Visualiza-se semelhança entre os campos da simulação CPOS com os do CEN, mas sem tanto decaimento, estimado em 5 %. No campo de vento do CCMT em um ambiente de dipolo positivo o mesmo padrão é observado, como nos demais experimentos. Tal como no CEN, na simulação CPOS se observa decaimento na espacialidade e na intensidade da precipitação, associado à diminuição nos vetores de vento (Figura 18a). Os pontos de chuva intensa associados à convecção profunda observada entre o leste do centro e a oeste do Planalto da Borborema, também apresentam decaimento. O estágio maduro é marcado pela redução da atividade convectiva associada ao decaimento da intensidade dos pontos de chuva organizados em forma de gancho (Figura 18b). A fase dissipativa confirma a supressão do sistema nas simulações CPOS. Enquanto, a característica mais marcante neste estágio do ciclo de atuação do CCMT é a diminuição na espacialidade da precipitação e dos vetores de vento que se encontram desorganizados dentro do centro do sistema (7,25°S - 37,5°W) indicando quebra da convergência organizada (Figura 18c).

Observam-se, nas simulações CNEG, uma circulação bem mais curva e intensa dos vetores de vento e maior espacialidade da precipitação associada aos centros de chuvas intensas (tons laranja e vermelho) (Figura 19a). Sugere-se que o sistema, mesmo nesta fase inicial, apresenta tamanho acima do normal ou da simulação CN. No estágio maduro, a circulação é mais pronunciada e a espacialidade da precipitação é mais ampla, o que justifica o aumento de tamanho do sistema, mas ainda permanece confinado no setor oeste do Planalto da Borborema (Figura 19b). Na fase dissipativa o modelo simula ventos intensos sobre o Planalto e, sem a presença da trajetória curva na borda oeste do centro do CCMT (Figura 19c).

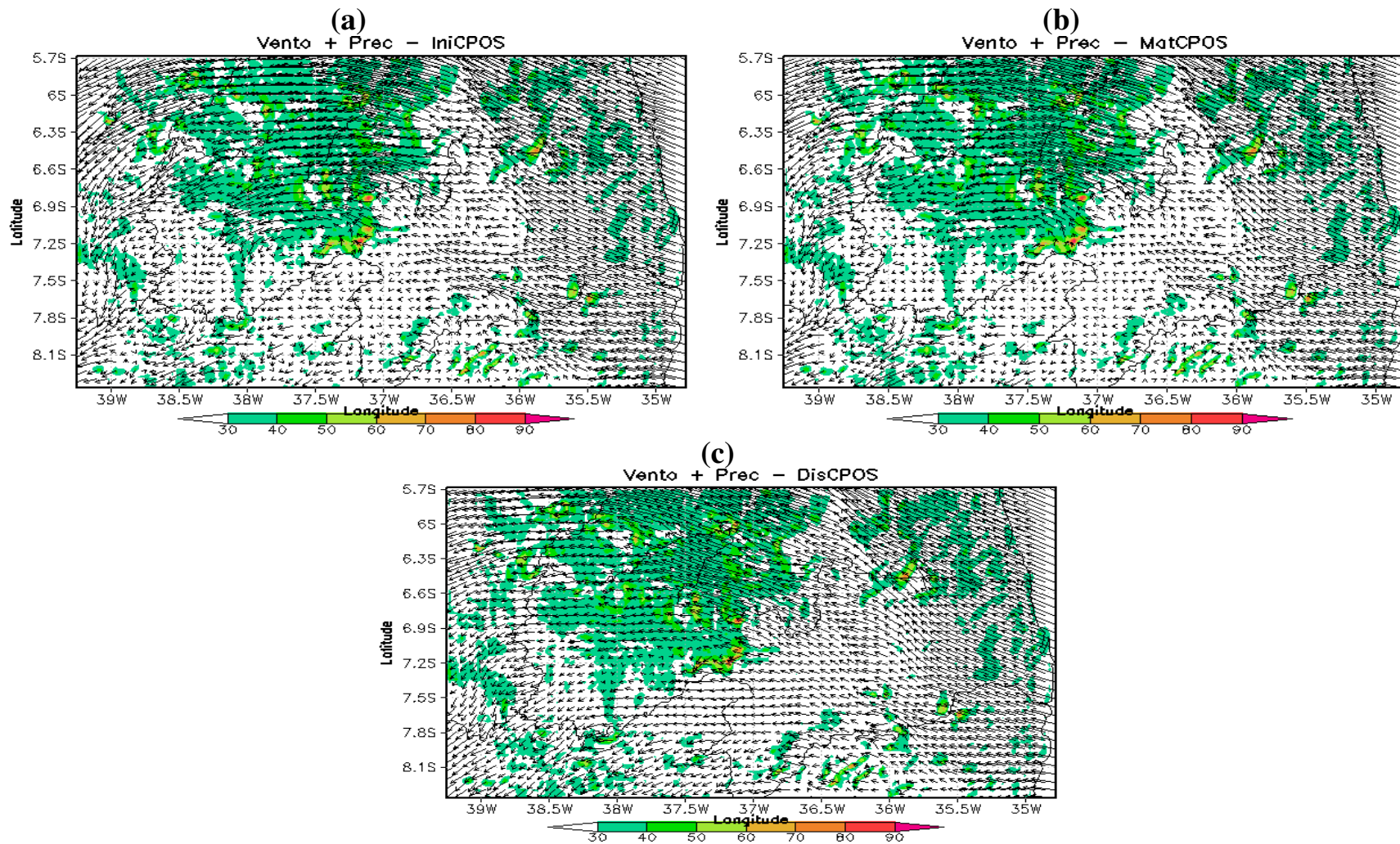


Figura 18 – Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CPOS.

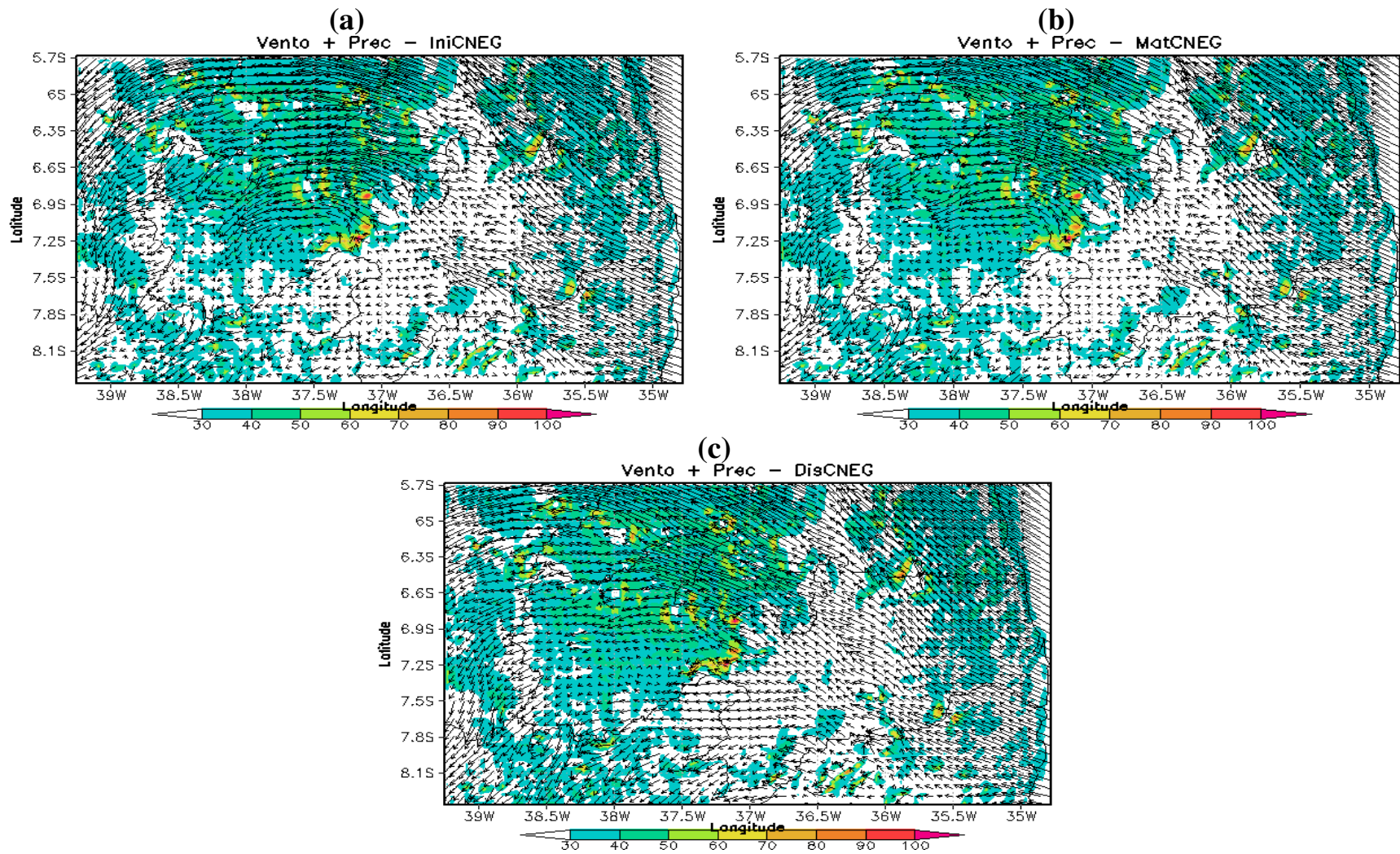


Figura 19 – Simulação do campo de vento em 950 hPa e da precipitação acumulada dos estágios (a) inicial, (b) maturação e (c) dissipação do ciclo evolutivo do CCMT no experimento CNEG.

As Figuras 20 e 21 ilustram as simulações da temperatura em superfície, da razão de mistura em superfície e em 850 hPa e dos vetores de vento em 950 hPa para as simulações CPOS e CNEG, respectivamente. O diferencial de temperatura e o persistente núcleo de 30°C são mantidos nas duas simulações. No experimento CPOS comparativamente o modelo simula a razão de mistura em superfície de 3% abaixo da condição cenário numérico seguindo reduzida em 850 hPa (Figura 20a). O corredor de umidade não é uniforme, ficando evidente a desintensificação no campo de razão de mistura em 850 hPa na região centro-oeste do Estado (Figura 20b). Particularmente, esta situação atmosférica é essencial para a manutenção física e dinâmica deste sistema, quando é desintensificada o ambiente de mesoescala se encontra em situação menos favorável a gênese do CCMT. Naturalmente a circulação do vento em 950 hPa se mantém a mesma, porém a intensidade dos vetores de vento diminui entre 10 e 15% (Figura 20d).

Em ambiente de dipolo negativo de TSM o modelo, além de espacializar em uma área maior, intensifica o corredor de umidade (Figuras 21a e 21b) em aproximadamente 10%, associado ao aumento de 20% da velocidade do vento em 950 hPa (Figura 21d). A convergência organizada promove a convecção profunda que, por sua vez, auxilia a formação do corredor de umidade. Se este processo for intensificado é possível que o SCM possa ser mais intenso e supostamente manter um período de vida durante mais tempo.

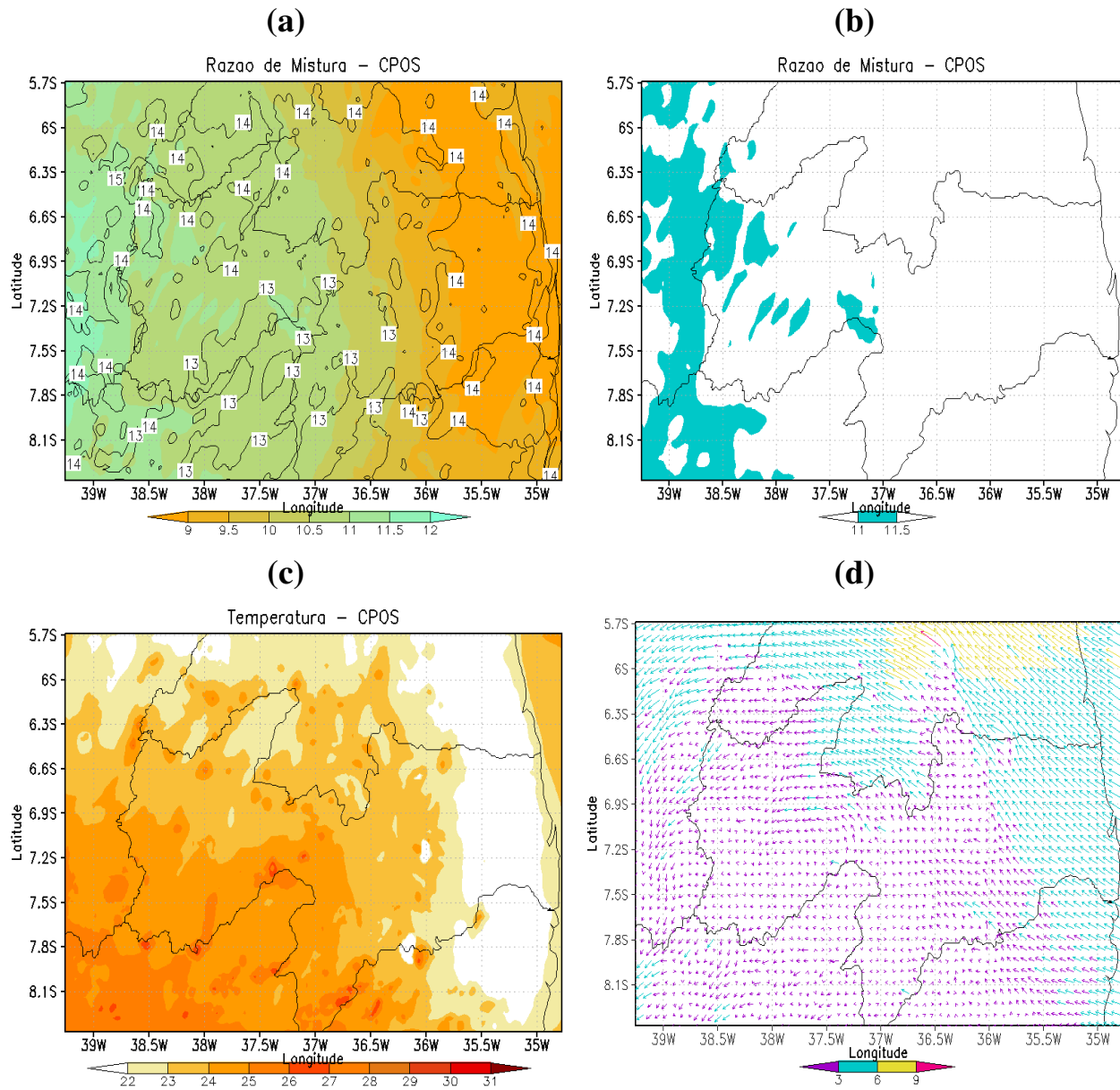


Figura 20 – Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (g.kg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CPOS.

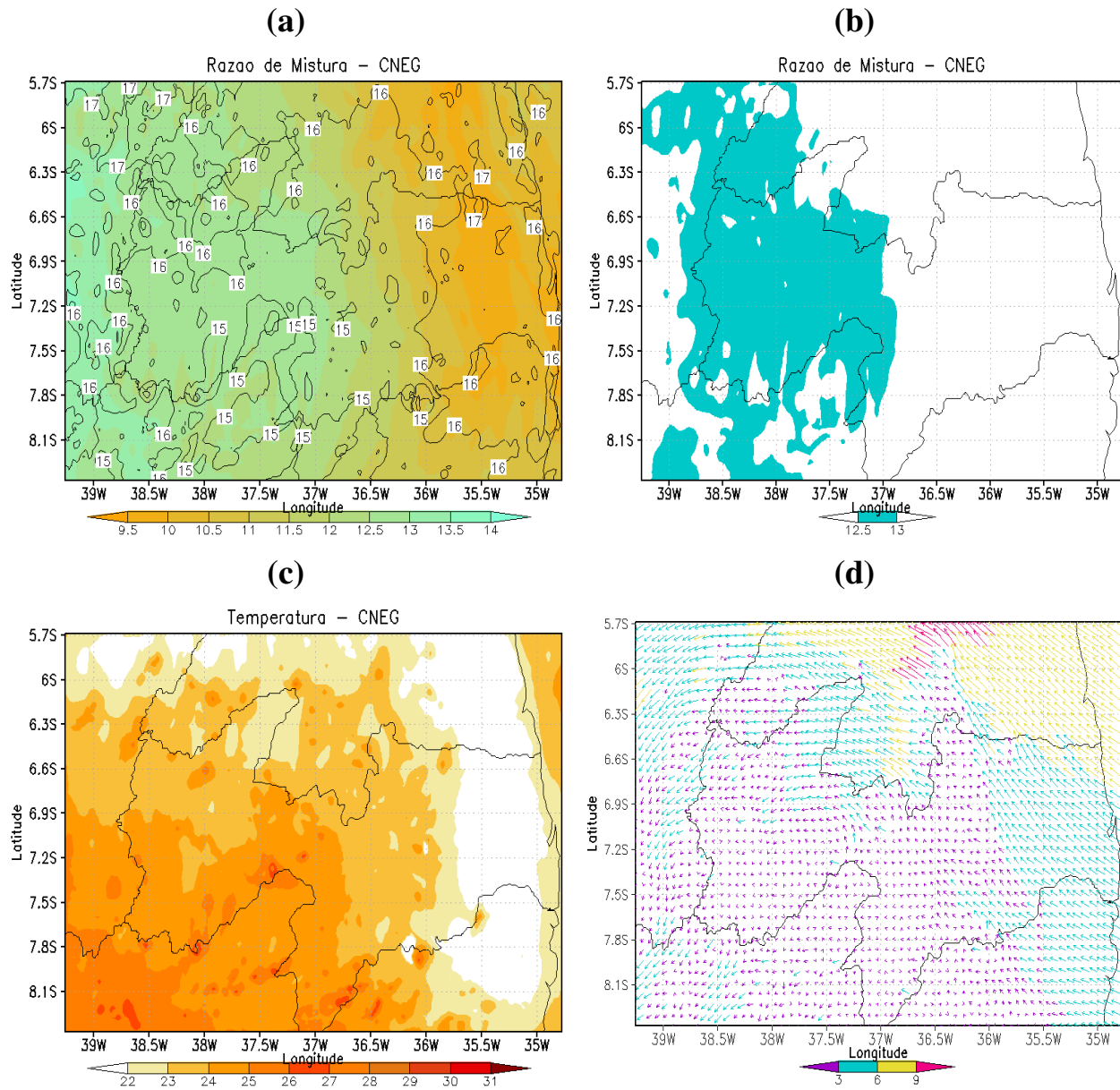


Figura 21 – Simulações (a) da razão de mistura em superfície (contorno) (gKg^{-1}) e em 850 hPa (sombreado), (b) destaque do corredor de umidade entre a superfície e 850 hPa, (c) da temperatura em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e (d) dos vetores de vento em 950 hPa (m.s^{-1}) no experimento CNEG.

4.1.3 - AVALIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

Para encerrar a análise das características atmosféricas em superfície e com intuito de contribuir para a análise das próximas seções, avalia-se a precipitação através da comparação entre os dados observados e os simulados em cada experimento.

A precipitação é a resultante quando as condições atmosféricas são favoráveis, da relação física e dinâmica de diversas grandezas meteorológicas. Normalmente, a intensidade dos sistemas precipitantes é considerada pela quantidade de precipitação registrada em hora, ou no acumulado do dia. Com este aspecto em mente, optou-se por espacializar três pontos sobre a área de atuação do sistema, como mostra a Figura 08. Obteve-se a comparação da precipitação do modelo com os dados observados de acordo com a área de atuação do sistema sobre os postos pluviométricos. Os valores de precipitação acumulada em 24 horas do modelo foram obtidos sobre o ponto de grade. Os valores observados de precipitação acumulada em 24 horas foram obtidos por uma única leitura realizada às sete horas local no dia posterior ao evento. Ressalta-se que não houve registro de precipitação em nenhum dos postos pluviométricos em questão, no dia anterior ao evento (31/03/1993). Garantindo, assim, a comparação entre a precipitação estimada pelo modelo e dos dados observados. A Figura 22 exhibe a precipitação acumulada em 24 horas nos postos pluviométricos e para a simulação do cenário numérico do ambiente de mesoescala. Observa-se que o modelo subestima os dados observados, verificando a maior diferença, de 50,2 mm, sobre a cidade Bonito de Santa Fé (Latitude $-7,2^{\circ}\text{S}$ /Longitude $-38,3^{\circ}\text{W}$). Sobre esta área verificou-se, numericamente a maior disponibilidade de umidade em que um possível Cb estivesse atuando, o que tornaria inconsistente para esta resolução do modelo.

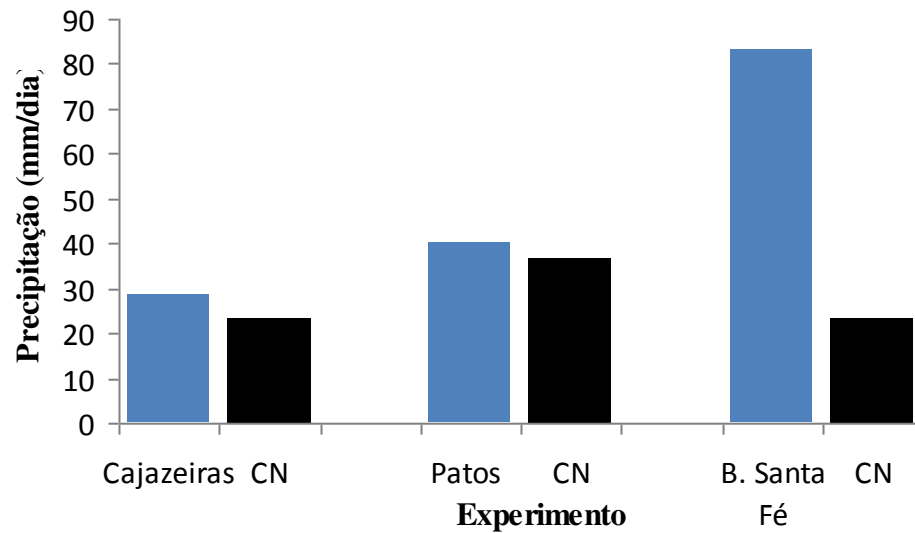


Figura 22 – Precipitação acumulada em 24 horas dos dados observados e da simulação CN sobre o ponto de grade correspondente aos postos pluviométricos de Cajazeiras, de Patos e de Bonito S. Fé.

A Figura 23 representa o histograma de precipitação acumulada em 24 horas nos postos pluviométricos e da simulação do cenário numérico do ambiente de mesoescala, imerso no MVCG. A redução da precipitação sobre o ponto de grade das três cidades caracteriza as simulações CEN e CPOS, o que pode indicar diminuição na intensidade do sistema. Exatamente o contrário é observado nas simulações CLN e CNEG que indicam aumento da intensidade do CCMT. Porém, as simulações do sistema precipitante inserido em ambientes de MVCG herdam, da CN, a carência de habilidade é necessária para corrigir a grande subestimativa com relação à precipitação observada sobre a cidade de Bonito de Santa Fé. O modelo melhor quantatiza valores de precipitação abaixo de 50mm. Presume-se que valores acima deste limiar são relacionados a casos isolados. Contudo, isto não compromete o desempenho do modelo em caracterizar o ambiente de mesoescala já que nos outros postos pluviométricos a diferença não foi significativa.

A Tabela 05 sumariza os resultados encontrados e destaca as diferenças das características atmosféricas em superfície mais relevante entre o CN e os demais experimentos e maximiza informações significativas para ilustrar o sinal adicional da

influência do MVCG sobre o CCMT. Destacam-se, também, a relação direta entre as componentes do vento e o corredor de umidade; resumidamente, tem-se nas simulações:

CEN e CPOS, diminuição na intensidade das componentes do vento associada à quebra do corredor de umidade. O sistema sofre supressão.

CLN e CNEG, aumento na intensidade das componentes do vento associado ao corredor de umidade íntegro e mais intenso. O sistema sofre intensificação.

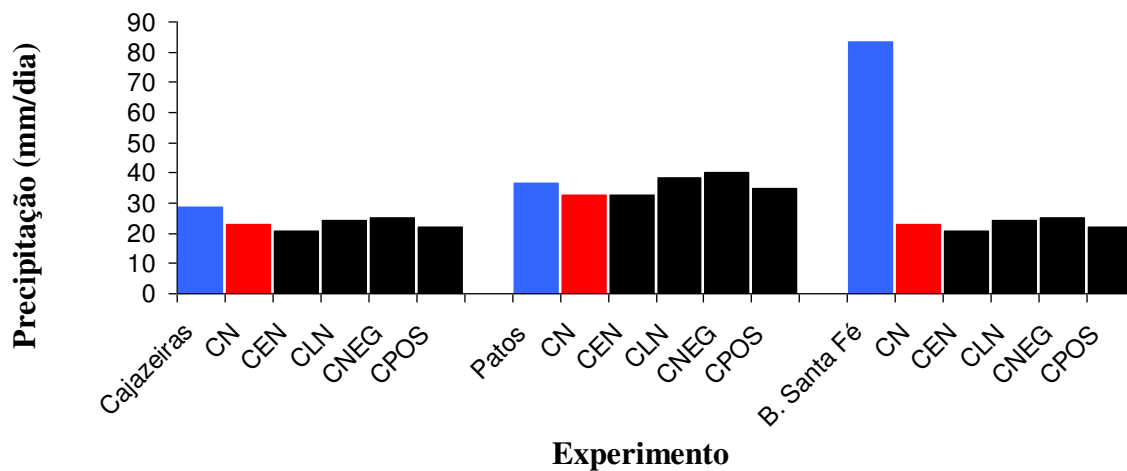


Figura 23 – Precipitação acumulada em 24 horas dos dados observados (barras azuis) e das simulações CN, CEN, CLN, CNEG e CPOS sobre o ponto de grade correspondente aos postos pluviométricos de Cajazeiras, de Patos e de B. Santa Fé.

Tabela 05 – Resumo comparativo das diferenças das características atmosféricas em superfície mais relevante entre o CN e os demais experimentos.

Experimento	u,v	Variáveis Ambientais		Corredor de Umidade	Intensidade
		Precipitação Observado	Precipitação Simulado (CN)		
CEN	$\leq 20\%$	Subestima	Subestima	Quebrado	Fraco
CLN	$\geq 10\%$	Subestima	Superestima	Integro	Forte
CPOS	$\leq 15\%$	Subestima	Subestima	Quebrado	Fraco
CNEG	$\geq 20\%$	Subestima	Superestima	Integro	Forte

4.1.4 CONCLUSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.1

No estágio inicial o sistema se encontra completamente acoplado por pulsos provenientes da ZCIT, observando-se uma circulação mais intensa. Na fase de maturação o acoplamento não é mais observado; no entanto, a simulação indica aumento da atividade convectiva. Finalmente, no momento de dissipação do CCMT se torna ligeiramente maior com chuvas mais especializadas e ausência do cisalhamento horizontal do vento.

O modelo mostra coerência em configurar a física pertinentemente à superfície do cenário numérico de mesoescala. Nas simulações que envolvem os ambientes de MVCG o modelo reproduz, com certa conformidade, a relação física entre as variáveis de superfície. No entanto, um princípio de curvatura anti-horária do vento persiste delimitando o centro do sistema. É provável que isto surja devido à interação do escoamento com a orografia do próprio modelo. Ou por questões físicas ambientais e termodinâmicas exercidas pelo Planalto, resultando na forçante cisalhamento horizontal do vento associado à advecção de vorticidade positiva (grande escala), responsáveis pela configuração da curvatura. Resultados semelhantes a esses foram encontrados por Quadro (2012) ao relacionar o cisalhamento horizontal com vórtices ciclônicos de mesoescala imerso na ZCAS.

Conclui-se que as variáveis de superfície do cenário numérico do ambiente de mesoescala podem ser usadas com razoável margem de confiabilidade e são satisfatórias para se obter simulações mais realísticas da estrutura vertical e termodinâmica da atmosfera.

4.2 CONFIGURAÇÕES CARACTERÍSTICAS DA ESTRUTURA VERTICAL DO AMBIENTE DE MESOESCALA

A análise da evolução da estrutura vertical fixada na latitude de $7,2^{\circ}\text{S}$, é essencial para o entendimento da relação das características atmosféricas associadas ao ciclo de atuação do SCM contribuindo para a identificação das fases de intensificação e de supressão do sistema.

Uma hora antes ao evento, 06Z, a predominância do vento de nordeste e de leste (componente v igual ou próximo de zero) mais intensa, se estabelece nas camadas entre 900 hPa/800 hPa e 650 hPa/450 hPa, respectivamente (Figuras 24a e 24b). Este comportamento nas componentes associado à orografia do terreno é suficiente para formar um cisalhamento horizontal do vento nos baixos níveis, curvando-o em uma direção anticiclônica. Na camada de 900 hPa a 700 hPa, é claramente observado o predomínio de movimento vertical (w) ascendente intenso associado a altos valores de razão de mistura (Figura 24d) na coluna. No entanto, acima desta camada, entre 750 hPa e 400 hPa, os máximos de w são extremamente elevados e intercalados com fracos movimentos subsidentes. Acima desta camada, entre 400 hPa e 200 hPa, os movimentos subsidentes são mais pronunciados. Particularmente os movimentos ascendentes são predominantes e são intercalados com fracos movimentos descendentes associados à convergência de massa na coluna (Figura 24c). Neste momento, a umidade relativa é alta, em torno de 80%; no entanto, não há formação de nuvem, mas com uma significativa redução entre os níveis de 700 hPa e 400 hPa e retorna a crescer na camada entre 400 hPa e 200 hPa (Figura 24c).

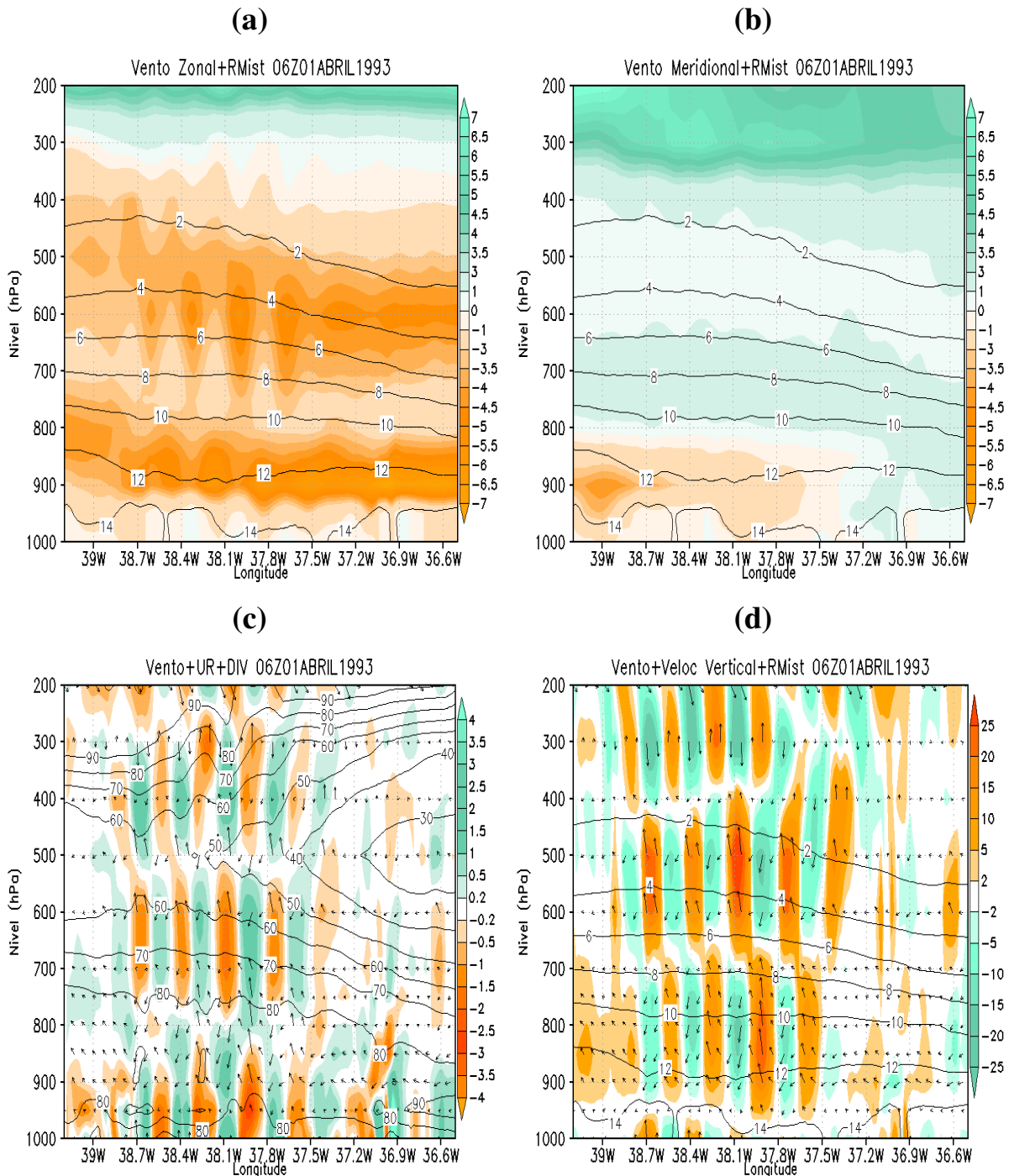


Figura 24 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, uma hora antecedente, 06Z 01 Abril 1993, ao estágio inicial: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

Após uma hora, no estágio inicial as 07Z, o CCMT exibe uma estrutura bem definida nos seus perfis verticais e praticamente são mantidas as mesmas características atmosféricas há uma hora. Porém, nota-se na borda oeste do sistema um núcleo de convergência de massa na camada entre 750 hPa e 500 hPa localizado na longitude de $39,2^{\circ}\text{W}$ (Figura 25c). Este núcleo associado a um centro de correntes ascendentes na camada entre 650 hPa e 400 hPa em $39,2^{\circ}\text{W}$ (Figura 25d), proporciona um fluxo maior de umidade na coluna, contribuindo para o desenvolvimento de nuvens convectivas ou até mesmo a formação visual do CCMT. O centro de correntes ascendentes vem acompanhado de ar subsidente logo abaixo. Esta configuração é similar a estudos de casos de sistemas convectivos de mesoescala, realizados por Santos (2006) e Quadro (2012), que apontaram a relação de formação dos SCMs com convecção profunda acima do nível de formação do sistema.

Próximo à região de domínio do centro de maior convergência de massa em superfície (entre $38,4^{\circ}\text{W}$ e $37,8^{\circ}\text{W}$) (Figura 25c), as correntes ascendentes de mesoescala são mais intensas na camada entre 650 hPa e 400 hPa (Figura 25d) e estão associadas à convecção profunda no interior do sistema. Ainda é possível notar o alto teor de umidade transportado para a troposfera média pelo fluxo de ar nos baixos níveis indicada pela linha que une o mesmo valor de razão de mistura aproximadamente em 950 hPa. A umidade relativa é alta, em torno de 80%, e em alguns pontos isolados próximos da saturação do ar, 90 %, entre a superfície e 900 hPa. Entre os níveis de 700 hPa e 400 hPa observa-se uma significativa redução e retorna a crescer na camada entre 400 hPa e 200 hPa (Figura 25c), indicando a formação de nuvens na coluna. Enquanto isto for mantido, o CCMT permanece formado e abastecido de energia para continuar ativo.

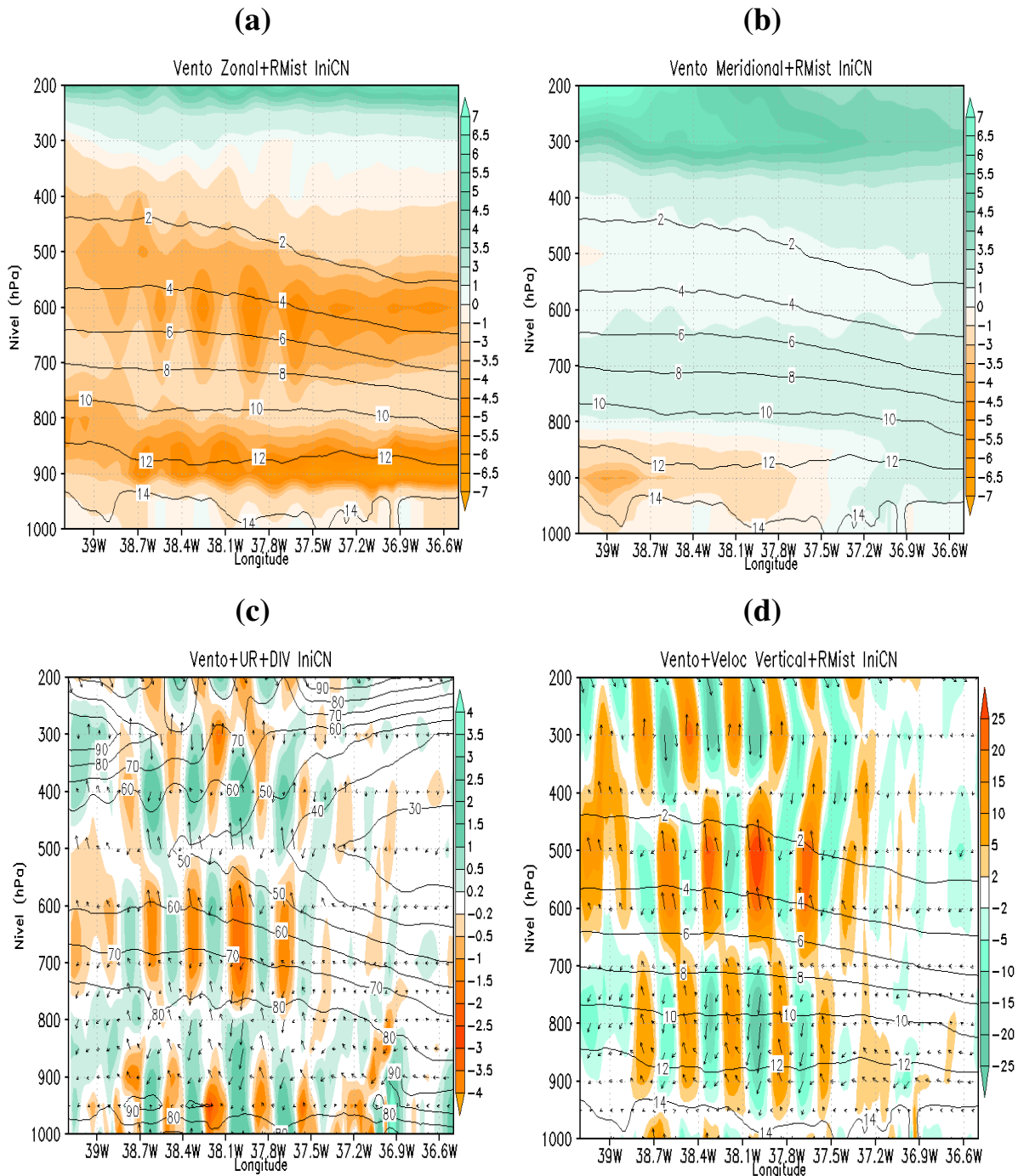


Figura 25 – Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio inicial do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}\cdot\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2\times 10^{-1}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

No estágio de maturação, o sistema se mostra bem configurado e a simulação indica um pequeno aumento da camada do núcleo de convergência de massa e da umidade relativa em baixos níveis da troposfera (Figura 26c) associados ao ligeiro aumento da camada do centro de correntes ascendentes que mantêm o alto teor de umidade na coluna (Figura 26d). O aumento de tamanho dos vetores de vento indica que o fluxo de ar aumenta em intensidade sobre o centro de massa e o centro de correntes ascendentes contribuindo para o transporte e distribuição de umidade para o interior do sistema.

No estágio dissipativo, as 11Z, as componentes zonal e meridional do vento diminuem de intensidade (Figuras 27a e 27b), mas a região ainda permanece úmida em razão da presença de chuva. O núcleo de convergência de massa e o centro de correntes ascendentes são inexistentes (Figura 27c e 27d). A particularidade da alternância entre movimentos intensos ascendentes e movimentos fracos descendentes associados à convergência de massa na coluna, não apresenta qualquer expressividade. Contudo, o fluxo de ar ainda é mantido, com menos intensidade. A umidade relativa reduz próximo da superfície para 70%, volta a aumentar para 85% entre 900 hPa e 800 hPa diminuindo em direção aos altos níveis da atmosfera (Figura 27c).

Até o momento, o modelo relaciona coerentemente os parâmetros de superfície com a evolução da estrutura vertical do sistema. As análises da estrutura vertical do CN revelam um núcleo de convergência de massa na camada entre 750 hPa e 500 hPa localizado na longitude de 39,2°W associado a um centro de correntes ascendentes na camada entre 650 hPa e 400 hPa. Nos estágios evolutivos do CCMT esses parâmetros meteorológicos sofrem alterações que influenciam direta ou indiretamente as demais variáveis atmosféricas. Neste sentido, é razoável afirmar que quaisquer variações nos parâmetros citados, ou o sistema intensifica ou sofre supressão. Sendo assim, adiante se mostra estas variações do CN em ambiente de MVCG.

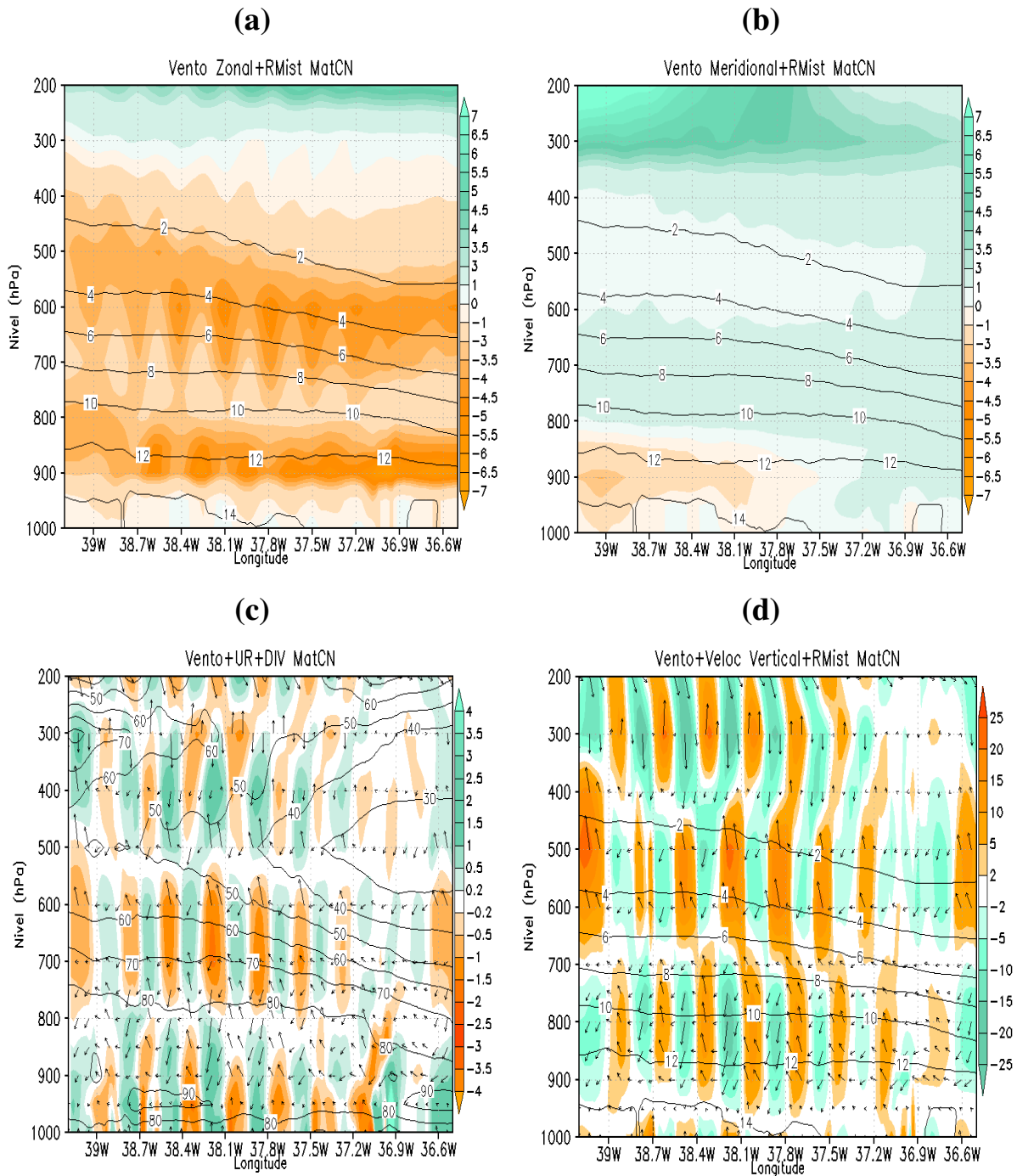


Figura 26 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de maturação do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (b) vento meridional (sombreado) ($m.s^{-1}$) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.s^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} m.s^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) ($g.kg^{-1}$). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

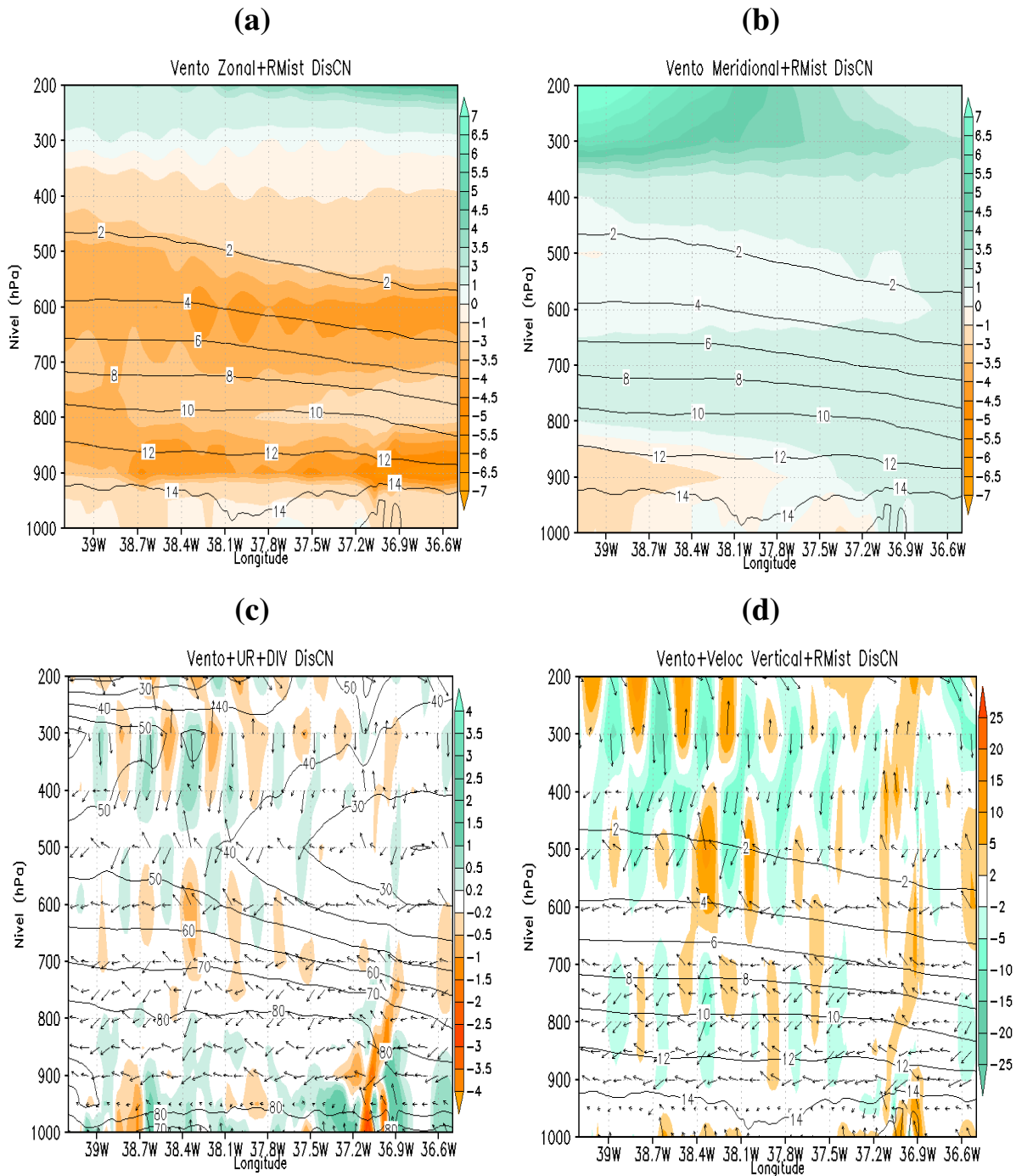


Figura 27 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

4.2.1 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACIFICO EQUATORIAL SOBRE O CN

As Figuras 28 e 29 exibem as variáveis diagnósticas da estrutura vertical do estágio inicial nas simulações CEN e CLN, respectivamente. Na simulação CEN, a redução da componente zonal do vento predominante de leste é observada no estreitamento das duas camadas de máxima intensidade (900 hPa/800 hPa e 700 hPa/550 hPa) associada à redução do teor de umidade (Figura 28a) em baixos níveis troposféricos. O mesmo decaimento é observado na intensidade do vento meridional (Figura 28b); nos movimentos verticais ascendentes e descendentes (Figura 28d); no núcleo de convergência de massa e na umidade relativa (Figura 28c). Contudo, com o decaimento na magnitude em todos os campos, ainda se mantém estabelecidos os mecanismos dinâmicos que sustentam o sistema ativo. O núcleo de convergência de massa na camada entre 750 hPa e 500 hPa localizado na longitude de 39,2°W é acentuadamente atenuado e deslocado para 38,9°W (Figura 28c), mas ainda contribui positivamente para o centro de correntes ascendentes que também decai em intensidade (Figura 28d).

Nas simulações CLN os parâmetros meteorológicos são iguais aos observados nas integrações do cenário numérico; no entanto, observa-se aumento no teor de umidade (Figura 29).

Enquanto nas simulações CEN há uma diminuição na intensidade das variáveis de 5% a 20%, nos campos de CLN apresentam um acréscimo de 5% a 15%. O que leva a concluir que o El Niño exerce um sinal maior sobre o CCMT no estágio inicial da evolução do sistema.

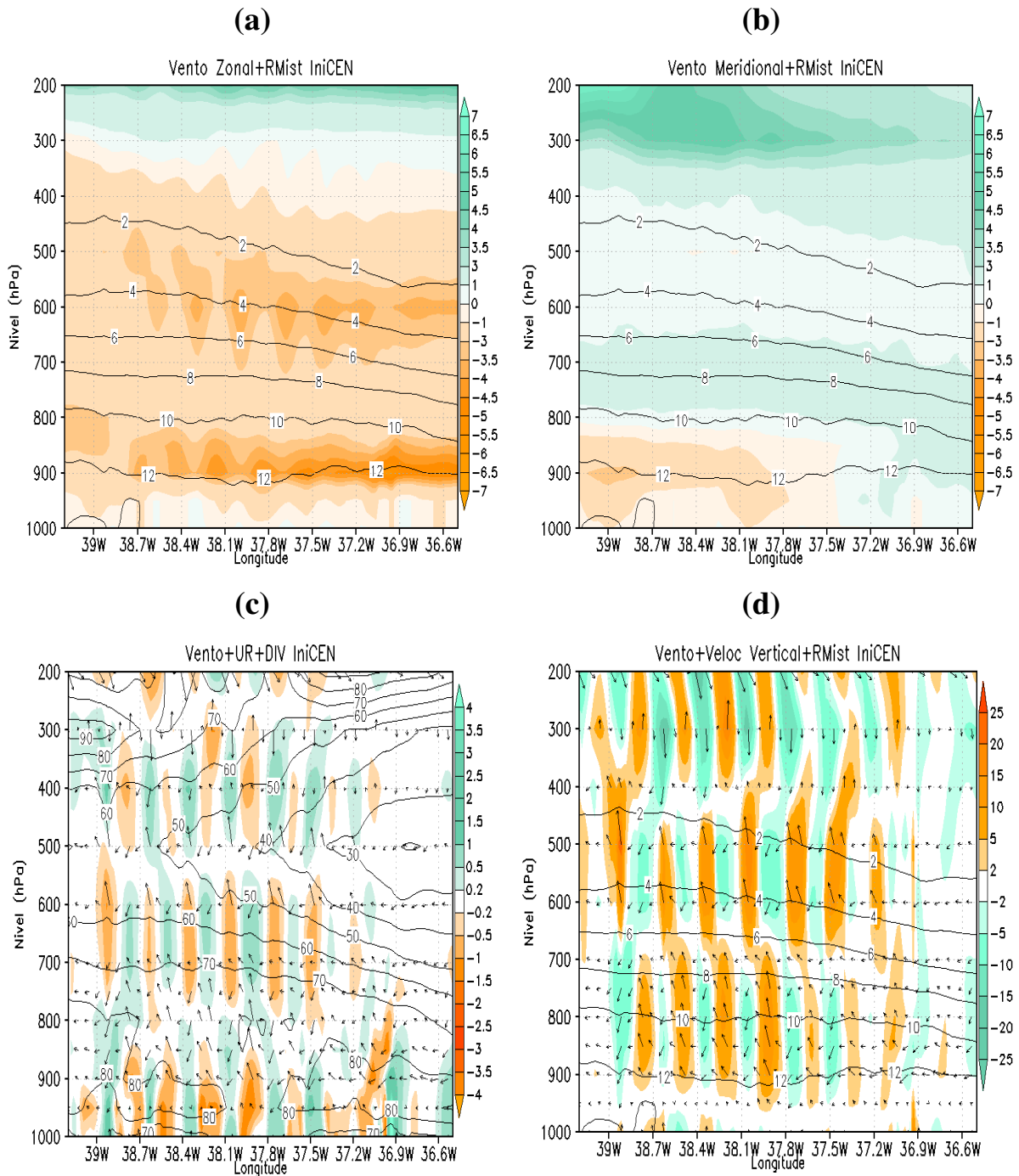


Figura 28 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4} .s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2×10^{-1} m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

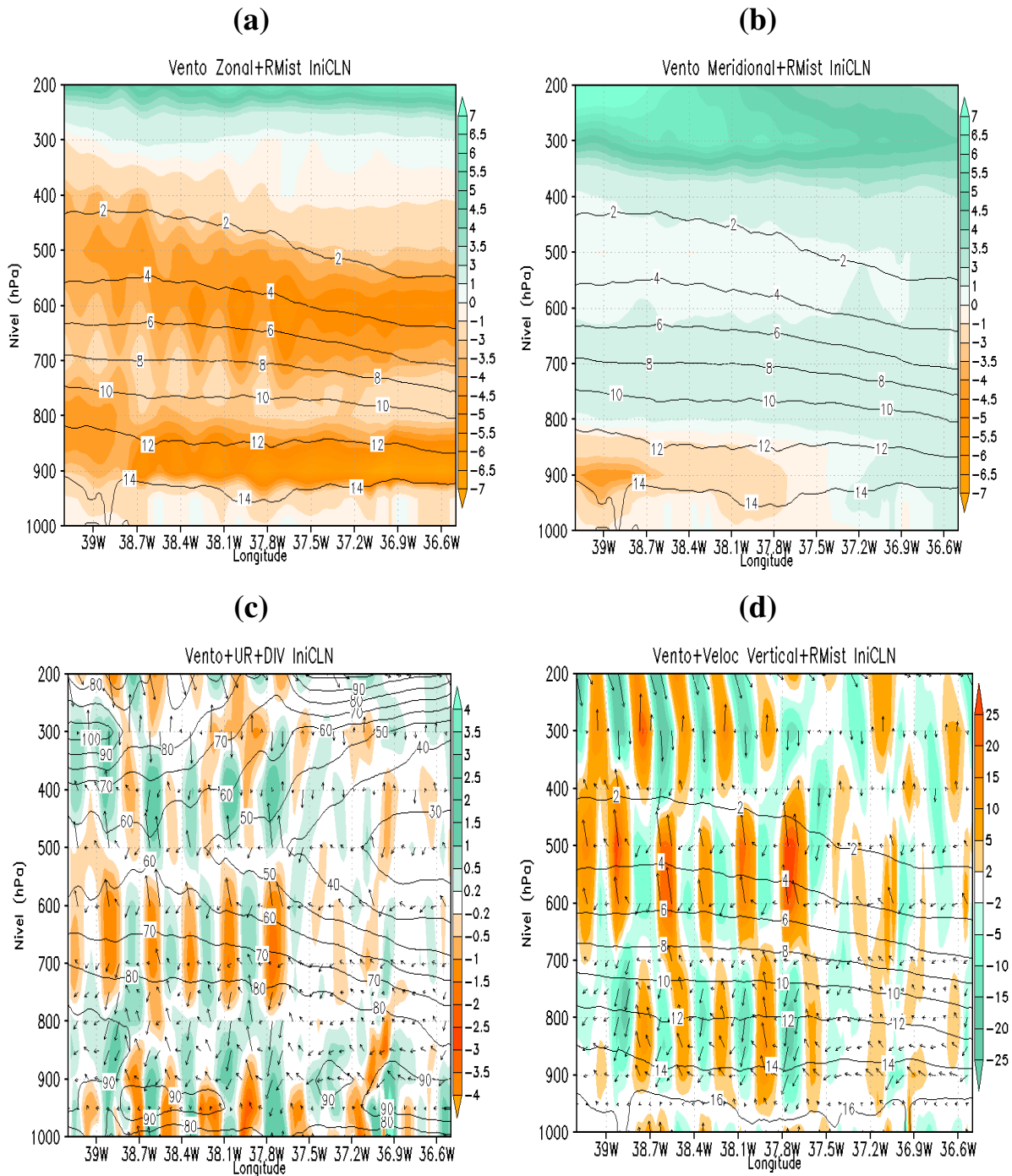


Figura 29 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

No estágio de máxima intensificação, a simulação CEN indica redução na intensidade do vento zonal e meridional (Figura 30a e 30b) e mantém a mesma intensidade no núcleo de convergência de massa (Figura 30c) e o centro de correntes ascendentes (Figura 30d) associados a redução do teor de umidade nos baixos níveis da atmosfera. No estágio dissipativo as 11Z, o mais marcante é o decaimento acentuado nos perfis de vento e na razão de mistura. Sendo que os vetores de vento se mostram completamente enfraquecidos, como se houvesse uma interrupção brusca do combustível energético que mantém a intensidade (Figura 32d). O que leva em desintensificação imediata das outras variáveis, mas ainda se verifica a presença do fraco centro de correntes ascendentes insuficiente para contribuir em prol do aumento do teor de umidade que se mantém a mesma da simulação CN.

Durante o experimento CLN a fase de maturação do sistema é marcada pelo aumento do teor de umidade, mas associada ao enfraquecimento no núcleo de convergência de massa, onde diminui o tamanho e a intensidade (Figura 31c) que por sua vez induz redução do centro de correntes ascendentes (Figura 31d). Enquanto, na fase dissipativa se destacam a presença do núcleo de convergência de massa e o centro de correntes ascendentes enfraquecidos, contribuindo provavelmente para manter o aumento da precipitação simulada neste estágio do experimento CLN (Figura 33c e 33d). Esta formação atmosférica não configurou na mesma fase na simulação CN.

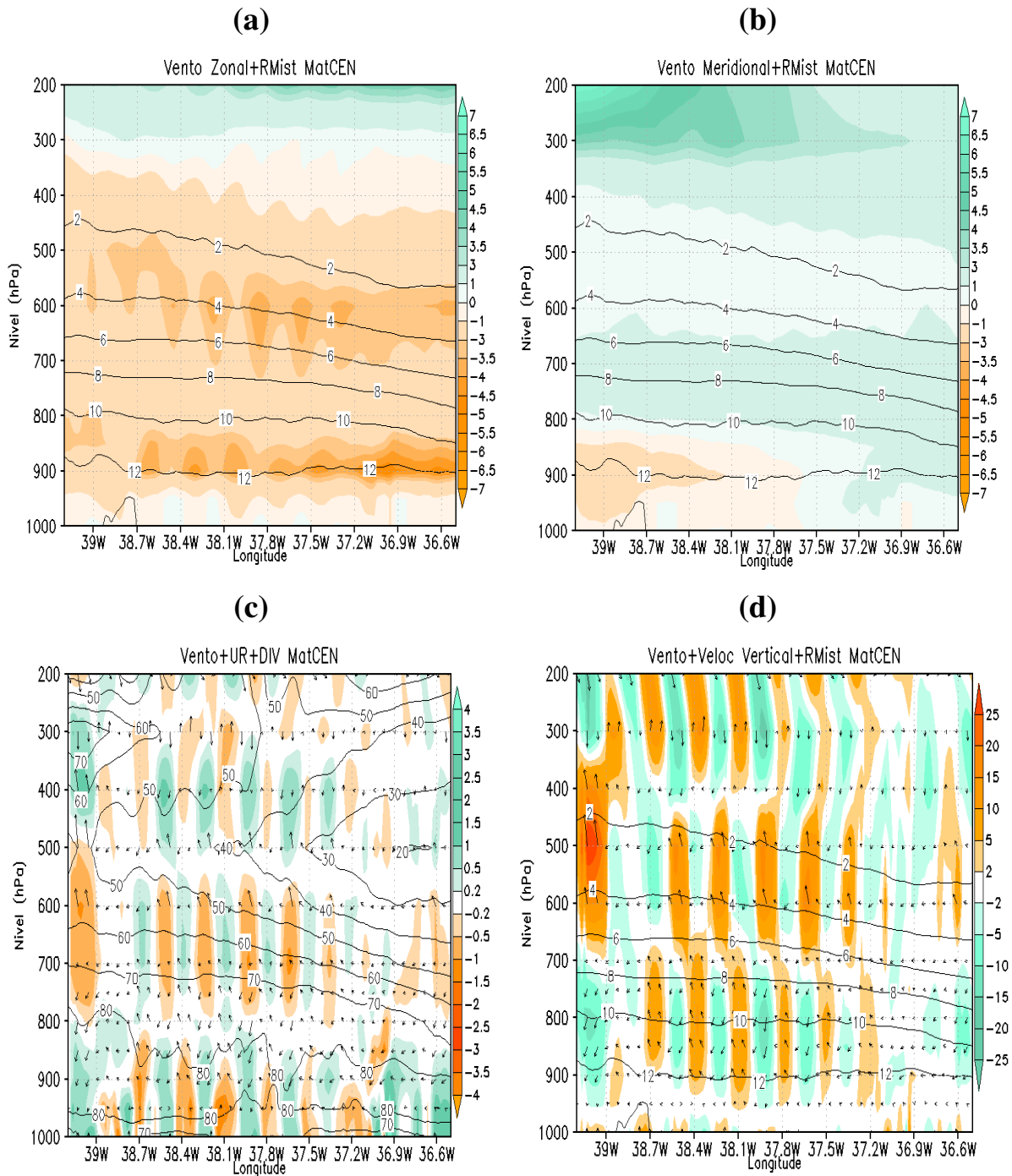


Figura 30 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de maturação do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

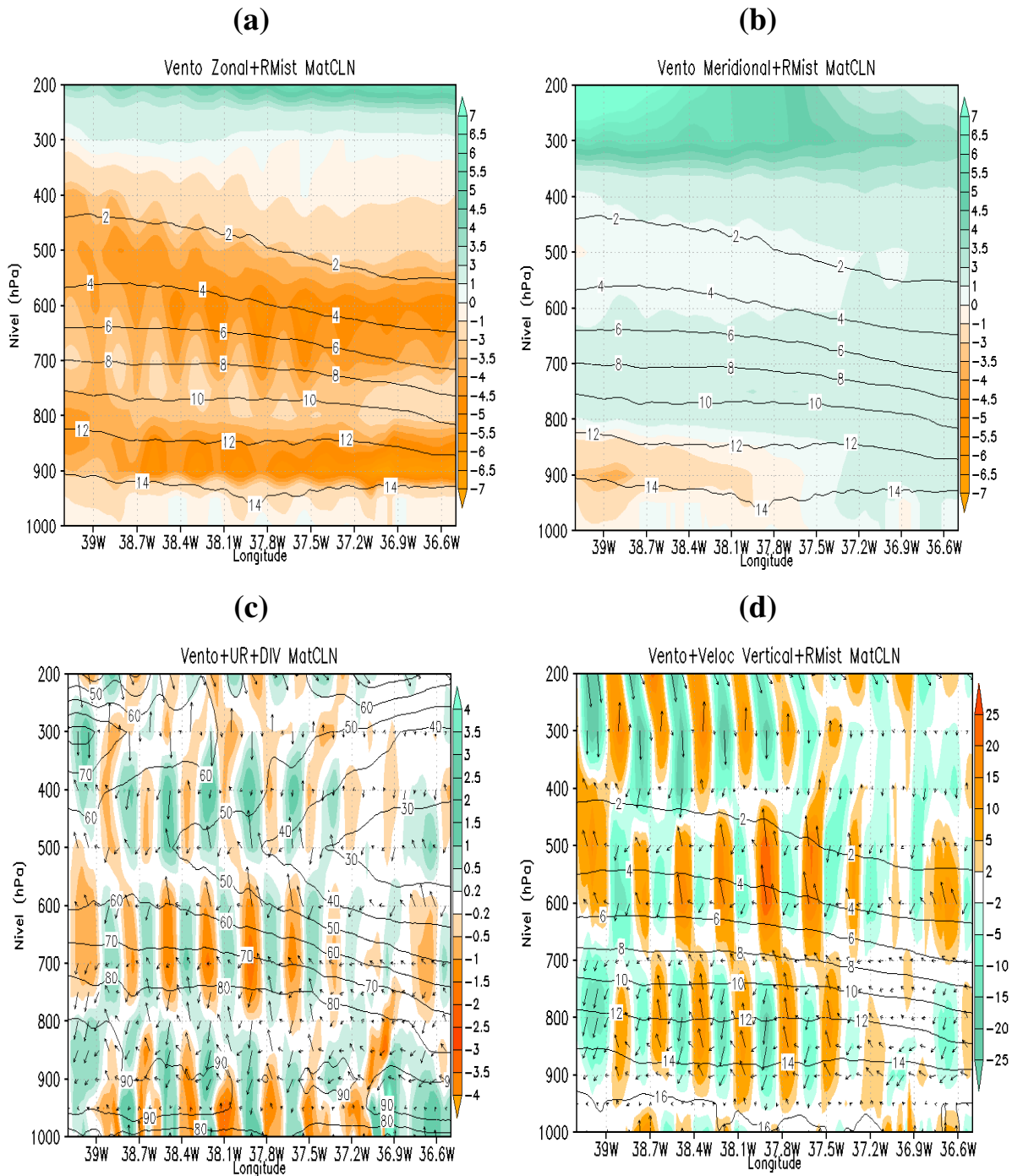


Figura 31 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de maturação do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

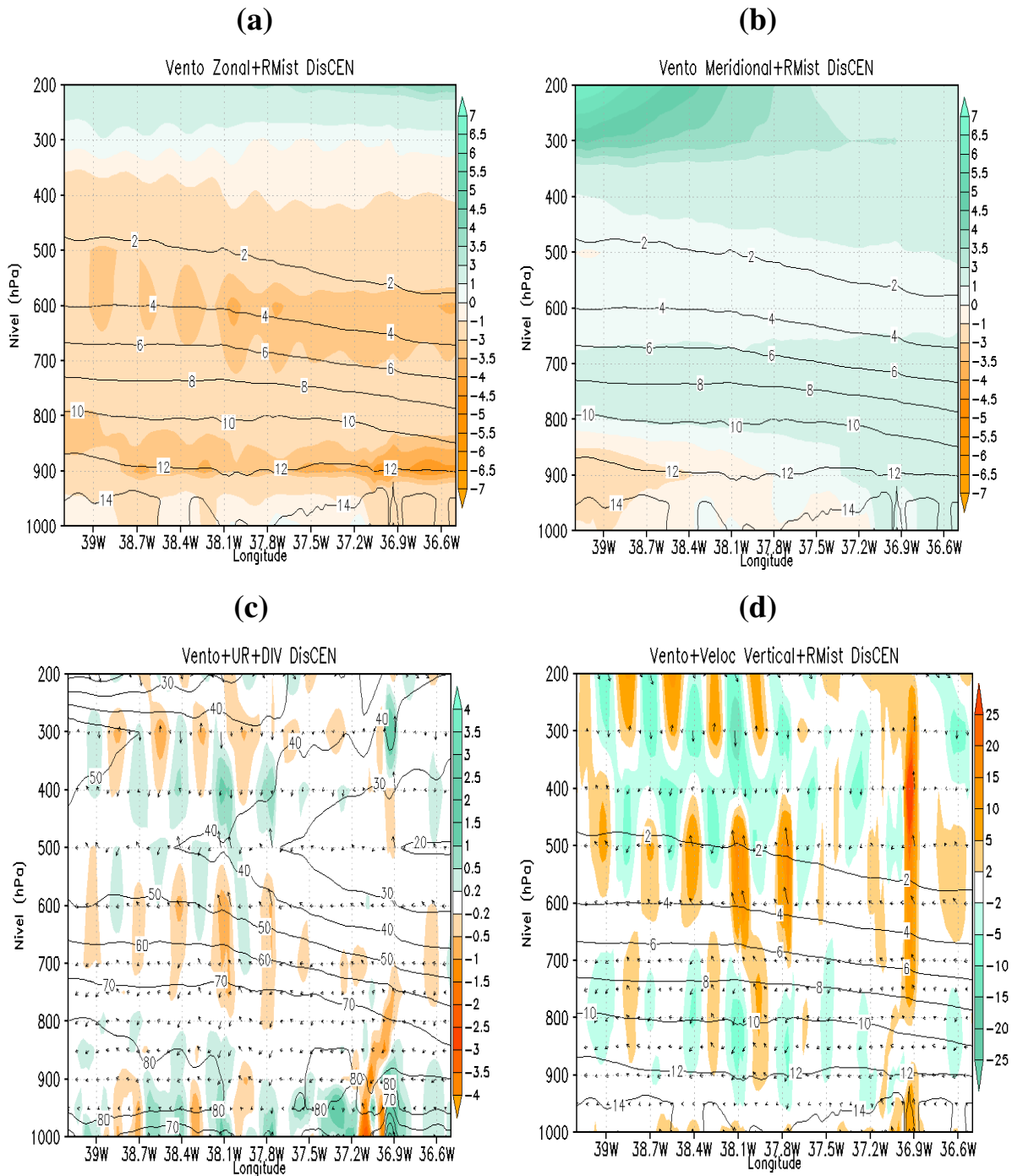


Figura 32 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de dissipação do CCMT na simulação CEN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

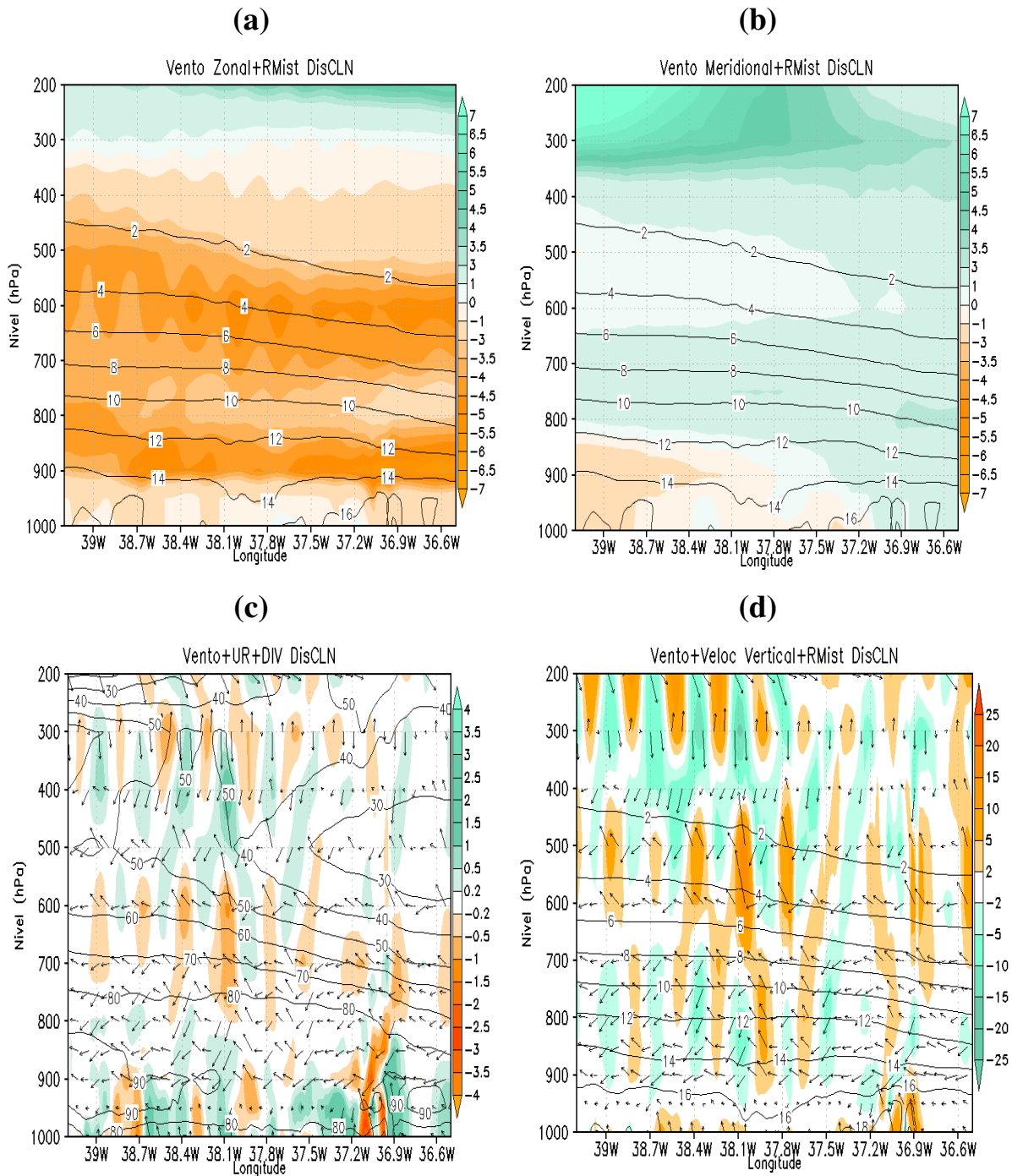


Figura 33 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de dissipação do CCMT na simulação CLN: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

4.2.2 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN

As Figuras 34 e 35 exibem as configurações estimadas da estrutura vertical no estágio inicial da formação do CCMT nas simulações CPOS e CNEG, respectivamente. Iniciando pelo CPOS, observa-se redução da intensidade do vento de nordeste e de leste nas camadas entre 900 hPa/800 hPa e 650 hPa/450 hPa, respectivamente (Figuras 34a e 34b). Decaimento expressivo também é observado na razão de mistura e no núcleo de convergência de massa (Figura 34c) associado ao enfraquecimento do centro de correntes ascendentes (Figura 34d).

Na simulação CNEG, as componentes zonal e meridional do vento são amplificadas indicando aumento na predominância do vento de nordeste e de leste, observa-se, ainda, na borda oeste do sistema, vento de nordeste acentuado (Figuras 35a e 35b). Provavelmente contribui para amplificação de um núcleo de convergência de massa em superfície, na longitude de 39°W (Figura 35c), associado a correntes ascendentes na camada entre 900 hPa e 800 hPa (Figura 35d). Esta configuração em baixos níveis da troposfera somente estabeleceu-se na simulação CNEG no estágio inicial de formação do sistema. Porém, a razão de mistura não aumentou significativamente.

Como no experimento CEN, a estrutura vertical do estágio inicial simulada no CPOS indica que o sistema decaiu, mas se mantém estabelecido devido ao núcleo de convergência de massa associado ao centro de movimentos verticais ascendentes atuarem como forçantes para gênese e manutenção do sistema.

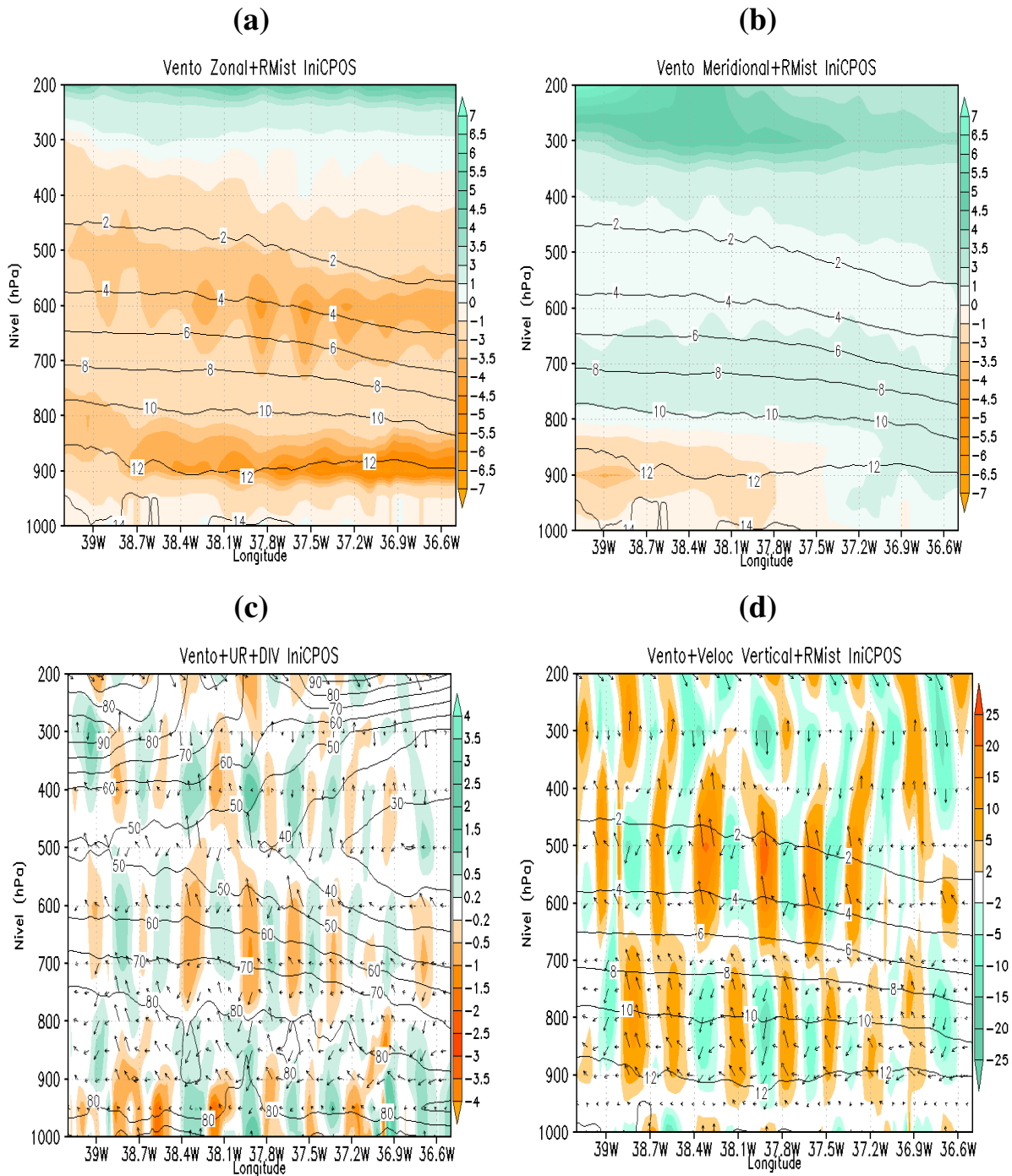


Figura 34 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

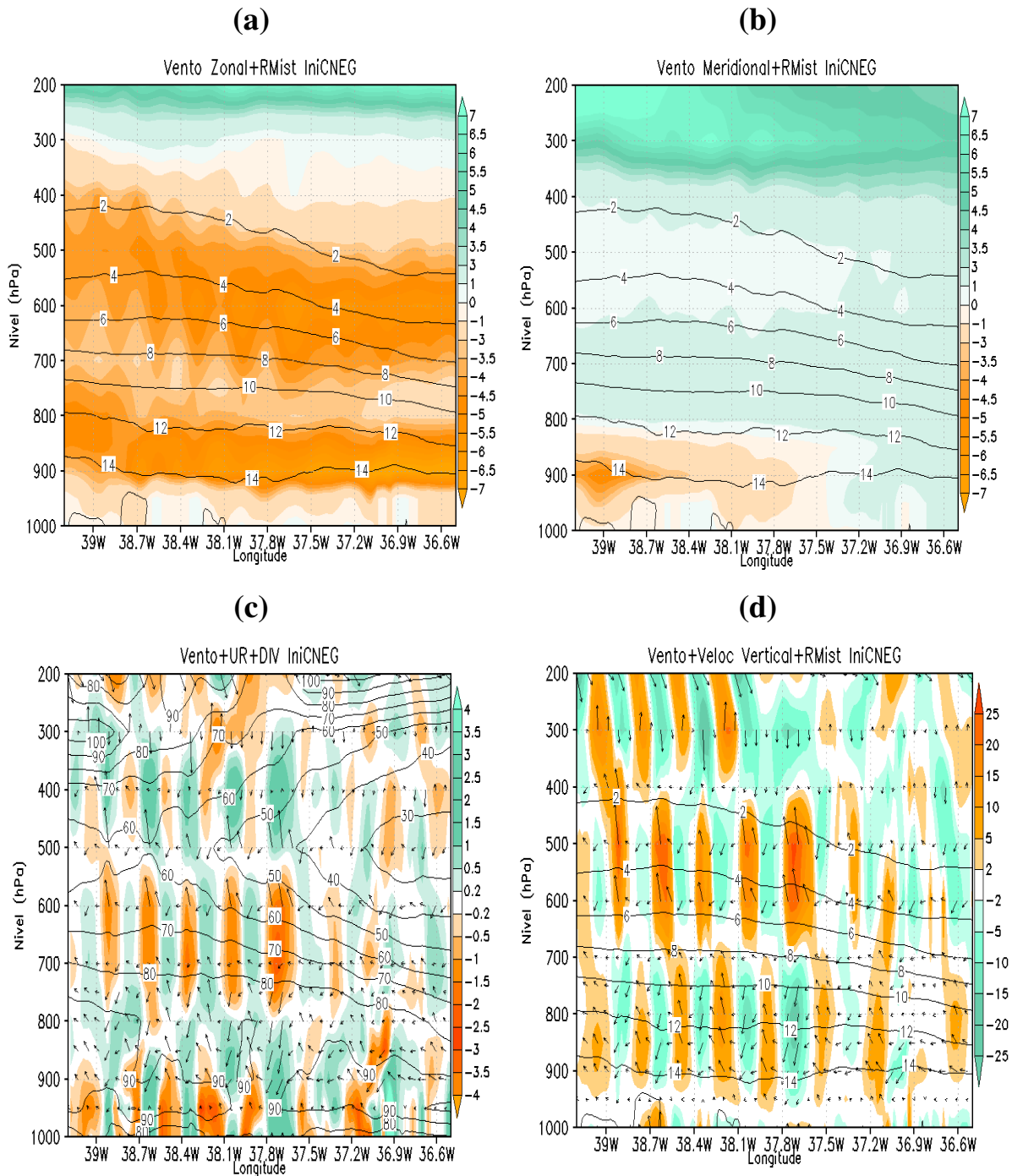


Figura 35 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio inicial do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10^{-4} .s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2×10^{-1} .m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

No estágio de máxima intensificação na simulação CPOS, observa-se diminuição no núcleo de convergência de massa (Figura 36c) que induz um relativo decréscimo do centro de movimentos verticais ascendentes (Figura 36d). Contudo, garante a fonte extra de transporte de umidade para níveis médios da atmosfera, embora enfraquecida durante o CPOS. O estágio dissipativo é marcado pelo decaimento acentuado das componentes do vento e da razão de mistura em 15% e 3%, respectivamente (Figuras 36a e 36b).

Por outro lado, na máxima intensificação do sistema em ambiente de dipolo negativo, verifica-se um relativo decréscimo, além de deslocamento para 39°W do núcleo de convergência de massa (Figura 37c) e, concomitantemente, decréscimo e deslocamento do centro de correntes ascendentes (Figura 37d) associado ao aumento da umidade relativa em torno de 80 a 90% em baixos níveis (Figura 37c). Indicando a possibilidade de formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical. Durante o estágio dissipativo, normalmente ocorre decaimento da intensidade das variáveis em superfície e na vertical. Porém, o modelo simula a predominância do vento de leste (componente v próxima de zero) e de sudeste mais intensos nas camadas entre 900 hPa/800 hPa e 650 hPa/450 hPa, respectivamente. Tal aumento na intensidade das componentes do vento contribui para manter ativos o núcleo de convergência de massa e o centro de correntes ascendentes, os quais contribuem para o fluxo de umidade nos baixos e médios níveis troposféricos (Figuras 39c e 39d) aumentando o teor de umidade na coluna. O que pode indicar que o CCMT é intenso e de maior duração em uma atmosfera de dipolo negativo de TSM.

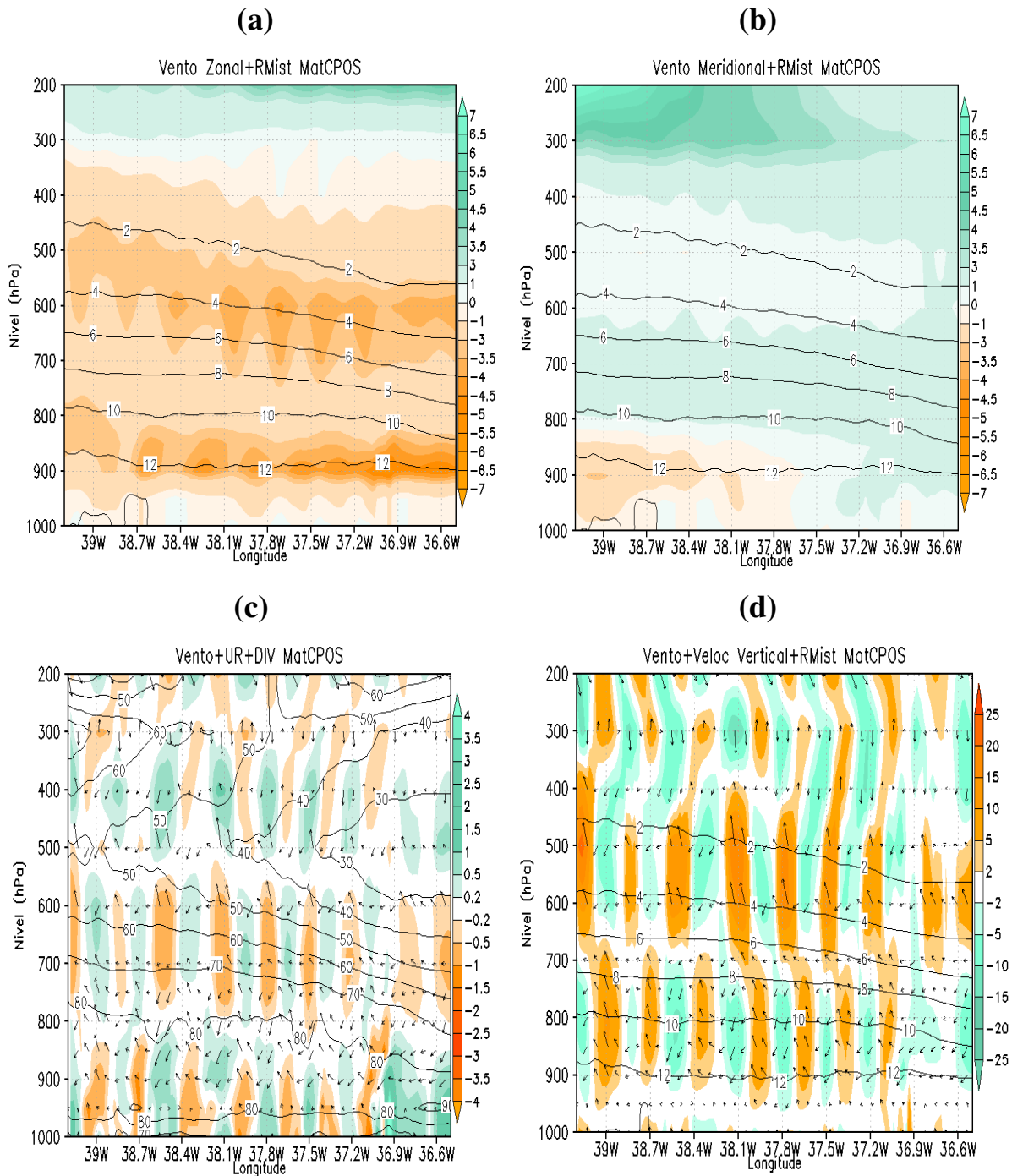


Figura 36 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio maturação do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (b) vento meridional (sombreado) (m.s⁻¹) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹); (c) divergência de massa (sombreado) (10⁻⁴.s⁻¹), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) (2x10⁻¹m.s⁻¹); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg⁻¹). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

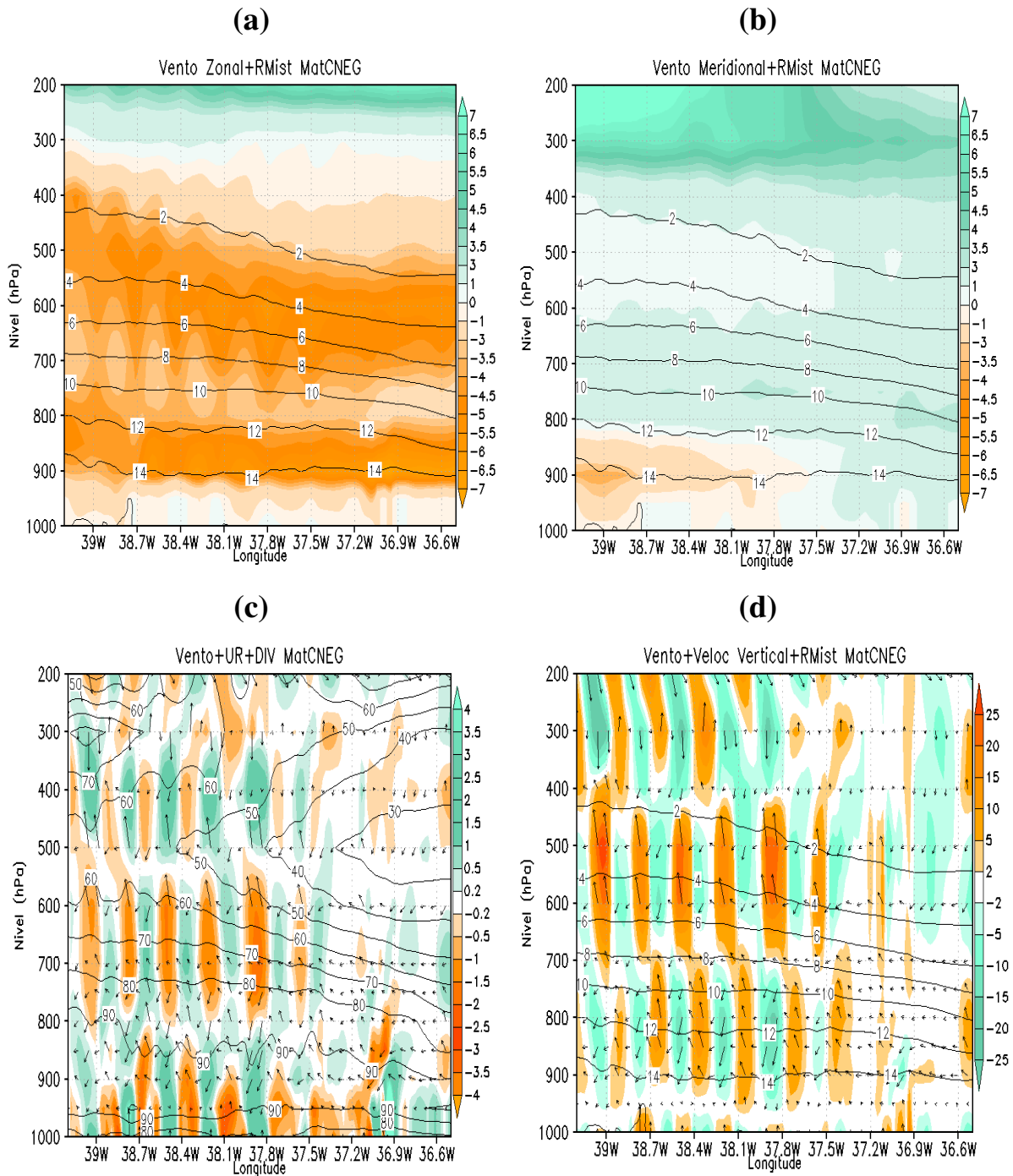


Figura 37 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio de maturação do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

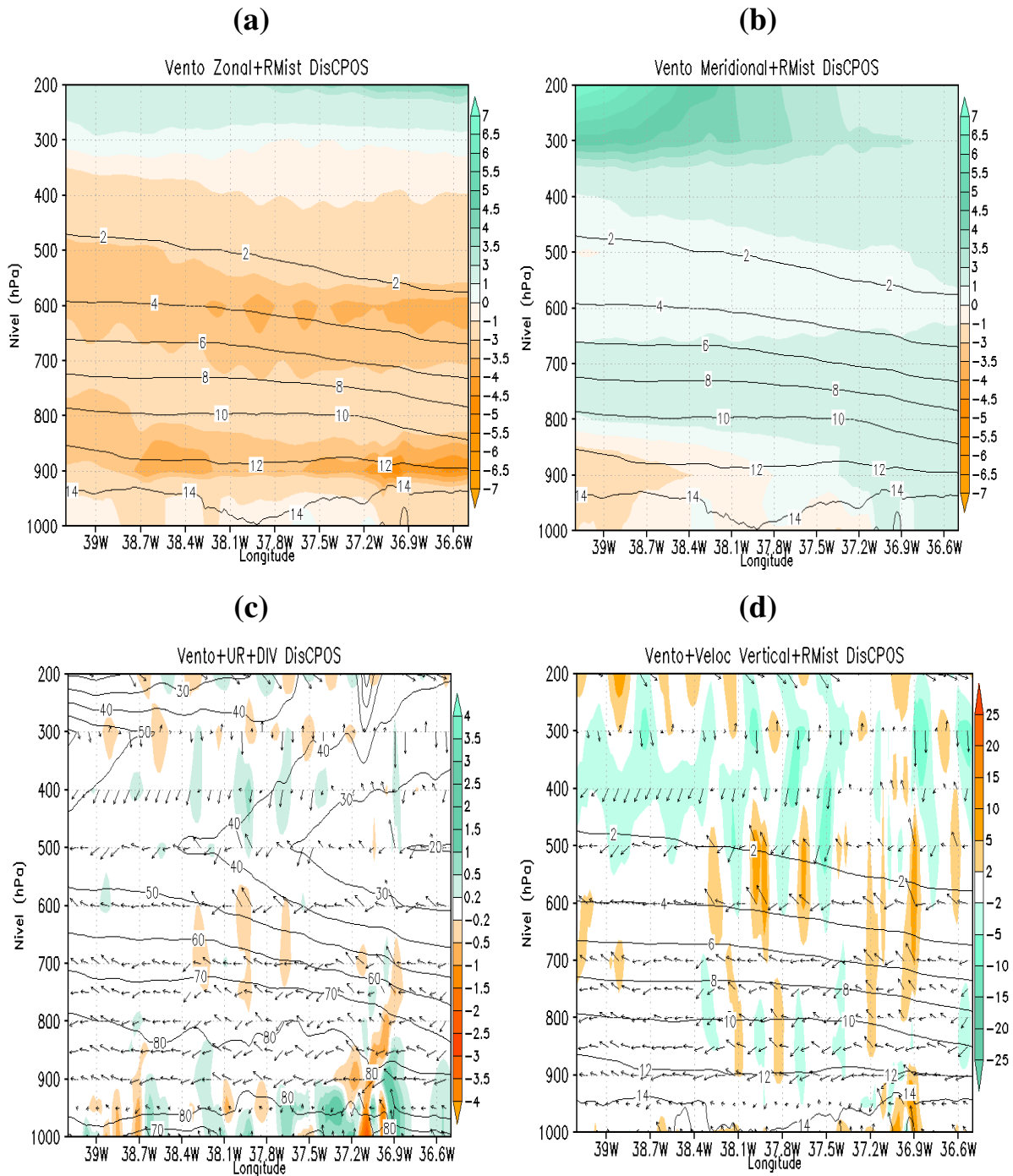


Figura 38 – Seção vertical, fixado na latitude 7,2°S, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CPOS: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

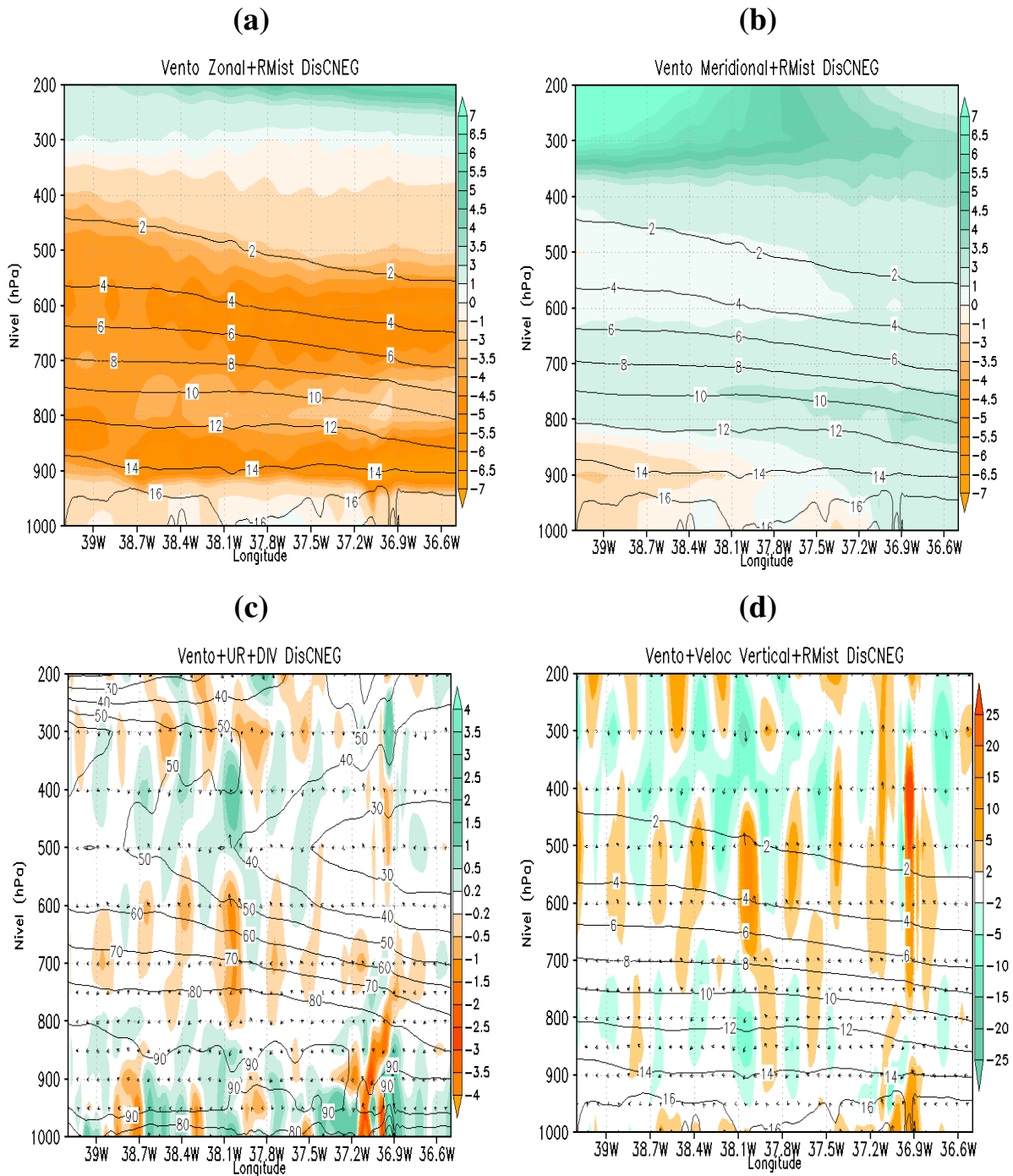


Figura 39 – Seção vertical, fixado na latitude $7,2^{\circ}\text{S}$, do estágio dissipativo do CCMT na simulação CNEG: (a) vento zonal (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (b) vento meridional (sombreado) (m.s^{-1}) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}); (c) divergência de massa (sombreado) ($10^{-4}.\text{s}^{-1}$), vetores de vento no plano (x,z) e umidade relativa (%); (d) velocidade vertical (sombreado) ($2 \times 10^{-1} \text{m.s}^{-1}$); vetores de vento no plano (x,z) e razão de mistura (linha contínua) (g.kg^{-1}). Componente vertical do vento foi multiplicada por um fator de 10 para melhor visualização dos vetores.

Uma breve comparação entre os perfis das simulações pode ser acompanhada nas Figuras 40 e 41, que representam as componentes zonal e meridional do vento e da razão de mistura no centro do CCMT, respectivamente. Analisando comparativamente os perfis de cada experimento, visualiza-se um ligeiro aumento na intensidade das componentes do vento e na razão de mistura. É claramente observada uma ordem crescente nos perfis dos três estágios do ciclo de evolução do sistema, que se inicia pela simulação CEN seguido pela CPOS, CLN e CNEG.

A Tabela 06 resume as diferenças das características atmosféricas na estrutura vertical entre as simulações CN e os demais experimentos. Constatase uma relação direta entre o núcleo de convergência de massa e o centro de correntes ascendentes nas simulações. Exceto na fase dissipativa do sistema da simulação CEN, onde o centro de correntes ascendentes se configura. No entanto, os dois parâmetros meteorológicos não apresentam relação direta com a razão de mistura nos estágio de maturação do sistema nas simulações CEN e CLN. Na maioria dos estágios de desenvolvimento do CCMT, o teor de umidade reduz nas simulações com El Niño e na fase positiva de dipolo e aumenta nas simulações com La Niña e na fase negativa de dipolo. Sinais semelhantes a esses são constantemente encontrados nas investigações realizadas em estudos que relacionaram precipitação com os MVCG sobre o NEB, a citar Coelho et al. (2002) e Andreole e Kayano (2007).

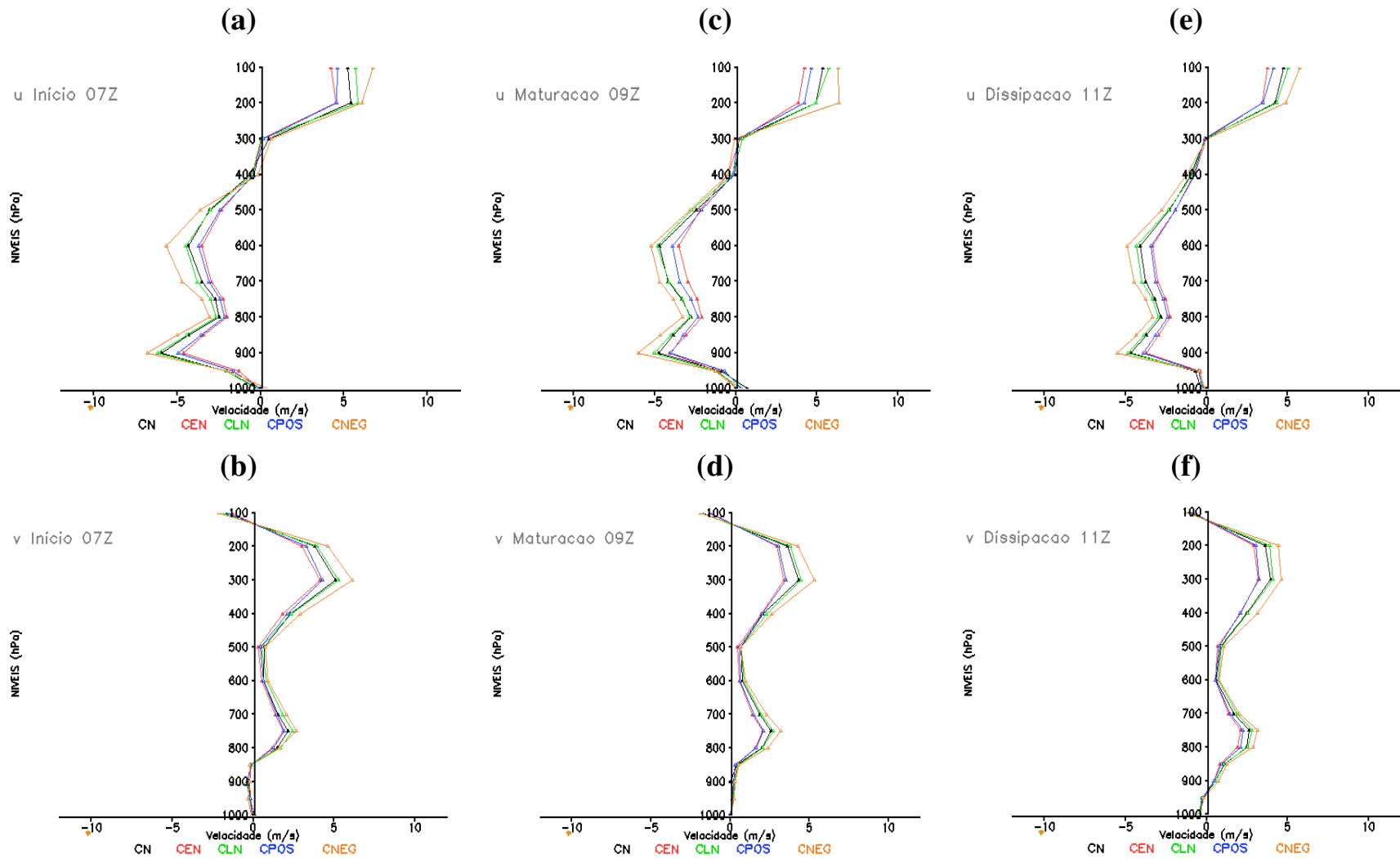


Figura 40 – Perfil vertical médio do centro do CCMT das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento durante os estágios (a e b) inicial, (c e d) maturação e (e e f) dissipação do ciclo de atuação do sistema simulado nos experimentos.

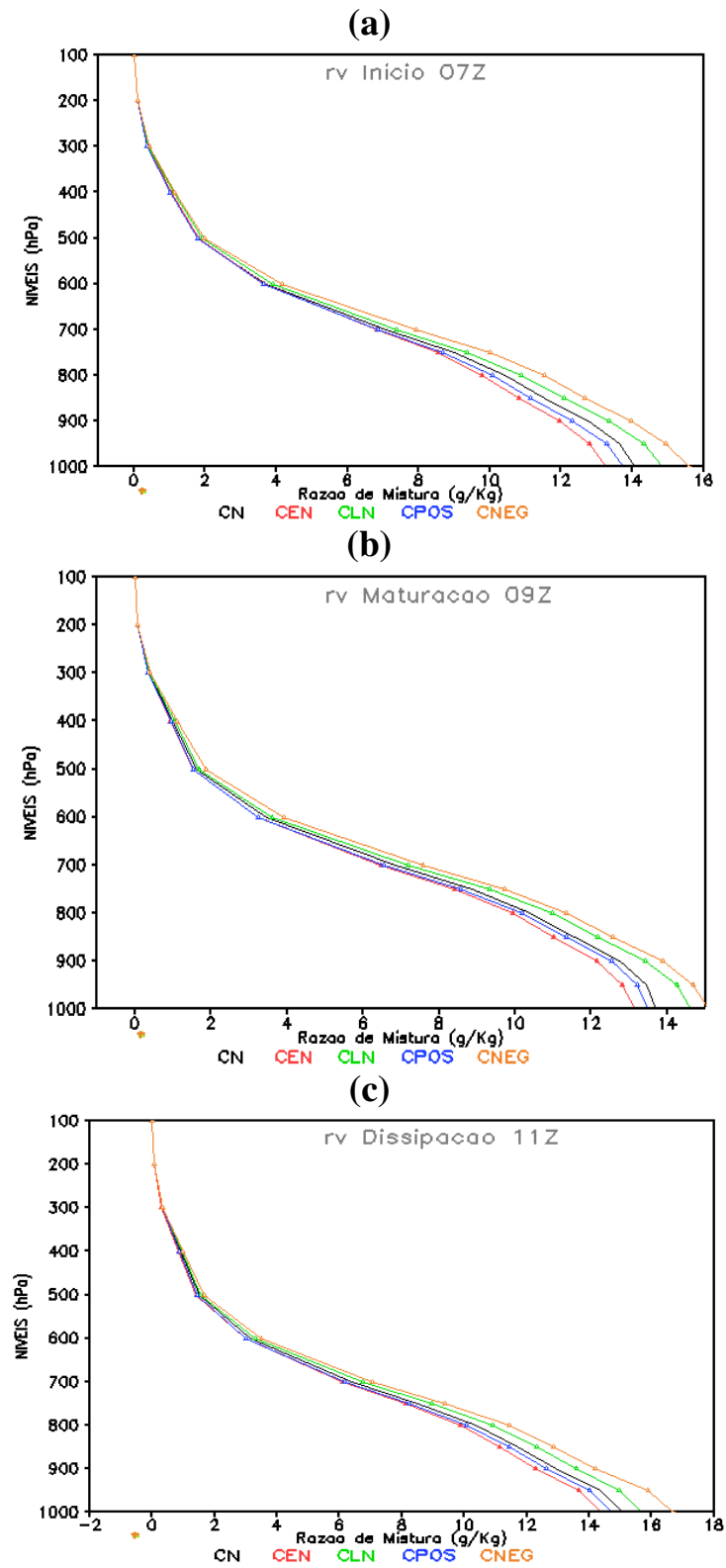


Figura 41 – Perfis médios da razão de mistura rv ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) no centro do CCMT para os experimentos.

Tabela 06 – Resumo comparativo das diferenças das características atmosféricas na estrutura vertical, mais relevante entre o CN e os demais experimentos.

Variáveis	INICIAL			ESTÁGIO MATURAÇÃO			DISSIPATIVO		
	Nuc. Conv.	Teor Umidade	Centro de w	Nuc. Conv.	Teor Umidade	Centro de w	Nuc. Conv.	Teor Umidade	Centro de w
Experimento									
CEN	Fraco	Redução	Fraco	Forte	Redução	Forte	Fraco	Redução	Inexistente
CLN	Igual	Aumento	Igual	Fraco	Aumento	Fraco	Fraco	Aumento	Fraco
CPOS	Fraco	Redução	Fraco	Fraco	Redução	Fraco	Inexistente	Igual	Inexistente
CNEG	Fraco	Igual	Fraco	Forte	Aumento	Forte	Fraco	Aumento	Fraco

4.2.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.2

O estágio inicial correspondente à estrutura vertical do CCMT, se resume na configuração de um núcleo de convergência de massa na camada entre 750 hPa e 500 hPa localizado na longitude de 39,2°W associado a um centro de correntes ascendentes na camada entre 650 hPa e 400 hPa. Esta configuração e a umidade relativa em baixos níveis da troposfera se intensificam durante a fase de maturação. A fase dissipativa se caracteriza pela inexistência do núcleo de convergência de massa, do centro de correntes ascendentes e da alternância entre intensos movimentos ascendentes e fracos movimentos descendentes na coluna.

Esta configuração é determinante para caracterizar a intensificação ou a supressão do sistema em ambiente de MVCG. Sendo assim, conclui-se que a estrutura vertical do CCMT em ambiente de EN e DTAT positivo é suprimida e em ambiente de LN e DTAT negativo é intensificada. Portanto, estes resultados são coerentes com as análises das seções anteriores e mostram a eficiência do modelo em relacionar a estrutura física e dinâmica atmosférica entre o perfil vertical e horizontal do sistema. Embora, ainda se torne imprescindível analisar a *performance* ou o desempenho do modelo com relação a eficiência termodinâmica necessária para completar a gênese do sistema.

4.3 - CARACTERÍSTICAS TERMODINÂMICAS

Para identificar a presença de instabilidade condicional/convectiva essencial à formação de células convectivas, optou-se por avaliar o grau de estabilidade da atmosfera analisado por perfis verticais das temperaturas potenciais no PMC (7,2°S/37,2°W) do CCMT. Assim, é possível também verificar se as condições ambientais são favoráveis ou não, ao desenvolvimento de sistemas precipitantes. Ainda se analisou a energia convectiva potencial do ambiente através dos valores do índice de instabilidade CAPE que é uma medida da energia de flutuação disponível para a convecção e que indica o grau de instabilidade termodinâmica da atmosfera.

Com base nos conceitos de θ , θ_e e θ_{es} dentro do contexto do método da parcela que considera o comportamento da atmosfera simplificado e a temperatura de uma parcela de ar não varia adiabaticamente nem se mistura com o ambiente que a envolve, analisou-se a estabilidade convectiva da atmosfera. Sobre uma camada, a estabilidade convectiva é determinada quando uma parcela elevada até o ponto de saturação atinge a instabilidade devido à liberação de calor latente de condensação promovendo mudanças no gradiente de temperatura entre a base e o topo da camada. A Figura 42 representa os perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} durante as etapas do ciclo de evolução do CCMT. O perfil de θ nos três períodos, demonstra uma camada bem misturada até próximo de 950 hPa caracterizada pelo valor constante da temperatura potencial, $\frac{\partial\theta}{\partial z} = 0$. Trata-se de um fator substancial para potencializar a troca de calor e umidade nos baixos níveis da atmosfera.

No horário relativo à etapa inicial (Figura 42a) o gradiente vertical de temperatura potencial equivalente próximo ou igual a zero, $\frac{\partial\theta_e}{\partial z} = 0$, na camada entre a superfície e 800hPa revela a condição de neutralidade associada ao alto teor de umidade indicado pela aproximação dos perfis de θ_e e θ_{es} a partir de 950 hPa. Ainda no mesmo perfil a camada logo acima de 800 hPa a 600 hPa apresenta condição potencialmente instável determinado pelo gradiente vertical de temperatura potencial equivalente, inferior a zero, $\frac{\partial\theta_e}{\partial z} < 0$, e condicionalmente estável definida por $\frac{\partial\theta_{es}}{\partial z} > 0$. O perfil de θ_e logo acima de 600 hPa caracteriza a base de uma inversão térmica e uma atmosfera estável que se estende ao restante do perfil, definindo uma camada relativamente mais seca ilustrado pelo afastamento dos perfis de θ_e e θ_{es} . Esta característica atmosférica é favorável para a intensidade dos distúrbios convectivos pois, enquanto a inversão estiver presente, inibe a penetração para cima do ar das camadas mais baixas e úmidas. Este processo fomenta o aquecimento e o armazenamento de calor em baixos níveis da troposfera, cujos fatores ambientais e termodinâmicos potencializam a atividade convectiva necessária para o ciclo de atuação do sistema. Se a convergência de umidade em baixos níveis for suficientemente

intensa para vencer a barreira convectiva, impulsionará a penetração de massa para os níveis médios troposféricos, o que favorecerá ou estimulará o desenvolvimento de nuvens convectivas de grande ampliação vertical.

Durante a etapa de maturação (Figura 42b) os perfis apresentam as mesmas características da fase inicial. No entanto, o perfil de θ_e e θ_{es} é ligeiramente mais próximo o que lhe confere aumento do teor de umidade associado ao aumento da instabilidade convectiva, na camada entre 800 hPa e 600 hPa.

Já na fase dissipativa (Figura 42c) na camada entre a superfície e 950 hPa, $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} = 0$ condiciona a atmosfera com neutralidade. A partir do final desta camada até o nível de 600 hPa observa-se condição de instabilidade mais profunda do que nos outros períodos do ciclo de atuação do sistema. Ao final desta camada, finalmente pelo restante do perfil a atmosfera volta a ser potencialmente estável. O alto teor de umidade encontrado nesta fase pode estar relacionado ao aumento da temperatura em superfície que implica no aumento de vapor d'água na camada de mistura. Refletindo diretamente no aumento da temperatura potencial equivalente que, por sua vez, influencia a instabilidade atmosférica do ambiente de mesoescala promovendo chuva.

Os perfis verticais das componentes zonal e meridional do vento sobre o PMC são exibidos na Figura 43. Na fase inicial do CCMT, observa-se na componente zonal um cisalhamento significativo na camada entre a superfície e o nível de 900 hPa e entre 800 hPa e 600 hPa. Apesar desta variação brusca nos baixos níveis não ser tão intensa, é suficiente para contribuir com o desenvolvimento dos processos dinâmicos que organizam as células precipitantes (Figura 43a). A predominância do vento de nordeste e de leste (componente v igual ou próximo de zero) nos baixos níveis e de noroeste na alta troposfera evidencia um giro acentuado do escoamento com a altura. Em termos de variação do vento ao longo da vertical, o giro do vetor vento com a altura ultrapassa 90° . Configurações estabelecidas com essas características normalmente são acompanhadas de instabilidades convectivas que são extremamente necessárias para a gênese de sistemas precipitantes.

Em relação ao estágio de maturação (Figura 43b) e de dissipação (Figura 43c) do processo evolutivo do sistema, as mesmas configurações são estabelecidas. No entanto, são mais suavizadas principalmente no estágio de dissipação.

O que põe a vista o fato de que o intenso cisalhamento vertical da velocidade do vento é uma condição necessária na primeira hora do período de formação do sistema, decaindo com o decorrer das horas. Sabe-se que a eficiência de precipitação de uma tempestade é a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor d água que entra na base da nuvem, é tanto maior quanto menor o cisalhamento vertical da velocidade do vento na camada entre a base e o topo da nuvem. Contribui, portanto, para justificar os altos valores de precipitação no momento dissipativo do sistema já que nesta fase o cisalhamento vertical da velocidade do vento se configura com menor intensidade.

A Figura 42e exibe os valores de CAPE em $J.kg^{-1}$ fixados na latitude $7,2^{\circ}S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT. Os maiores valores de CAPE entre 1100 e $1330 J.kg^{-1}$ são claramente observados sobre a borda oeste em $38,9^{\circ}W$ e no ponto de maior convergência em $37,25^{\circ}W$ a $37^{\circ}W$ do CCMT, respectivamente. As condições atmosféricas esperadas, segundo a classificação de Bluestein (1993), se referem à possibilidade de atividade convectiva de natureza moderada a raramente forte. Provavelmente esta condição atmosférica contribui para os altos valores de precipitação registrados sobre as cidades de Bonito de Santa Fé ($-7,2^{\circ}S/-38,3^{\circ}W$) e Patos ($-7^{\circ}S/-37,2^{\circ}W$) localizadas próxima à borda e ao centro do sistema, respectivamente.

A convergência de calor e umidade associada à instabilidade atmosférica aciona o gatilho da convecção que induz a circulação de mesoescala. Influenciando diretamente no desenvolvimento e na organização das células abertas ou precipitantes, oferecendo suportes energéticos não somente para o início do CCMT, mas também para manter o sistema por um tempo maior de atuação. O que leva a chuvas intensas e de curta duração como as ocorridas sobre Bonito de Santa Fé e Patos, com registros de 82 mm e de 40 mm, respectivamente. A instabilidade convectiva, o cisalhamento vertical da velocidade do vento e a energia potencial disponível na atmosfera são grandezas ou fatores

meteorológicos essenciais para o desenvolvimento do CCMT. Diante disso, quaisquer variações nesses parâmetros, ou o sistema intensifica ou sofre supressão. Sendo assim, adiante se mostra essas variações nos perfis termodinâmicos do CN em ambiente de MVCG.

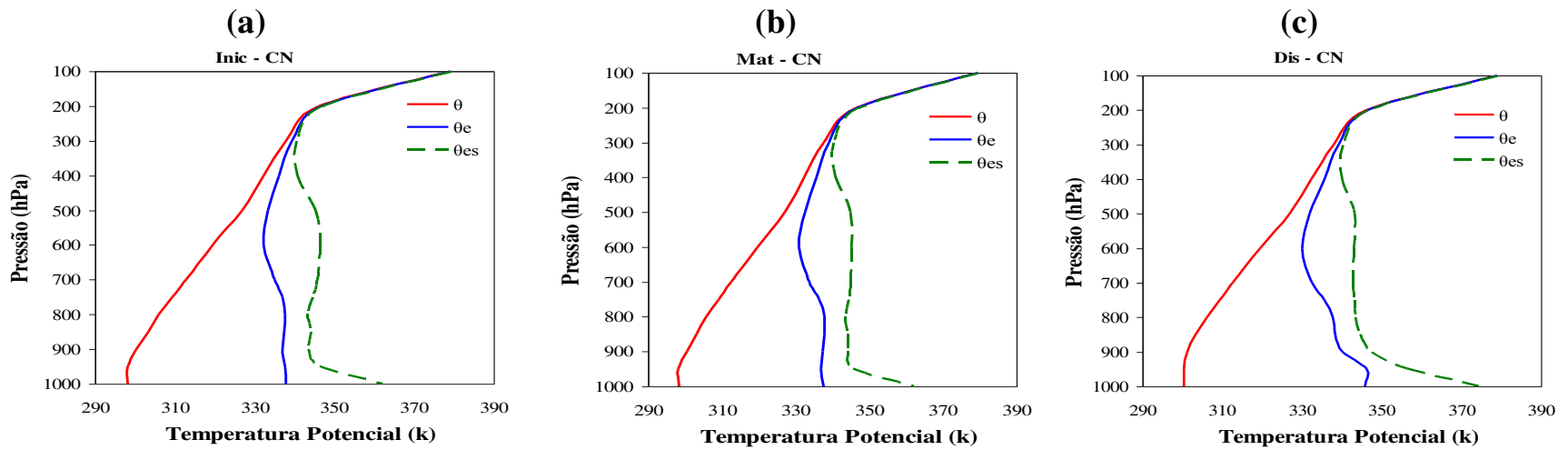


Figura 42 – Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT.

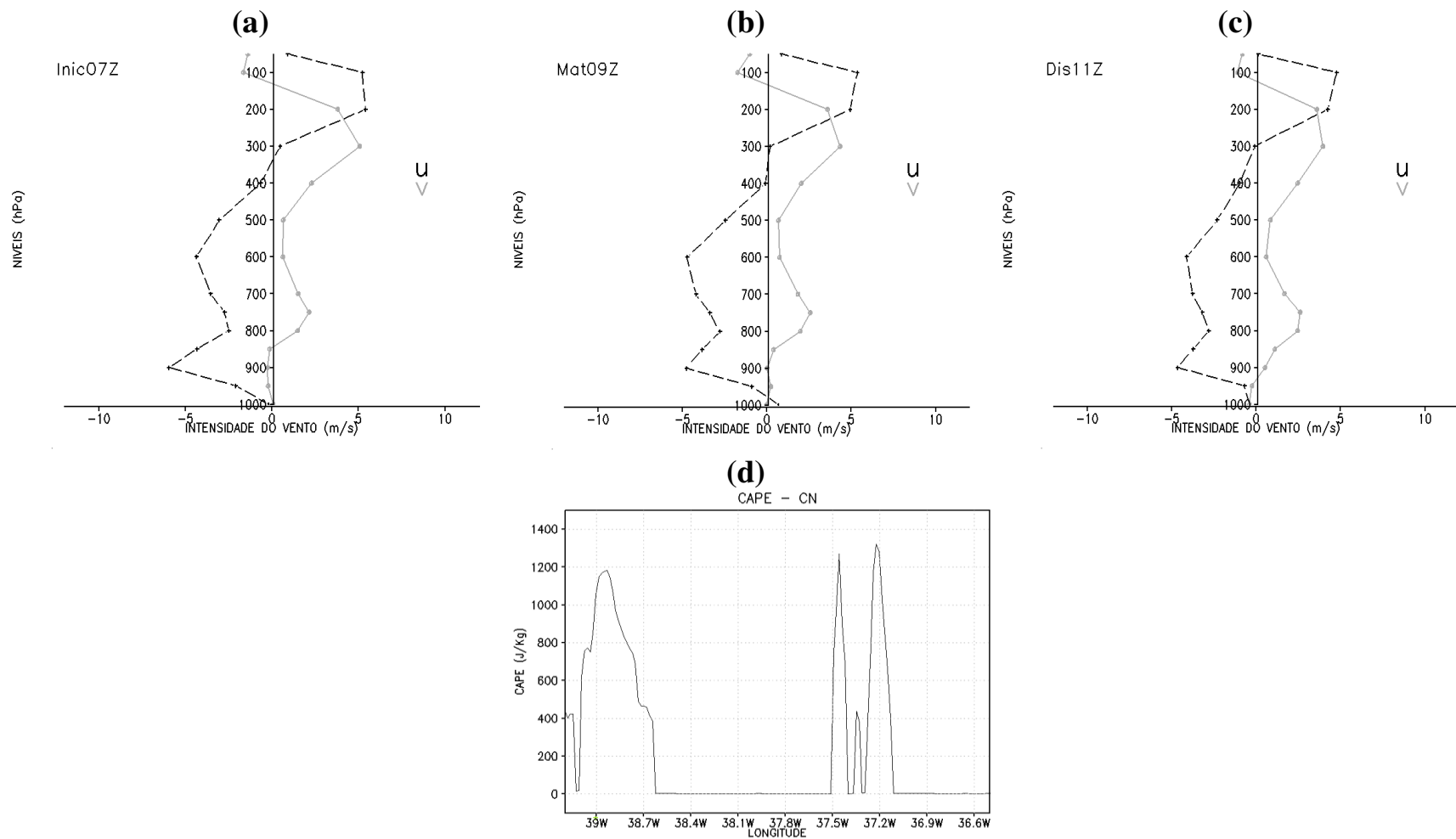


Figura 43 – Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento (m.s^{-1}) no PMC na simulação CN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE (J.kg^{-1}) fixado na latitude $7,25^{\circ}\text{S}$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.

4.3.1 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL SOBRE O CN

As Figuras 44 a 47 exibem as configurações do perfil termodinâmico do ambiente de mesoescala nas simulações CEN e CLN. Em todas as etapas do ciclo de atuação do sistema se observa afastamento dos perfis da temperatura potencial equivalente e da temperatura potencial equivalente saturada nas simulações CEN, o que caracteriza diminuição no teor de umidade (Figuras 44a a 44c). As Figuras 44d, 44e e 44f indicam a comparação entre os perfis de temperatura potencial equivalente dos estágios das simulações CN e CEN, repete-se, assim, para os demais experimentos. Nessas últimas Figuras a instabilidade convectiva diminui, mas na fase dissipativa se observa a menor diferença. Por sua vez, as configurações estabelecidas nos perfis verticais das componentes do vento são mantidas; contudo, o cisalhamento vertical da velocidade do vento é menos intenso em todos os estágios (Figura 45). O CAPE diminui sobre a borda oeste e permanece praticamente com os mesmos valores sobre o PMC (Figura 45d).

O comportamento dos perfis nas integrações do CLN é exatamente o oposto. A aproximação dos perfis evidencia aumento no teor de umidade desde o nível de 950 hPa a 800 hPa. No entanto, se observa um abaulamento mais pronunciado no perfil de θ_{es} entre 900 hPa e 800 hPa relativo ao estágio inicial do CCMT e com teor de umidade mais elevado (Figura 46a) do que no estágio maduro do sistema (Figura 46b). Para os três estágios de desenvolvimento do sistema a instabilidade convectiva estabelecida na camada entre 800 hPa e 600 hPa é superior à observada nos estágios correspondentes do cenário numérico (Figuras 46d a 47f). No horário de dissipação do sistema (Figura 46c) logo abaixo de 900 hPa, o teor de umidade chega ao máximo associado ao ligeiro aumento da instabilidade convectiva (Figura 46f). O cisalhamento vertical da velocidade do vento apresenta intensificação sobre o PMC no ciclo evolutivo do CCMT (Figura 47). Ao contrário do CAPE que mostra ligeiro decaimento sobre a borda oeste e se mantém o mesmo no PMC.

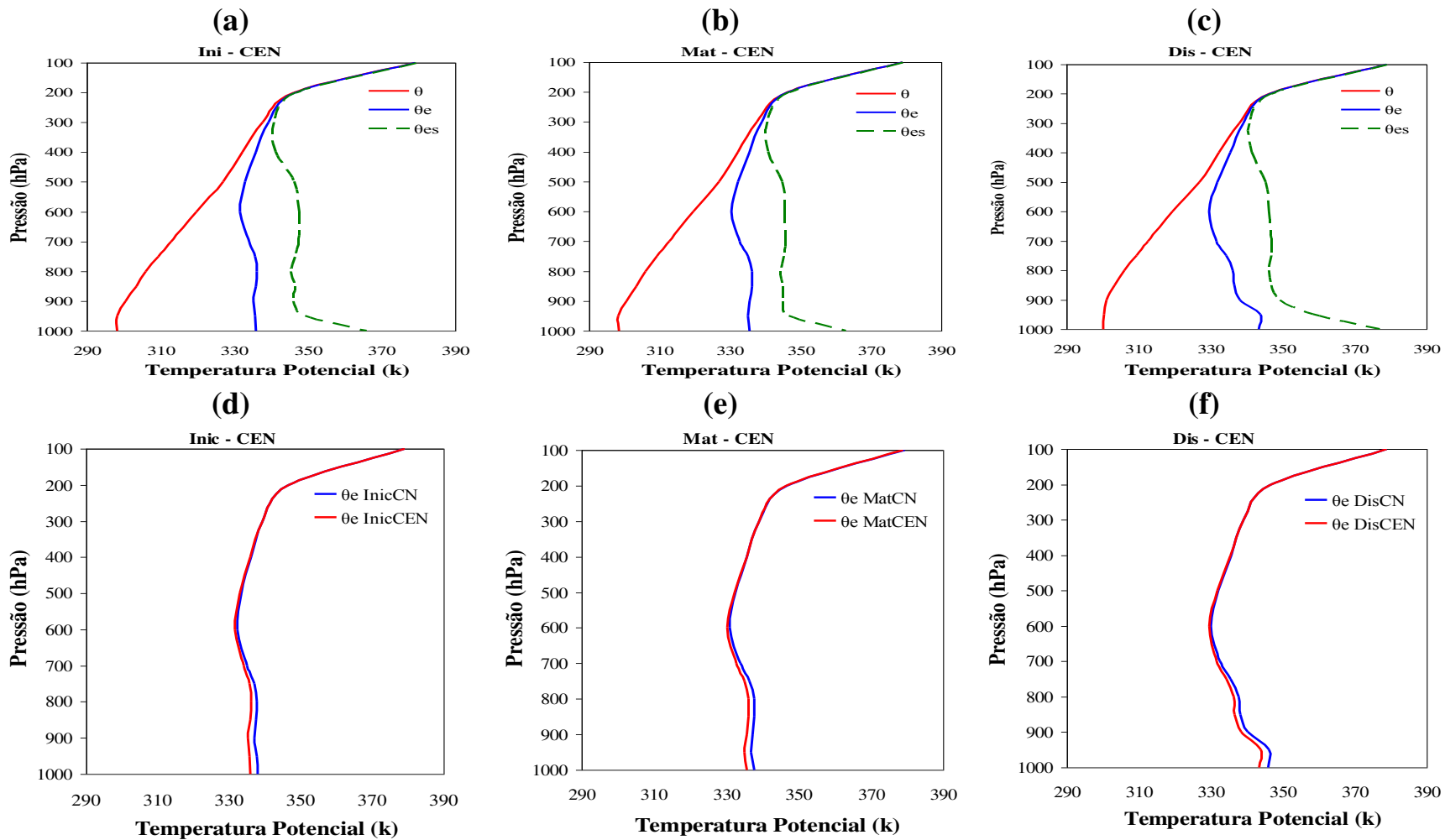


Figura 44 – Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CEN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CEN para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.

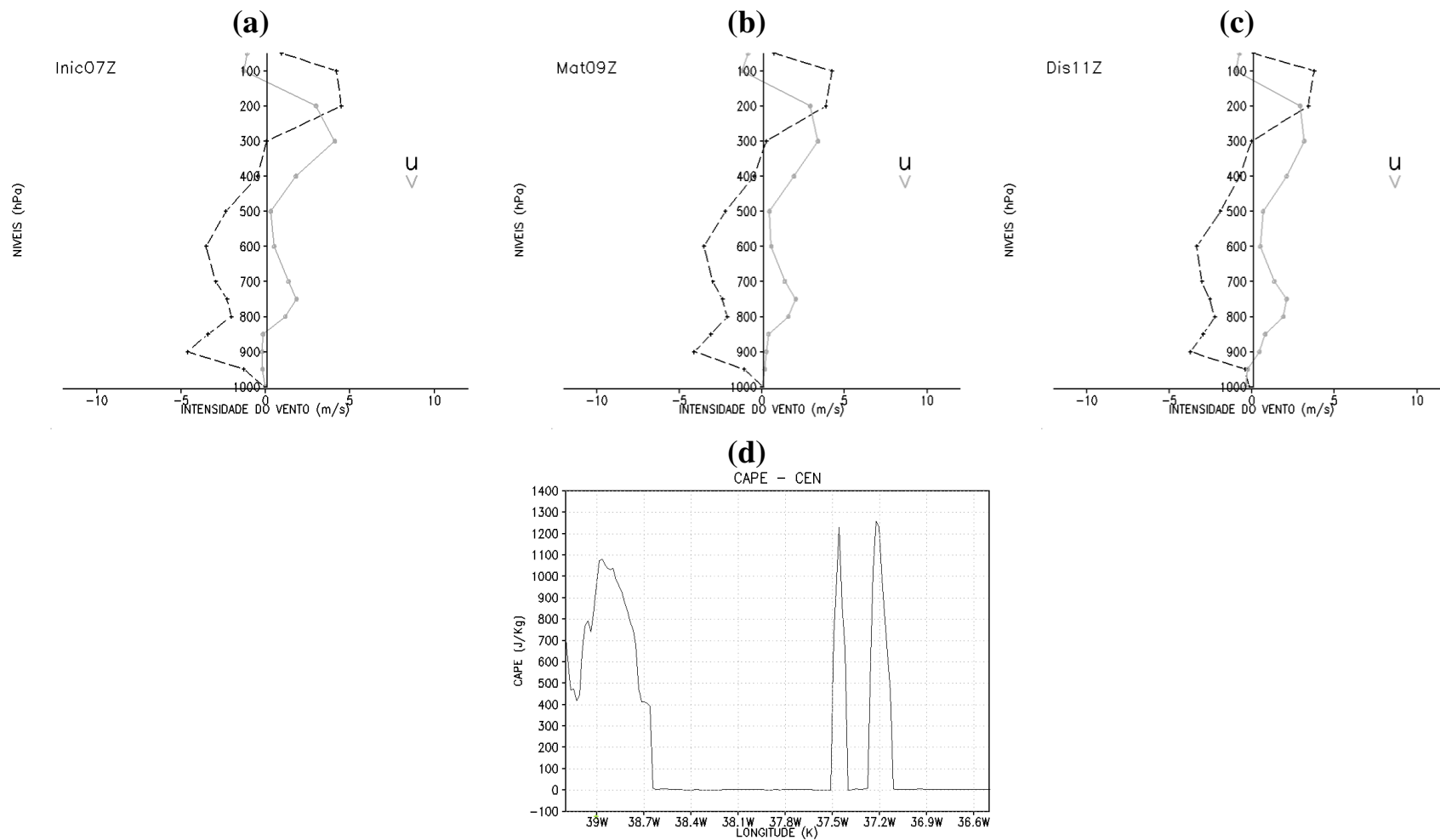


Figura 45 – Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no PMC na simulação CEN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ\text{S}$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.

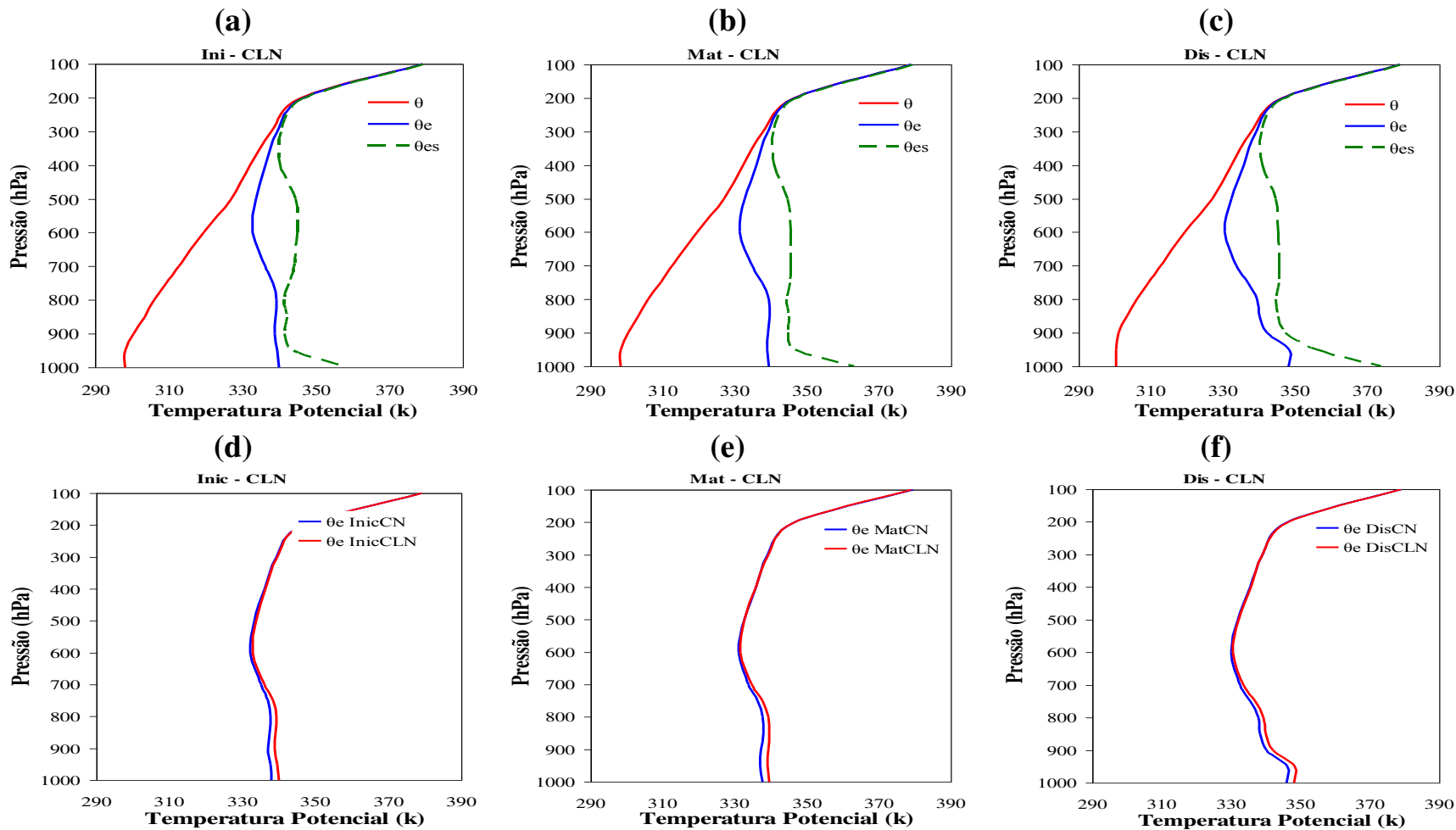


Figura 46 – Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CLN no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CLN para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.

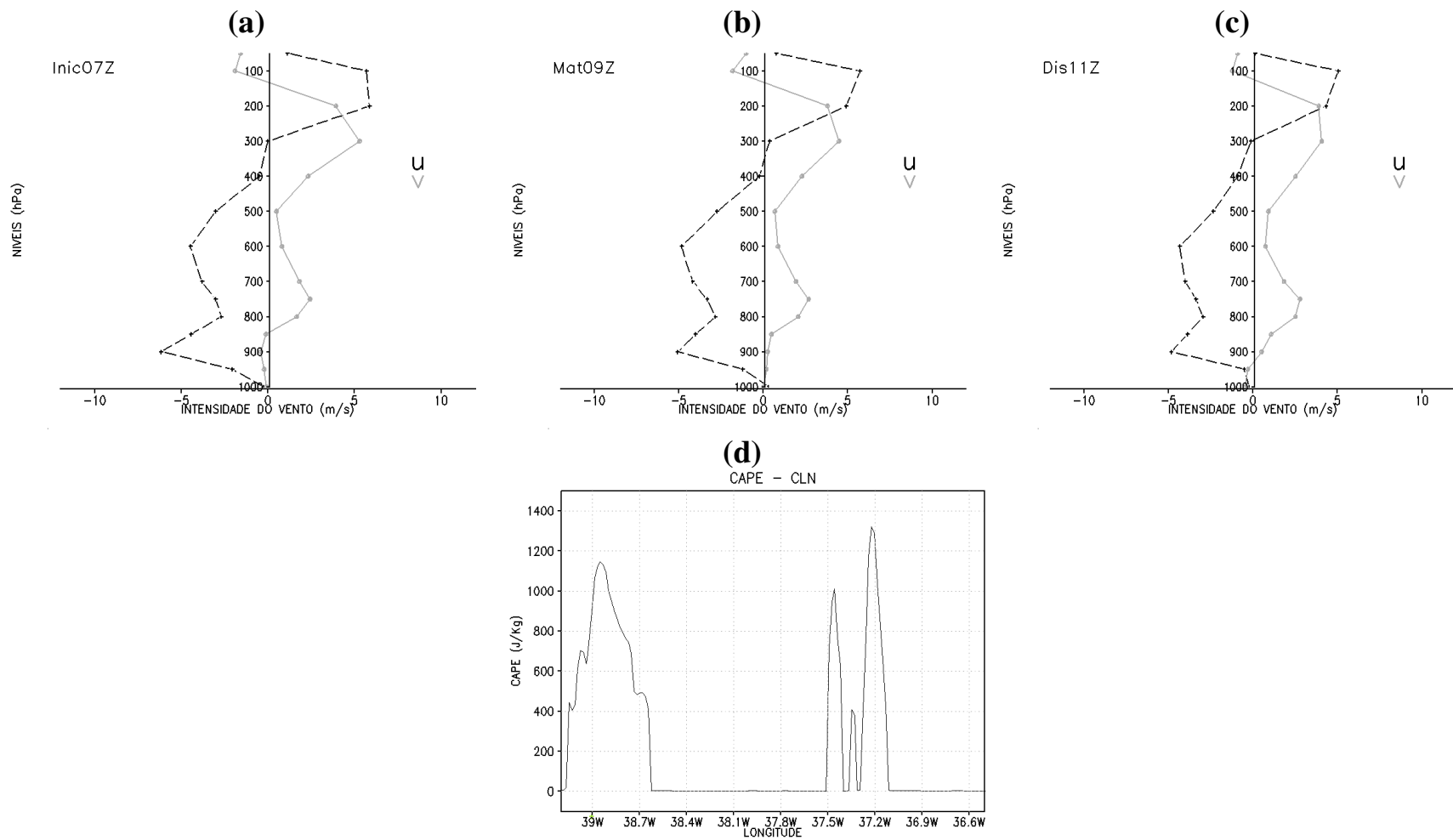


Figura 47 – Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($m.s^{-1}$) no PMC na simulação CLN dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($J.kg^{-1}$) fixado na latitude $7,25^{\circ}S$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.

4.3.2 – ANOMALIAS DE TSM DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SOBRE O CN

As configurações do perfil termodinâmico do ambiente de mesoescala das simulações CPOS e CNEG são representadas nas Figuras 48 a 51. Particularmente o afastamento dos perfis da temperatura potencial equivalente e da temperatura potencial equivalente saturada, é a característica mais evidente nas etapas do ciclo de atuação do sistema nas simulações CPOS. A atmosfera se encontra menos úmida em baixos níveis na camada entre 950 hPa e 800 hPa associado à ligeira diminuição da instabilidade convectiva com relação ao cenário numérico (Figuras 48d a 48f). Sobre o PMC, o cisalhamento vertical do vento se mostra menos intenso durante o período de atuação (Figuras 49a a 49c). Os valores de CAPE mostram um ligeiro aumento e igualdade sobre a borda oeste e no PMC do CCMT, respectivamente (Figura 49d).

A aproximação mais evidente dos perfis θ_e e θ_{es} é observada na simulação CNEG (Figura 50), a qual revela, em termos absolutos, maior teor de umidade disponível para precipitação. O aumento da instabilidade convectiva nos estágios de desenvolvimento (Figuras 50d a 50f) proporciona uma condição atmosférica mais favorável ao desenvolvimento de nuvens precipitantes. Formada esta condição atmosférica associada ao aumento do cisalhamento vertical do vento (Figura 51) os movimentos ascendentes e descendentes são potencializados tornando a atmosfera mais dinâmica no transporte de umidade dos baixos níveis para as camadas intermediárias da troposfera. Porém, a energia de flutuação disponível para convecção, medida pelo CAPE, diminui sobre a borda oeste do sistema e mantém o mesmo sobre o PMC (Figura 51d).

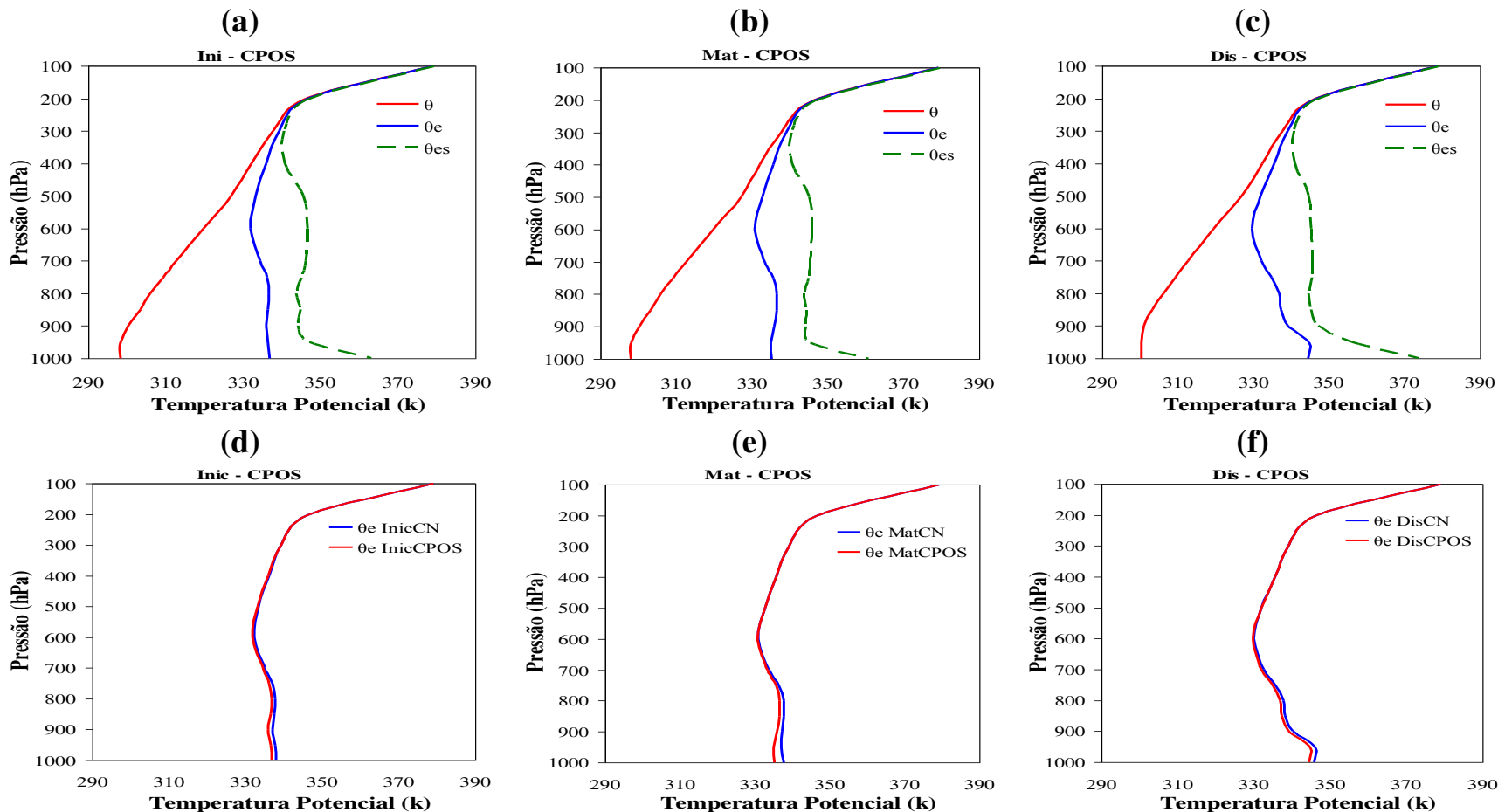


Figura 48 – Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da simulação CPOS no ponto de maior convergência nos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CPOS para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.

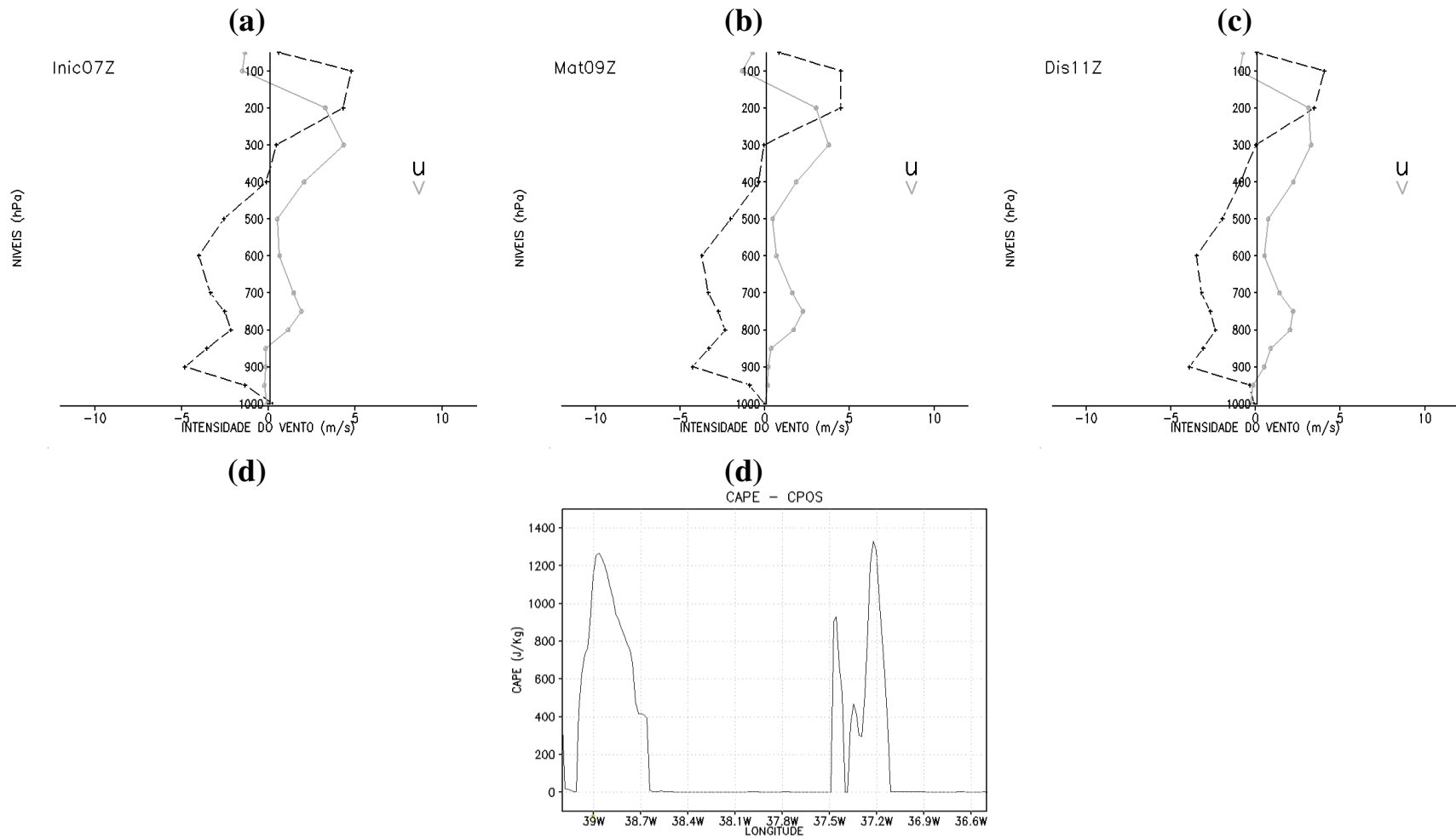


Figura 49 – Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no PMC na simulação CPOS dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ\text{S}$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.

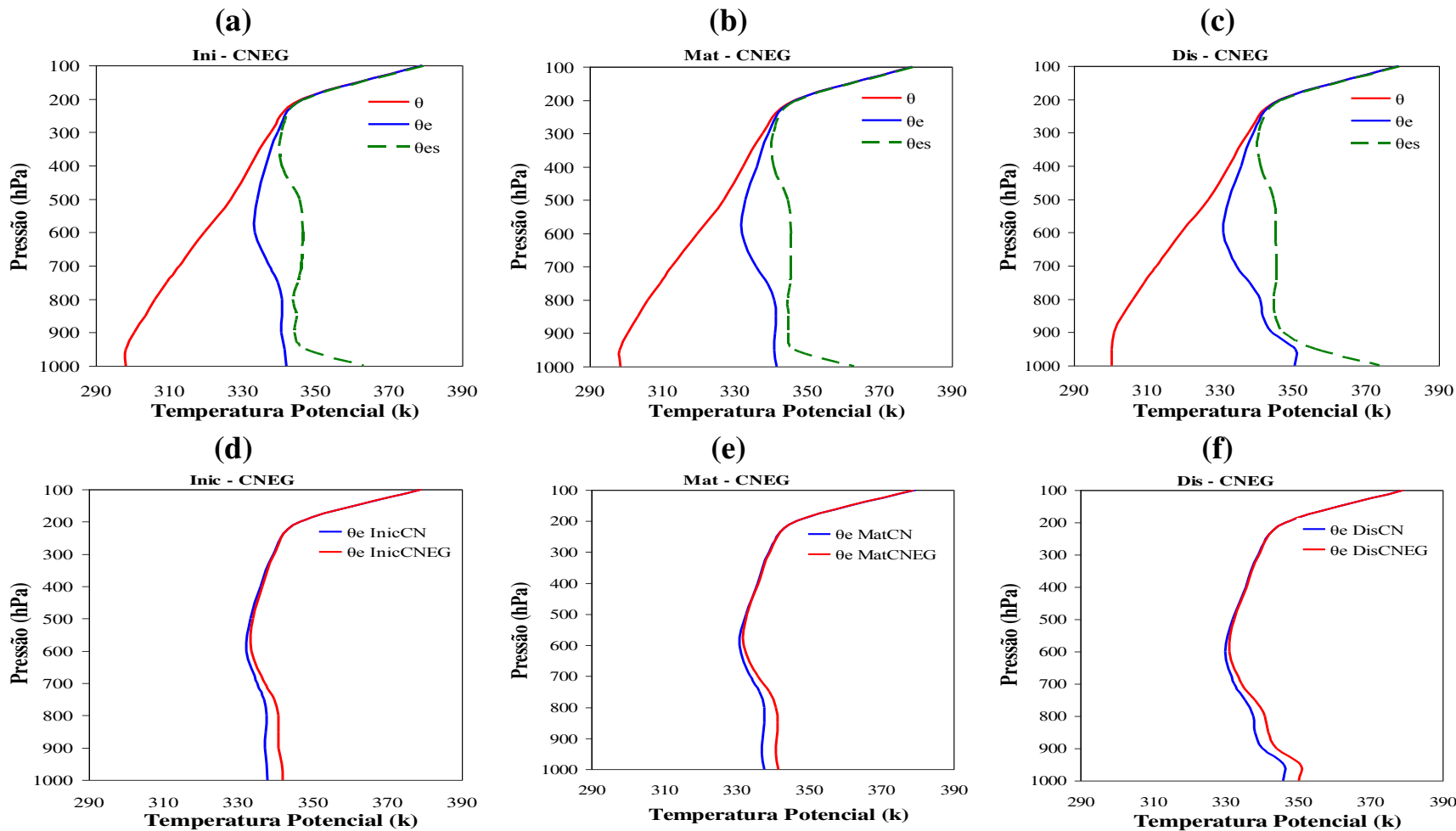


Figura 50 – Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} da CNEG no ponto de maior convergência nos estágios início (a), maturação (b) e dissipação (c) do CCMT. Comparação dos perfis verticais de θ_e entre as simulações CN e CNEG para os estágios (d) início, (e) maturação e (f) dissipação do CMT, operacionalmente quanto mais inclinado para esquerda maior o grau de instabilidade convectiva.

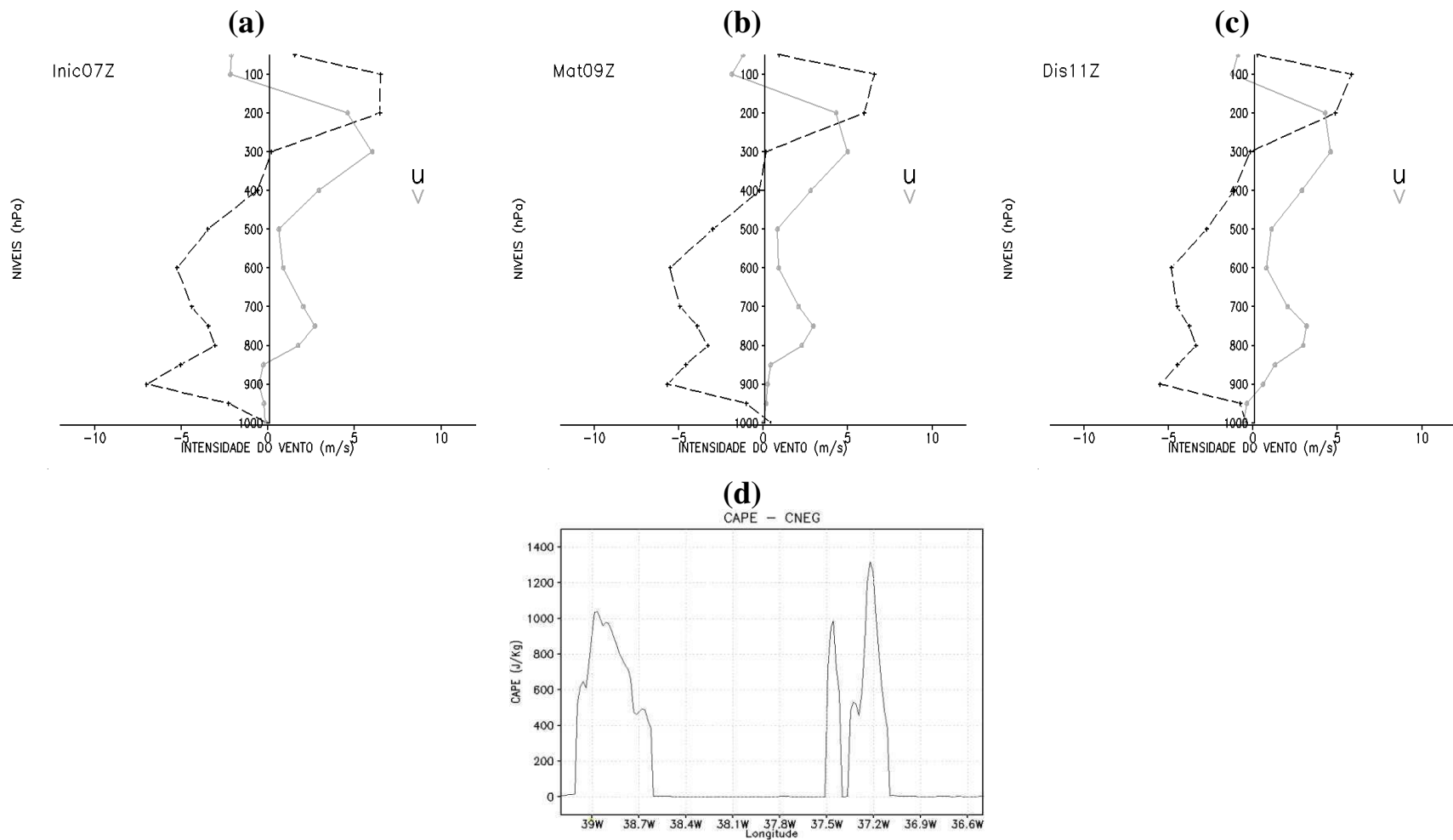


Figura 51 – Perfis verticais das componentes (u) zonal e (v) meridional do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no PMC na simulação CNEG dos estágios (a) início, (b) maturação e (c) dissipação do CCMT. Valores positivos (negativos) de u indicam componente de oeste (leste). Valores positivos (negativos) de v indicam componente de sul (norte). (d) Valores de CAPE ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) fixado na latitude $7,25^\circ\text{S}$ variando longitudinalmente sobre o raio de ação do CCMT.

A Tabela 07 se encontram as diferenças mais relevantes dos perfis termodinâmicos entre as simulações CN e os demais experimentos. É claramente notada a relação direta entre a instabilidade convectiva, o teor de umidade e o cisalhamento vertical do vento nos experimentos. Contudo, nas simulações CEN e CPOS os três parâmetros meteorológicos são enfraquecidos e comportamento contrário é verificado nos experimentos CLN e CNEG. Apesar disto, os valores do CAPE são iguais sobre o PMC. Um ponto de reflexão se forma aqui, mas pode ser associado à própria complexidade em se medir a energia de flutuação disponível para convecção parametrizada pelo CAPE. Estudos de caso (SILVA et al., 2008) de SCMs sobre o NEB revelam que, mesmo em dia com grande atividade convectiva, é possível associar a valores baixos de CAPE. Barbosa e Correia (2005) concluíram que valores de CAPE pouco acima de 1000 J.kg^{-1} podem ser um forte indicativo de atividade convectiva intensa para o NEB. Isto mostra que altos valores de CAPE não representam, necessariamente, uma condição para a atividade intensa da convecção. Valores acima de 1000 J.kg^{-1} são suficientes para o desenvolvimento de atividade convectiva intensa na região.

Esses resultados direcionam para uma satisfação razoável com relação à coerência do modelo em relacionar instabilidade convectiva, teor de umidade, cisalhamento do vento e o CAPE.

Tabela 07 – Resumo das diferenças das características termodinâmicas mais relevantes entre o CN e os demais experimentos.

Variáveis	INICIAL			ESTÁGIO MATURAÇÃO			DISSIPATIVO			CAPE PMC
	Instab. Conv.	Teor Umidade	Cisal. vento	Instab. Conv..	Teor Umidade	Cisal. vento	Instab. Conv.	Teor Umidade	Cisal. vento	
Experimento										
CEN	Inferior	Redução	Inferior	Inferior	Redução	Inferior	Inferior	Redução	Inferior	Igual
CLN	Superior	Aumento	Superior	Superior	Aumento	Superior	Superior	Aumento	Superior	Igual
CPOS	Inferior	Redução	Inferior	Superior	Redução	Inferior	Inferior	Redução	Inferior	Igual
CNEG	Superior	Aumento	Superior	Superior	Aumento	Superior	Superior	Aumento	Inferior	Igual

4.3.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.3

As análises do cenário numérico do ambiente de mesoescala mostram que o modelo relaciona as variáveis coerentemente e o comportamento dos perfis sobre o PMC indica que o sistema apresenta desenvolvimento vertical relativamente profundo. A inversão térmica contribui para o aquecimento e armazenamento de calor em baixos níveis, em que a convergência organiza e intensifica a convecção que eleva o teor de umidade nas médias camadas da troposfera.

As fases do ciclo de atuação do sistema durante as simulações CN apresentam uma ordem crescente com relação ao teor de umidade e a instabilidade atmosférica. O mesmo é constantemente observado nas demais simulações. O cenário numérico do ambiente de mesoescala quando submetido às anomalias de TSM referentes aos MVCG, a instabilidade atmosférica diminui em ambientes de EN e DTAT positivo e aumenta em LN e DTAT negativo. Semelhantemente, o ciclo do teor de umidade segue o mesmo padrão. É evidente que se aponta aqui é que o aumento (diminuição) da instabilidade convectiva proporciona aumento (diminuição) do teor de umidade na coluna, se a fonte de umidade existir em baixos níveis. Isto sugere que, no salto do consensual, a atmosfera, ou provavelmente o modelo, utiliza a instabilidade convectiva como “moderador de intensidade” entre a convergência de umidade na camada limite e os movimentos verticais ascendentes, para equilibrar a quantidade de umidade injetada verticalmente no CCMT. Caso isto não fosse assim, o sistema parece ou migra rapidamente para a fase dissipativa.

A importância do cisalhamento vertical do vento está exatamente na intensificação de movimentos ascendentes e descendentes contribuindo, portanto, para a intensificação de núcleos convergentes de massa e de centro de movimentos ascendentes, os quais são necessários para o desenvolvimento e manutenção de sistemas precipitantes. O CCMT estudado aqui apresenta, em seu estado evolutivo, um decrescente cisalhamento vertical da velocidade do vento. Nos experimentos, inclusive na simulação cenário numérico quando foram registrados valores altos (baixos) de precipitação paralelamente observou-se desenvolvimento de fraco (forte) cisalhamento vertical do vento. Isto é um forte indicativo

da relação inversamente proporcional entre a precipitação e o cisalhamento vertical do vento no processo de desenvolvimento dinâmico e termodinâmico do CCMT, em qualquer ambiente de MVCG.

Conclui-se, então, que o modelo mostra consistência razoável em relacionar a umidade e a instabilidade convectiva indiretamente pelo CAPE. Ressalta-se que o parâmetro CAPE não é, necessariamente, dependente da umidade; sua natureza está relacionada às características do ambiente no qual se processa a evolução da parcela de ar. Os resultados mostram que valores medianos do CAPE representam uma condição necessária suficiente para o desenvolvimento de atividade convectiva intensa ou não, nas simulações.

4.4 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA ASSOCIADA AOS SCMS

Investiga-se possíveis ambientes de mesoescala favoráveis a formação de SCM sobre o Estado da Paraíba, com intuito de obter sinal da oscilação interanual da precipitação observada associada aos SCMs.

Nos trópicos, 70% das chuvas são atribuídos aos SCMs. Valores com limiar acima de 15mm persistentes por dois dias ou mais em regiões próximas a montanhas, têm 90% de chance de ser atribuídos à mesoescala. Ancorado neste sentido, para um período de dados observados de 1957 a 1998, isolam-se nos registros de chuva, valores com maior probabilidade de serem atribuídos aos SCMs.

4.4.1 EFEITO SOBRE O ESTADO DA PARAÍBA

A mostra mais evidente da presença da oscilação interanual da precipitação observada associada aos SCMs, é identificada em anos de MVCG, comparada com anos normais (NMVCG), dados pelo número de CP. A segunda característica é relacionada à intensidade dos SCMs, que se mede pela quantidade média de precipitação registrada no período de atuação dos sistemas. Outra possível diferença é o tempo de ação do sistema,

identificado pela persistência. Normalmente, relevo acidentado influencia substancialmente a gênese dos SCMs. O Estado da Paraíba é favorável à formação dos SCMs não só por sua posição geográfica, mas também pelas condições do relevo que divide a extensão territorial do Estado, praticamente ao meio, por um conjunto de serras com cumes baixos e altos. Diante disso, se realizou também, um estudo da precipitação associada aos sistemas precipitantes nas mediações do Planalto da Borborema.

I - NÚMERO E INTENSIDADE

A Figura 52 expõe a soma e a intensidade (mm) dos CPs observados nos anos de EN e LN fracos, moderados e fortes, e de DTAT. A Figura 52d, mostra uma comparação entre o total de CP em anos de MVCG e anos normais sobre o Estado da Paraíba. Analisando primeiramente os anos de EN, consta-se que o número de CP e a intensidade média não apresentam linearidade. O número de CPs é elevado durante os episódios fracos de EN, porém a intensidade média é baixa (Figura 52a). Nos eventos moderados de EN foram registrados 23 CPs, com a menor intensidade ou quantidade de chuva (33 mm). Os ENs fortes reduzem a quantidade de CP (11); no entanto, sua intensidade média é a maior entre os eventos ENs (39 mm) (Figura 52a). Quando comparado entre os MVCG, observa-se que o número de CP em eventos EN é superior aos valores encontrados em anos normais (Figura 52d). Entretanto, quando não considerados os episódios fracos de EN se observa um resultado abaixo do número de CP encontrado nos anos normais. Possivelmente ENs classificados fracos influenciam pouco nos mecanismos físicos e dinâmicos da gênese dos SCMs que, por sua vez, se aproximam em número dos observados em anos normais.

Em anos de LN (Figura 52b) se observa, porém, o padrão contrário e, com certa linearidade entre o número de CP e a intensidade média. Nos eventos fracos são observados 18 CPs com intensidade de 38,6 mm. Nos anos de LNs moderados, 19 CPs com intensidade de 39 mm. Anos de LNs fortes, 32 CPs com intensidade de 40 mm. O que indica um sinal claro da influência dos episódios de La Niña sobre os SCMs; os registros e a intensidade dos SCMs aumentam de acordo com a intensidade do LN.

Em anos de DTAT, observa-se uma grande quantidade de CP (78) sobre a fase negativa, porém sobre a fase positiva a quantidade diminui para aproximadamente 20 CPs (Figura 52c). No entanto, a intensidade média de precipitação é maior na fase positiva (aproximadamente uma diferença de 7 mm). Pode-se dizer que, mesmo notificados registros numerosos ou não de CP, a intensidade média não mostra grande variação.

Comparando com os anos normais (Figura 52d), ou seja, ausência de MVCG, a influência é clara. Em uma escala decrescente o maior número de CP é observado sobre o DTAT negativo (77), El-Niño (71), La Niña (69) e DTAT positivo (36) com intensidade média, em uma escala decrescente, DTAT positivo (41,9 mm), DTAT negativo (39,9 mm), La-Niña (39,5 mm) e El-Niño (37 mm).

Esses resultados indicam que os SCMs são mais numerosos em anos de DTAT negativo e de El-Niño. Porém, os SCMs são mais intensos nos episódios de DTAT positivo e negativo e La-Niña, necessariamente nesta sequência, quando comparado com anos normais (Figura 52d).

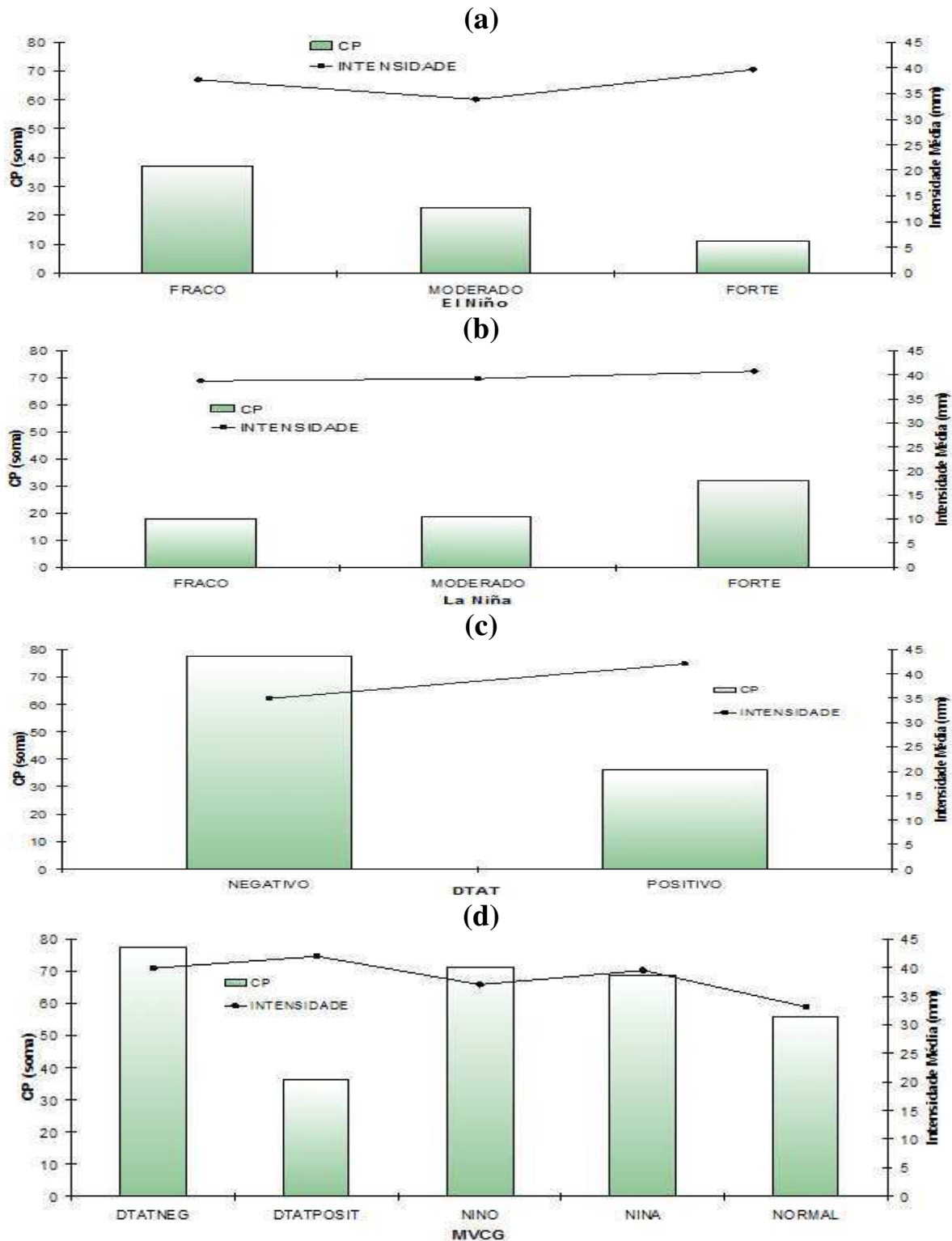


Figura 52 – Intensidade em mm e o número absoluto de CP para os eventos fracos, moderados e fortes de (a) El Niño e (b) La Niña e para os episódios de (c) DTAT negativo e positivo. (d) mostra os mesmos parâmetros anteriores para os MVCG sem a classificação e para anos normais.

Ao comparar o total acumulado de precipitação e a intensidade média dos CPs mostrado na Figura 53, observa-se novamente a característica recorrente dos episódios fracos de EN. São perfeitamente percebidas a aproximação do total acumulado de precipitação e a intensidade média dos CPs em anos de ENs fracos, semelhantemente com os anos normais. O que demonstra um forte indicativo que episódios fracos de EN não exercem influência significativa sobre os SCMs. Contudo, nos eventos ENs a intensidade média esta, frequentemente, acima da média dos anos normais. No entanto, o total acumulado de precipitação observado nas classificações dos ENs se mantém abaixo da média dos anos normais (Figura 53a). O que demonstra durante os eventos EN a intensidade dos SCMs não garante um volume alto de chuva.

Já nos anos com configuração de LN a intensidade média se apresenta também acima da média dos anos normais, mas os acumulados de precipitação, apesar de estarem abaixo da média normal, crescem de acordo com as classificações do LN (Figura 53b).

O maior acumulado de precipitação é observado nos anos de DTAT negativo, que se mostra ainda fortemente relacionado com a intensidade média (Figura 53c). Exatamente o contrário observado em eventos DTAT positivo, em que o total acumulado de precipitação e a intensidade média se mantiveram abaixo e acima da média dos anos normais, respectivamente (Figura 53c).

Em resumo, a relação entre a intensidade média e o total acumulado de precipitação dos SCMs comparada aos anos normais (NMVCG), pode ser apontada como:

Nas classificações do EN a relação não é direta e a intensidade média e o total acumulado são observados acima e abaixo dos NMVCG, respectivamente.

Nas classificações do LN, quanto maior a intensidade (acima do NMVCG) maior é o total acumulado (abaixo do NMVCG).

No DTAT negativo, quanto maior a intensidade maior é o total acumulado (acima do NMVCG).

No DTAT positivo a relação não é direta e a intensidade média e o total acumulado são observados acima e abaixo dos NMVCG, respectivamente.

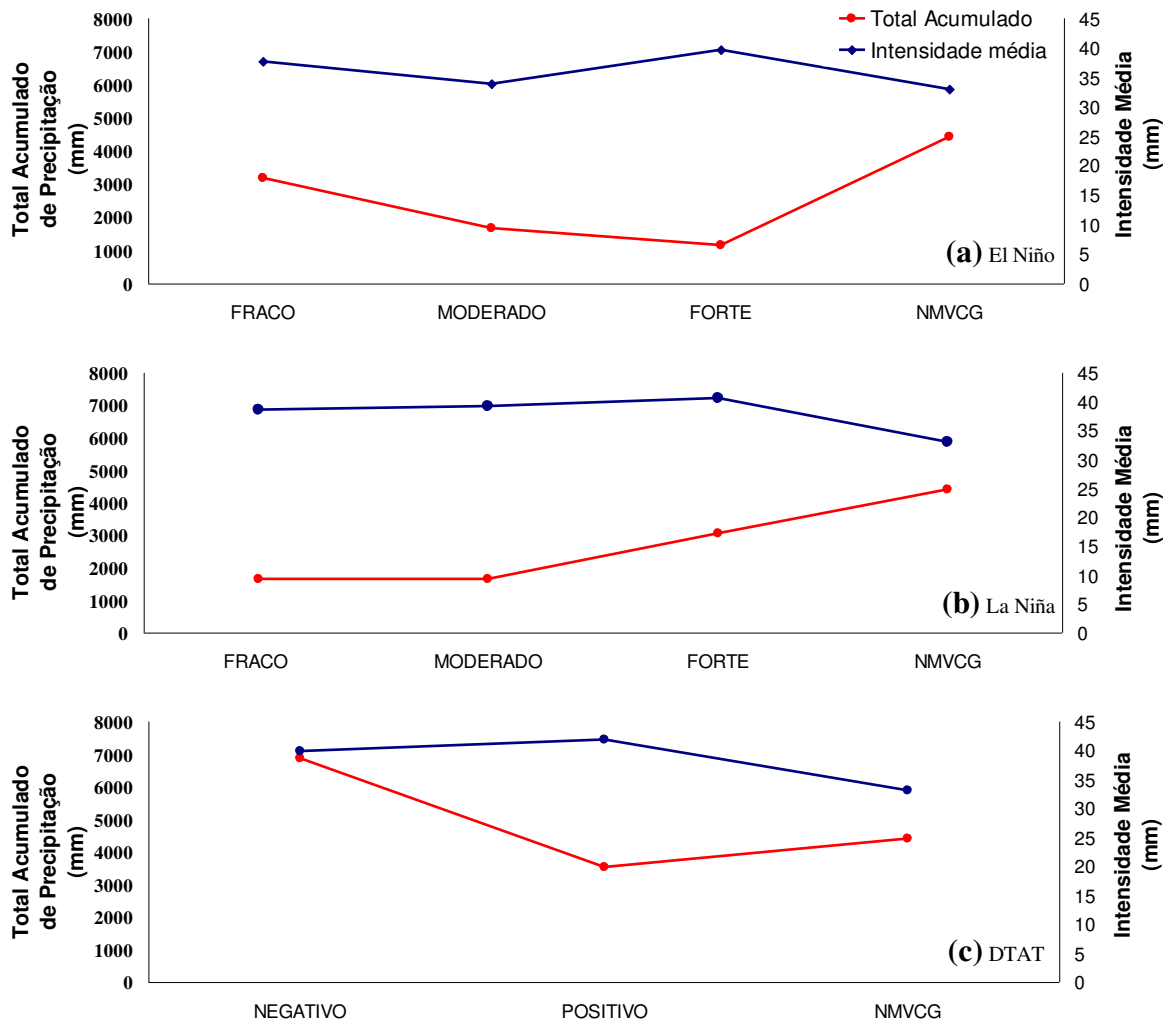


Figura 53 – Relação entre a intensidade média e o total acumulado de precipitação para anos de (a) EN, (b) LN e (c) DTAT comparados com anos normais (NMVCG).

II - TEMPO DE AÇÃO

Em anos de EN fraco se verificam 31 eventos com persistência de dois dias, 23 a mais que nos episódios fortes e ainda três eventos com persistência de quatro dias (Figura 54a). Distribuição semelhante se estabelece nos anos normais (Figura 54b). Nos eventos fortes os dias de persistência são poucos variados (2 a 3 dias), o que lhes confere o de menor expressividade entre os MVCG.

Já nos anos de LN, nos episódios fortes é observado o maior número de eventos com maior variedade entre as persistências (de 2, 3, 4 a 5 dias com limiares iguais ou acima de 15 mm). Porém, nos episódios moderados e fracos são semelhantes aos mesmos eventos EN.

Nos episódios de DTAT negativo, a persistência dos eventos é diversificada, de dois, três, quatro, cinco e seis dias, com limiares iguais ou acima de 15 mm caracterizando a maior variedade entre os episódios de MVCG. Nesta mesma fase há um número maior de eventos com persistência de dois e um, com seis dias (Figura 55a).

Em anos configurados com DTAT positivo (Figura 55a) observa-se um período de ação de cinco dias, as demais persistências se mantêm próximo dos episódios moderados e fracos do EN.

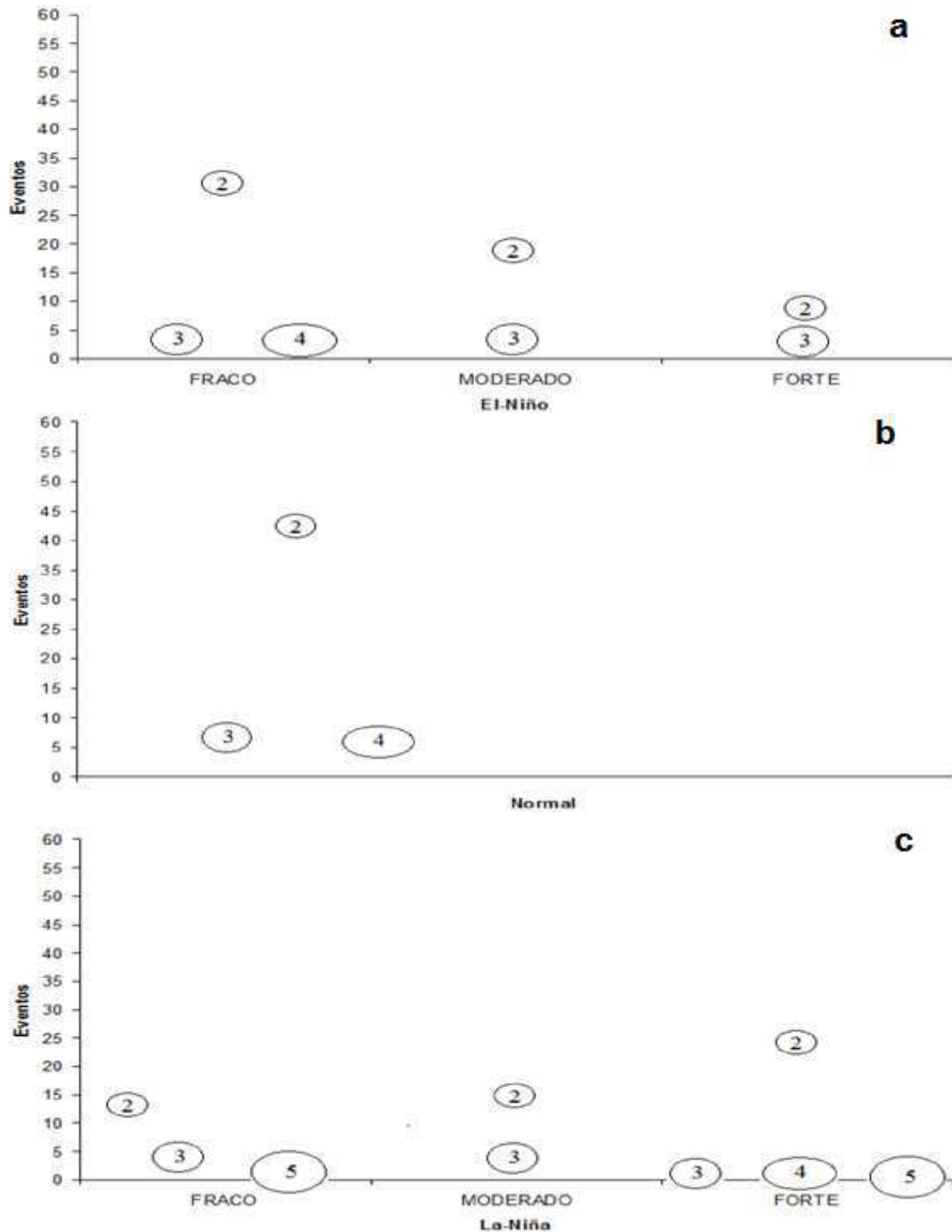


Figura 54 – Comparação das persistências dos CPs entre as classes de EN e dos anos normais, onde o número dentro dos círculos indica os seguidos dias com precipitação igual ou acima de 15 mm para os eventos (a e c) fraco, moderado e forte do ENOS e para os (b) anos normais.

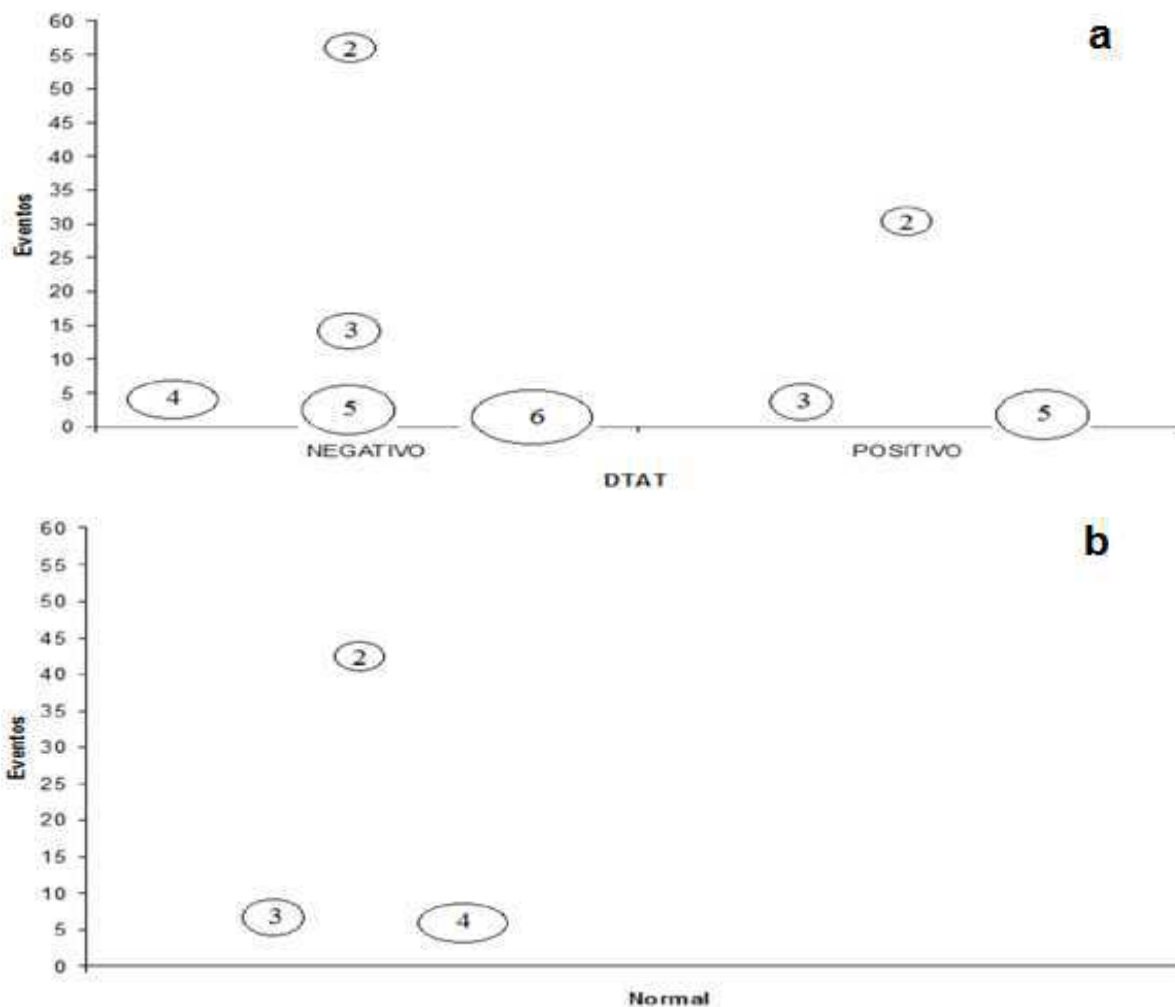


Figura 55 – Comparação das persistências dos CPs entre as fases do DTAT e dos anos normais, onde o número dentro dos círculos indica os seguidos dias com precipitação igual ou acima de 15 mm para os eventos (a) DTAT e os (b) anos normais.

4.4.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.4.1

Os CPs indicam a possibilidade de 70 a 90% das chuvas serem contribuídos pela mesoescala, sem indicar necessariamente qual o SCM está atuando naquele momento. A persistência indica o período de dias em que um possível SCM contribui de 70 a 90% da precipitação dentro deste intervalo, além disso, é um indicativo de intensidade. Uma discussão mais abrangente da distribuição dos CPs pode ser atribuída à influência dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical sobre os SCMs.

Há uma forte tendência do Oceano Atlântico exercer influência maior sobre a intensidade, quantidade e período de atuação dos SCMs sobre o Estado da Paraíba do que o Pacífico Equatorial. Até o momento os resultados direcionam para isto. Indicam uma oscilação interanual dos SCMs com clara assinatura do ENOS e do DATAT, que leva a argumentar que, provavelmente, os SCMs são mais numerosos em anos de DTAT negativo e de El Niño fraco. Porém, os SCMs são mais intensos nos episódios de DTAT e de La Niña quando comparados com anos normais. Se compará-las com estudos que se relacionaram EN (LN) com precipitação abaixo (acima) da média climatológica sobre o NEB (HASTENRATH E HELLER, 1977; ANDREOLI E KAYANO et al., 1988; COELHO et al., 2002) notar-se-ão semelhanças plausíveis. No entanto, os resultados evidenciam que os SCMs também são numerosos e intensos em anos de El Niño fraco. O que sugere que os mecanismos do complexo acoplamento do oceano-atmosfera que permeiam os eventos fracos de El Niño possivelmente não atuam como forçantes favoráveis ou desfavoráveis à formação dos SCMs que se comportam aproximadamente aos observados dos anos normais. Semelhantemente, apontados em outros estudos (LUCENA, 2008), eventos fracos de El Niño foram relacionados com precipitação próxima da média climatológica sobre a Região do NEB.

Portanto, quando não considerados os episódios fracos de EN se observa um resultado abaixo do número de CP encontrado nos anos normais. Ainda, o grande número de possíveis SCMs encontrados em eventos fracos de EN está associado, provavelmente, à série de dados usada a qual ampara um grande número de eventos El Niño ocorrido principalmente após a década de 70. Entre os El Niños, a grande maioria é formada por episódios fracos trazendo, como consequência, um número maior de CP, aproximando-se dos anos normais. Resultados semelhantes foram apontados por Gomes Filho (2000) ao discorrer da inter-relação entre SCM, as TSMs globais e a anomalia no volume dos principais reservatórios de água do Estado da PB. Concluiu-se que o número de SCM diminuiu consideravelmente em anos de EN classificado forte, refletindo negativamente no volume de água dos reservatórios.

No contexto da espacialidade e da distribuição das chuvas sobre o Estado da Paraíba evidentemente a grande escala domina o início e o fim da estação chuvosa de uma região como amplamente discutido em diversos trabalhos, como Nobre (1993) e Marengo et al. (2000). Porém, a contribuição dos sistemas precipitantes em mesoescala é consideravelmente alta e naturalmente não tão elevada para determinar o início ou o fim da estação chuvosa, porém suficientemente alta para influenciar sua qualidade em regiões como no sertão, precedida por áreas montanhosas ou com relevo acidentado e que apresenta baixos registros de precipitação.

4.4.3 - EFEITO DA OROGRAFIA

Com o intuito de observar maiores detalhes da influência do Planalto da Borborema, referente ao Estado da Paraíba sobre a precipitação associada aos SCMs, dividiu-se o Estado em três sub-regiões orientadas como setores oeste, sobre e leste ao Planalto.

I - ANOS DE EVENTOS EL NIÑO

A intensidade, o número e a persistências dos CPs em anos de EN para os setores do Planalto da Borborema são exibidos na Figura 56. Observa-se uma variabilidade expressiva na quantidade e na intensidade dos CPs. Analisando primeiro os episódios extremos. Nos eventos fracos de EN o número de CP é maior no setor oeste mais do que em qualquer outro evento do ENOS e a intensidade média é maior sobre o Planalto (Figura 56a). A persistência é praticamente a mesma sobre os setores de Borborema, com apenas um registro de quatro dias nos setores oeste e sobre.

Há uma redução drástica no número de CP em anos com eventos fortes de EN (Figura 56c). No setor oeste do Planalto se observa a maior intensidade na precipitação, de 47 mm, associada aos CPs entre todos os eventos de EN, sendo que sobre e a leste a intensidade se mantém próxima às demais classes. No entanto, a persistência decaiu em todos os setores, confirmando o impacto maior entre os eventos EN.

Anos com episódios moderados de EN (Figura 56b) se observa uma relação linear entre o número e a intensidade de CP, decaindo no sentido de oeste para leste do Planalto. Permanece ainda o maior número sobre o setor oeste e a persistência dos CPs se mostra sem variedade.

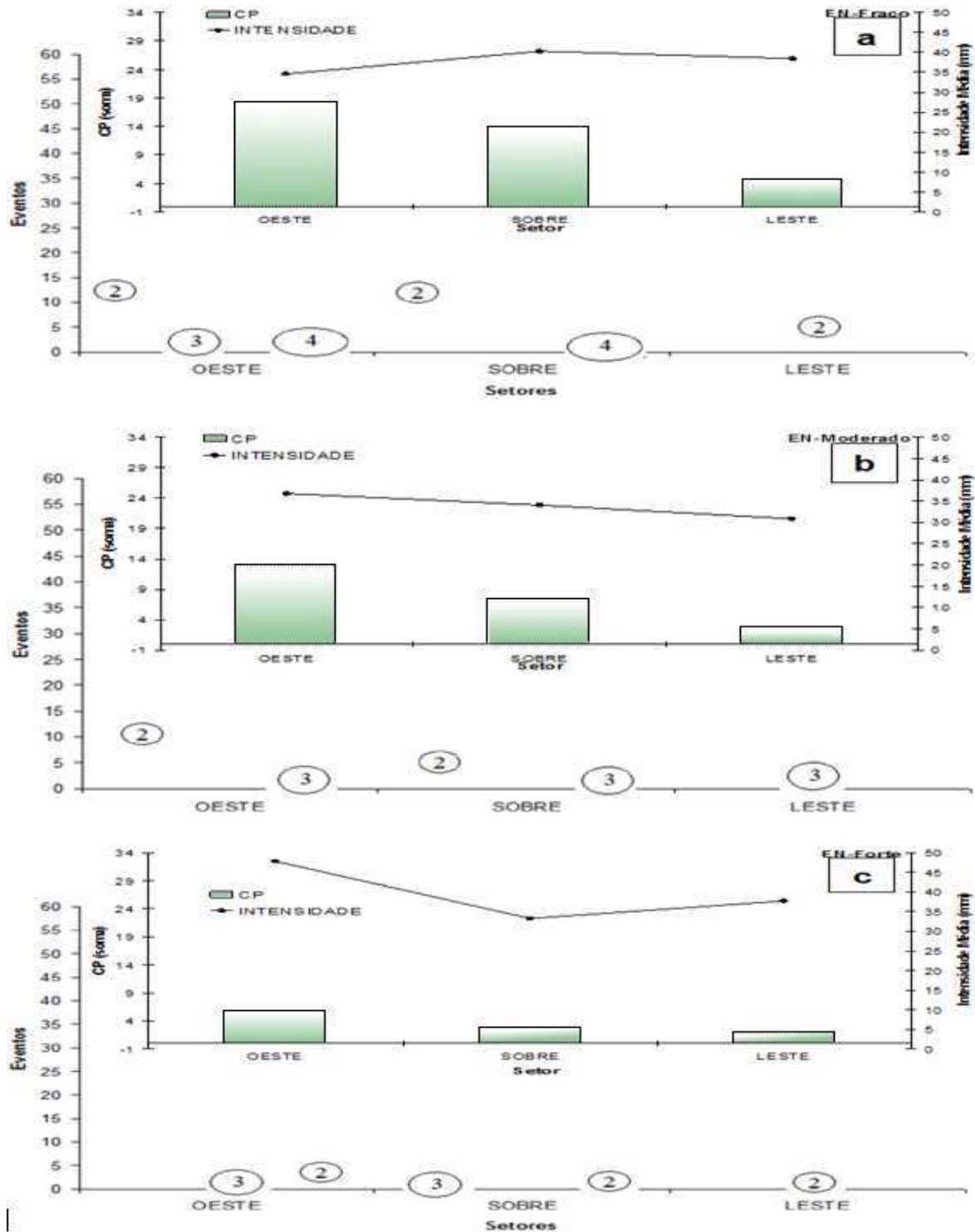


Figura 56 – Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação igual ou acima de 15 mm, para anos de eventos fracos (EN-fraco), moderados (EN -moderado) e fortes (EN -forte).

II - ANOS DE EVENTOS LA NIÑA

As características dos CPs em anos com configuração de LN também apresentam grande variabilidade sobre os setores do Planalto. A intensidade, o número e a persistência dos CPs em anos de LN para cada setor do Planalto da Borborema estão exibidos na Figura 57. Observando sobremaneira as principais características para eventos extremos. Nos episódios fracos de LN, o setor leste apresenta o menor número de CP e com intensidade mais baixa. O setor oeste se observa os maiores números de CPs, mas com a mesma intensidade média sobre o Planalto (Figura 57a).

Há elevação acentuada do número de CP em anos com episódios fortes de LN (Figura 57c). No setor leste do Planalto se observa a maior intensidade na precipitação, de 49 mm, associada aos CPs entre todos os eventos LN, sendo que sobre Borborema a intensidade média da precipitação é a mais baixa (34 mm). Os registros de persistência são essencialmente variados, inclusive com permanência de cinco e seis dias localizado a oeste do Planalto.

O comportamento nos histogramas do número maior de CP no setor oeste decaindo para leste, não mais se mantém nos anos com eventos moderados de LN (Figura 57b). A maior contribuição no número de CP é verificada sobre (10 eventos) o Planalto. Sendo que se observa uma elevação suave na intensidade média, no sentido de oeste para leste do Planalto. A persistência se apresenta com pequena variedade, a menor entre as classificações de LN.

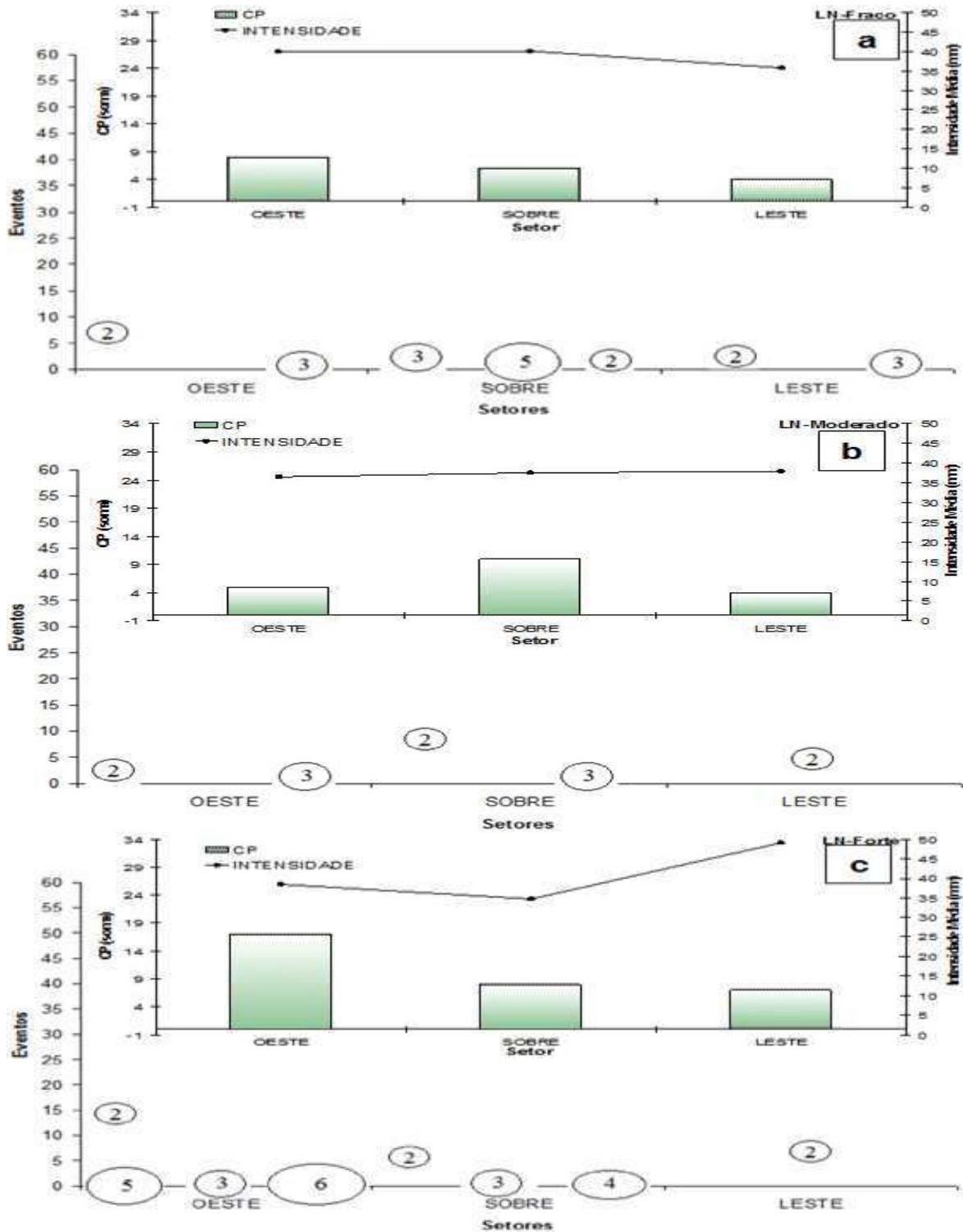


Figura 57 – Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e o total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação igual ou acima de 15 mm, para anos de eventos (a) fracos (LN-fraco), (b) moderados (LN-moderado) e (c) fortes (LN-forte).

III - ANOS DE EVENTOS DIPOLO DE TSM DO ATLÂNTICO TROPICAL

A mesma variabilidade característica dos CPs é observada em anos com configuração de dipolo sobre os setores do Planalto. A intensidade, o número e a persistência dos CPs em anos de DTAT para cada setor do Planalto da Borborema, são mostrados na Figura 58.

Em anos com DTAT positivo (Figura 58a) o maior número de CPs é confinado sobre e a oeste do Planalto, 9 e 20 CPs, respectivamente. Porém, a maior intensidade média em valores de precipitação, entre todos os setores e os MVCG, é observada sobre o Planalto de Borborema. O setor leste apresenta o menor número de CP (7) com a intensidade mais baixa (36 mm). A variação da persistência é observada no oeste do Planalto, com um possível ciclo de atuação de dois, três e seis dias.

Enfoca-se a grande elevação do número de CP entre os setores em anos com episódios negativos de DTAT (Figura 58b). Nos setores oeste e sobre Borborema se encontra o maior número de CP, 31 e 30, respectivamente. No setor sobre o Planalto a intensidade média é a mais elevada, em torno de 38 mm. Ao leste tanto a persistência, a intensidade média e o número de CP, são os menos significativos entre os setores. Embora, a persistência relativa ao setor oeste do Planalto seja a mais variada entre os setores e os MVCG, ou seja, persistência de dois, três, quatro, cinco e seis dias.

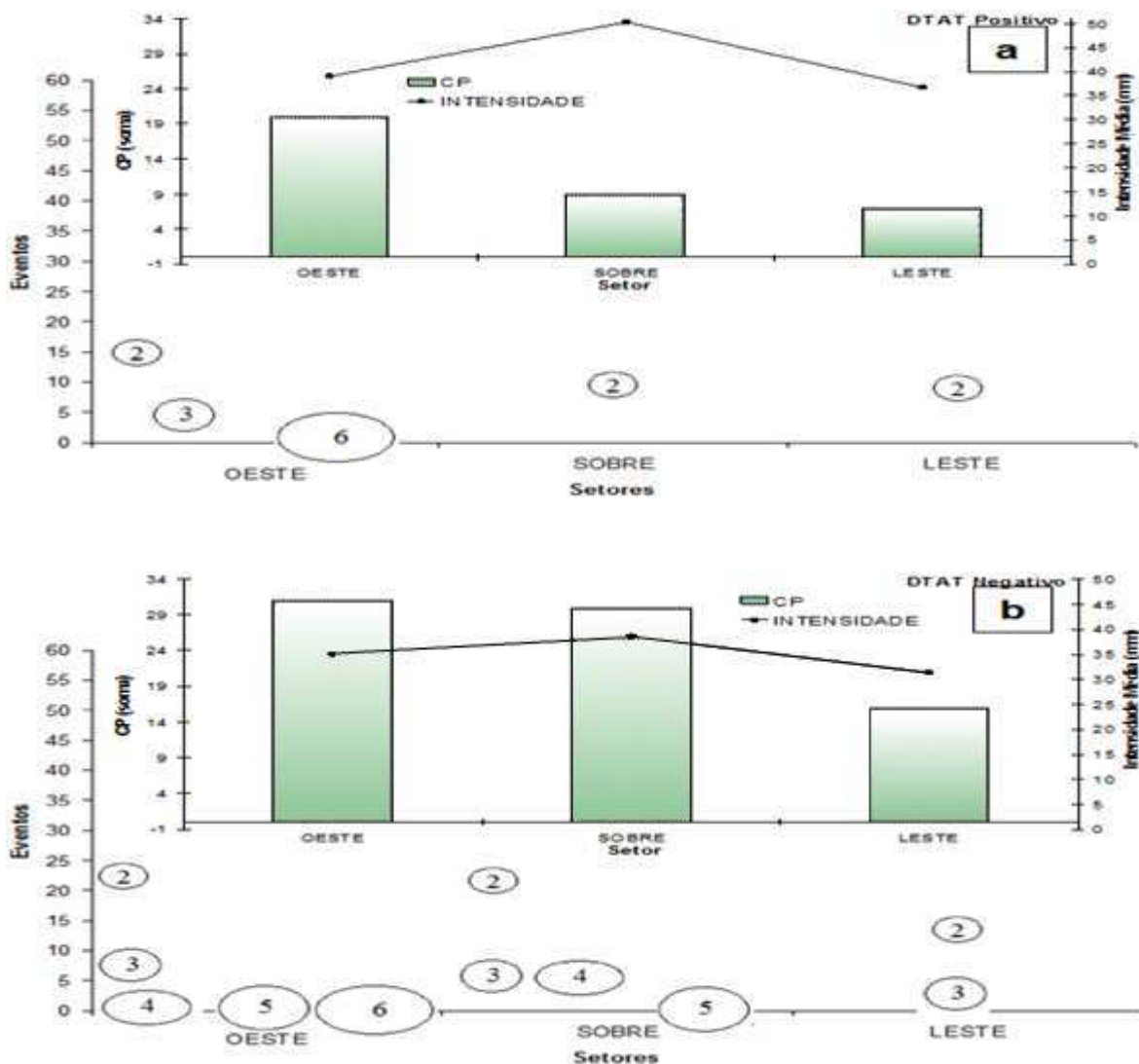


Figura 58 – Intensidade em mm do número absoluto de CP para os setores oeste, sobre e leste do Planalto da Borborema e total de eventos com persistência para os mesmos setores, onde o número dentro dos círculos indica os dias com precipitação acima de 15 mm, para anos de DTAT negativo e DTAT positivo.

4.4.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA SEÇÃO 4.4.3

Normalmente a grande escala domina os sistemas de mesoescala, mas os resultados da seção anterior apontam para um caminho ligeiramente diferente. Naturalmente, sobre os anos com ocorrência de DTAT negativo se esperava que os SCMs apresentassem tendência a serem mais frequentes e mais intensos que em anos normais e isto se observou. Por outro

lado, o mesmo se esperava para os anos de La Niña, em que os registros de precipitação relacionados aos SCMs não foram tão altos, mas ainda consideráveis no setor oeste. Provavelmente o Planalto da Borborema é responsável pela longevidade e intensidade dos SCMs, sobretudo a oeste de sua orientação. O que fortalece esta suposição são os numerosos, intensos e persistentes CPs encontrados nos anos com episódios de El Niño fraco e DTAT positivo que são modos de variabilidade climática de grande escala menos favoráveis à estação chuvosa no NEB (HASTENRATH, 1977; KAYANO et al., 1988; COELHO et al., 2002).

Os numerosos CPs encontrados sobre e a oeste do Planalto da Borborema indicam que o efeito orográfico é substancial. O que pode viabilizar uma explicação teórica para isto vem a seguir. A incursão dos SCMs sobre o Estado da Paraíba ocorre naturalmente de leste para oeste, ou seja, seguindo uma trajetória zonal do Oceano Atlântico Tropical adentrando no continente (VITORINO et al. 1997). Durante sua trajetória os SCMs contribuem para as chuvas a leste do Planalto, porém ao interagir com o mesmo sofrem a ação da eficiência termodinâmica geralmente observada em regiões com inclinação vertical. Associada ao diferencial de temperatura na superfície, a inclinação vertical age no aumento do diferencial de pressão entre dois pontos, durante o dia, impulsionando o ganho de energia injetada no sistema, favorecendo a intensidade das circulações em mesoescala (ALCÂNTRA e SOUZA, 2008). Provavelmente isso contribui para uma permanência maior dos sistemas, que, por sua vez, aumenta substancialmente os registros de precipitação nos setores oeste e sobre Borborema.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os sistemas precipitantes em mesoescala contribuem para os registros elevados de chuvas em praticamente todo o ano, sobre o NEB. São mais proeminentes e intensos nos meses do verão austral. À medida que evoluem, afetam a região por onde passam com maior ou menor impacto. Certamente direcionar pesquisas da estrutura dinâmica da atmosfera durante o período de formação de SCM, não apenas contribuem para explicar a gênese e a evolução desses fenômenos, como também melhoram o horizonte de previsão de tempo.

Conduziu-se estudo de uma categoria de sistema precipitante de mesoescala simulado com modelo numérico de alta resolução, a fim de conhecer sua evolução em ambiente de El Niño, La Niña e as fases do dipolo de TSM do Atlântico Tropical. Primeiramente modelou-se numericamente o ambiente de mesoescala propício à formação de um CCMT, através da estrutura dinâmica e termodinâmica das fases evolutivas do ciclo de atuação, a fim de identificar numericamente a gênese do processo de formação do sistema. Seguem as principais conclusões.

- Em superfície, o CCMT se originou devido à presença da convergência de umidade e calor, intensificada pela orografia, que acionam e organizam a convecção que por sua vez promove os movimentos verticais ascendentes durante o desenvolvimento do CCMT. Um corredor de umidade formado entre a superfície e 850 hPa contribui para o desenvolvimento e manutenção da dinâmica atmosférica a fim de que o sistema permaneça ativo.

- A estrutura vertical do ambiente de mesoescala revela um núcleo de convergência de massa associado a um centro de correntes ascendentes na camada e a predominância de

ventos intensos provenientes de nordeste e leste em baixos níveis e de noroeste em altos níveis troposféricos. Esses parâmetros atmosféricos, à medida que se intensificam durante as fases evolutivas do sistema, contribuem para a amplificação do teor de umidade na coluna. Assim sendo, uma hora antes de ocorrer a formação visual e na fase dissipativa do sistema, os parâmetros atmosféricos não se configuraram, ou seja, a formação e a dissipação do sistema são muito rápidas.

- As características termodinâmicas são condizentes com os processos dinâmicos em superfície e na vertical. Apesar do valor de CAPE se mostrar relativamente baixo, o que pode parecer contrastante, a atividade convectiva intensa se mostra presente pelos registros elevados de chuva em poucas horas, evidenciando que valores elevados de CAPE não constituem uma condição necessária para o estabelecimento da atividade convectiva intensa no CCMT. A gênese e a intensidade deste sistema dependem mais das configurações meteorológicas favoráveis a formação de chuva.

- Em superfície nas simulações com El Niño e DTAT positivo os vetores de vento são menos intensos associados à quebra do corredor de umidade. Por sua vez, nas simulações com La Niña e DTAT negativo os vetores de vento são potencializados e associados ao intenso corredor de umidade.

- O núcleo de convergência de massa associado ao centro de correntes ascendentes na coluna é suprimido nas simulações com El Niño e com DTAT positivo e intensificado em ambiente de La Niña e DTAT negativo.

- As características termodinâmicas revelam que o ambiente de mesoescala segue um padrão bem definido, aumentando-se (diminuindo-se) a instabilidade convectiva proporciona aumento (diminuição) do teor de umidade na coluna se a fonte de energia existir em baixos níveis, mantida pela convergência do fluxo de umidade. Logo, a instabilidade atmosférica diminui e aumenta em ambientes de El Niño e DTAT positivo e de La Niña e DTAT negativo, respectivamente. O mesmo padrão se desenha no ciclo do teor de umidade.

As características atmosféricas em superfície e nas estruturas verticais e termodinâmicas, sugerem que o CCMT sofre alterações no seu ciclo de desenvolvimento quando submetidos aos modos de variabilidade climática global. Particularmente, as alterações são resumidas diretamente no campo da precipitação. Em ambiente de EN e DTAT positivo o sistema sofre supressão associado à subestimativa da precipitação simulada. Em ambiente de La Niña e DTAT negativo, o sistema sofre intensificação associado à superestimativa da precipitação simulada.

Conclusões semelhantes são encontradas nos resultados dos estudos de variabilidade interanual da precipitação observada associada aos SCMs.

- Os sistemas precipitantes em mesoescala são mais numerosos em anos de DTAT negativo e de El Niño. Porém, quando subtraídos os episódios fracos de El Niño se observa um resultado abaixo do número de CP encontrado nos anos normais. Contudo, os SCMs são mais intensos nos episódios de DTAT e de La Niña quando comparado com anos normais.

- O efeito orográfico sobre os sistemas precipitantes é substancialmente elevado. Na maioria das classificações do El Niño e do La Niña os sistemas são regularmente confinados e intensos a oeste do Planalto da Borborema. Com relação ao DTAT, os SCMs são mais numerosos e intensos a oeste e sobre o Planalto de Borborema, respectivamente.

No decorrer do desenvolvimento desta pesquisa, um grande volume de informações assim como também grande quantidade de dados, foram gerados de modo a seguir como metas para trabalhos futuros:

- a) Estudar a influência da OS simultaneamente com as anomalias de TSM do Oceano Pacífico Equatorial na integração da simulação cenário numérico, assim conhecer o impacto do acoplamento do ENOS sobre o cenário numérico de mesoescala.

- b) Realizar teste de sensibilidade com topografia de maior resolução para conhecer o impacto sobre o CCMT.

- c) Realizar o mesmo estudo para outros sistemas precipitantes de mesoescala que normalmente ocorrem sobre o NEB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

ALCÂNTRA, C. R. **Um estudo da relação entre o jato de baixos níveis e linhas de instabilidade da Amazônia.** Tese de Doutorado em Meteorologia, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 2010.

ACEITUNO, P. **On the functioning of the southern oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate.** *Monthly Weather Review*, 116, p. 505-524, Mar. 1988.

ANABOR, W. **Sistemas Convectivos de Mesoescala no Sul da América do Sul: propagação em Série Contra o Escoamento em Baixos Níveis.** Tese de Doutorado em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

BARBOSA, T. F.; CORREIA, M. F. **Sistemas convectivos intensos no Semi-Árido Brasileiro: O controle da grande escala.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, p. 395-410, 2005.

BJERKNES, J. **Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific.** *Monthly Weather Review*, 97, 163-172, 1969.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic dynamic Meteorology in Midlatitudes.** New York: Oxford University Press, v2 Observations and Theory of Weather System, p. 426-455. 1993

BRABO, J.A.; TEIXEIRA, R.F.; FERREIRA, A.G. **Um Intenso sistema convectivo de mesoescala no setor leste da Região Nordeste: O caso de 20 a 21 de maio de 1999.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 16, p. 19-31, 2001

BOLTON, D. **The computation of equivalent potential temperature.** *Monthly Weather Review*, 108. 1046-1080, 1980.

CAVALCANTI, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais.** Dissertação de Mestrado em meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais, São José dos Campos, 113 p., 1982.

CAVIEDES, C.N. **Secas and El NIÑO: two simultaneous climatical hazards in South America.** *Proceedings of the Association American Geography*, 4, p.44-49, 1973

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

CHELTON, D. B. **The impact of sst Specification on ECMWF surface wind stress fields in the eastern Tropical Pacific.** *Journal of Climate*, 18, p. 530-550, 2005.

CHELTON, D. B.; WENTZ, F. J. **Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 86, p. 1097-1115, 2005.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. Informações técnicas do modelo BRAMS. Disponível em WWW.cptec.inpe.br. Acesso em 01 mar 2010.

CLIMATE PREDICTION CENTER/NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (CPC/NOAA). **Cold & war episodes by season.** Disponível em: <[HTTP://www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov). Acesso em: 01 jan 2013.

CLIMATE PREDICTION CENTER/NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (CPC/NOAA). **Previous ENSO events (1877-presents).** Disponível em: <[HTTP://www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov). Acesso em: 01 jan 2013.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C.A. **Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia.** *Climanálise*, Boletim de monitoramento e análise climática,4, p.34-40, 1989.

COELHO, C. A. S., UVO, C. B., AMBRIZI, T. **Exploring the impacts of the tropical Pacific on the precipitation patterns over South America during ENSO periods.** *Theor. Appl. Climatol.* 71, 185-197 (2002).

FISCH, G.; MARENGO, J. M.; NOBRE, C.A. **Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia.** *Acta Amazônica*, 28, p. 101-126, 1998.

FU, B. **The effects of orography on precipitation.** *Boundary-Layer Meteorology*, 75, p. 189-205, 1995.

GARSTANG, M.; MASSIE, H. L. JR.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. **Amazon coastal squal lines. Part I: Structure and kinematics.** *Monthly Weather Review*, 4, p. 608-621, 1994.

GOMES FILHO, M. F.; Souza, E.P.; Becker, C.T. **Sistemas cconvectivos de mesoescala com precipitação intensa na Paraíba: Um estudo de caso.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 11, p. 36-43, 1996.

GOMES FILHO, M. F. **Inter-relações entre TSMs globais, sistemas atmosféricos de meso e grande escalas e anomalia de volume dos principais reservatórios de água da Paraíba.** Tese de Doutorado em Recursos Naturais, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 121 p., 2000.

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

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a Região central da América do Sul.** Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 89 p., 1985.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. **Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil.** *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 103, p.77-92, 1977.

HASTENRATH, S. **On modes of tropical circulation climate anomalies.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, p. 2222-2231, 1978.

HERDIES, D. L.; DA SILVA, A.; SILVA DIAS, M. A. F. **The bi-modal pattern of the summertime circulation over South America,** *Journal of Geophysical Research*, 107, p. 42-1-42-10, 2002.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology, third edition.** Academic Press, San Diego, p. 511, 1992.

KOUSKY, V.E. **Diurnal rainfall variations in Northeast Brazil.** *Monthly Weather Review*, 4, p. 488-498, 1980.

LACASSE, K. M.; SPLITT, M. E.; LAZARUS, S. M.; LAPENTA, W. M. **The impact of high-resolution sea surface temperatures on the simulated nocturnal Florida marine boundary layer.** *Monthly Weather Review*, 136, p. 1349-1372, 2008.

LUCENA, D. B. **Impacto dos oceanos pacífico e atlântico no clima do Nordeste do Brasil.** Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 225 p., 2008.

MADDOX, R. A. **Mesoscale Convective Complexes.** *Bulletin American Meteorological Society*. 61, p. 1374-1387, 1980.

MAHRER, Y. PIELKE R. A. **The effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model;** *Monthly Weather Review*, 105, p. 1151-1162. 1997.

MARENGO, J. **Interannual Variability of Surface Climate in the Amazon Basin.** *Journal of Climatology*, 12 , p. 853-863, 1992.

MARENGO, J. A.; LIEBMAN, B.; WAINER, L.; KOUSKY, V.E. **On the Characteristics of Onset and Demise of the Rainy Season in Amazonia.** *Journal of Climate*, 2000.

MARENGO, J.; HASTENRATH, S. **Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin.** *Journal of Climate*, 6, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. **Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalysis: characteristics and temporal variability.** *Journal of Climate*, 17, p. 2261–2280, 2004.

MATOS, P. P. O. **Impacto da utilização de dados de temperatura da superfície do mar de alta resolução espacial em um modelo de previsão numérica do tempo.** Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 140 p., 2009.

MECHOSO, C., LYONS, S., SPAHR, J. **The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall in northeast Brazil.** *Journal of Climate*, 3, p. 812-826, 1990.

MELO, E. C. S. **Simulação numérica de circulação de brisas no estado da paraíba.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 86 p., 2000.

MOHR, I. K.; ZIPSER E. J. **Mesoscale convective systems defined by their 85-GHz Ice scattering signature: size and intensity comparison over tropical oceans and continents.** *Monthly Weather Review*. 124, p. 2417-2624, 1996.

MOLION, L. C. B. **Amazonian rainfall and its variability. hydrology and water management in the humids tropics.** Cambridge University Press, Cambridge, p. 99-111, 1993.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. **Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste do Brasil.** *Revista Brasileira Meteorológica*, 17, p. 1-10, 2002.

MOURA, A. D. **The ocean and the dynamics of the tropical atmosphere; its possible predictability.** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, february, 1984. (INPE-2998-PRE/450).

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the dynamics of droyghts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation on model.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, p. 2653-2675, 1981.

MOURA, A. D. **Propespects for Seasonal to Interannual Climate Prediction and Applications for Sustainable Development.** *World Meteorological Organization Bulletin*, 43, p. 207-215, 1994.

NASCIMENTO, E. L. **Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.1, 121-140, 2005.

NIEUWOLT, S. **Tropical climatology.** Chischester, John Wiley, p. 207, 1977.

NÓBILE TOMAZIELLO, A. C. **Influência 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, São Paulo, 166 p., 2010.

NOBRE, C. A.; MOLION, L.C.B. **The climatology of droughts and drought prediction, the effect of climatic variation on agriculture.** In: Parry, M.P.; Carter, T.R. e Kinijn, N.T. (Ed.), *Assessments in Semiarid Regions*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishing, p. 305-323, 1988.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous sst rainfall patterns over the tropical Atlantic basin.** Ph.D. Thesis, University Maryland, p. 151, 1993.

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

ORLANSKI, I. **A rational subdivision of scales for atmospheric processes.** *Bulletin American Meteorological Society*, 56, p: 529-530, 1975.

PIELKE, R. A.; **Mesoscale Meteorological Modeling.** 2. ed. Londres: Academic Press, p. 676, 2002.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de vórtices ciclônicos de mesoescala associados à zona de convergência do Atlântico sul.** Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 180 p., 2012.

RAMOS, R. P. L. **Precipitation characteristics in the northeast Brazil dry region.** *Journal of Geophysical Research*. 80, p. 1665-1678, 1975.

REYNOLDS, RICHARD, W. **An improved in situ and satellite sst analysis for climate.** *Journal of Climate*, 15, p 1609-1625, 2002.

RICKENBACH, T. M.; FERREIRA, R. N.; HALVERSON, J. B.; HERDIES, D. L.; SILVA DIAS, M. A. F. **Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts.** *Journal of Geophysical Research*, 107, D20, 8040, 2002.

RIEHL, H. **Climate and weather in the tropics,** Academic Press, New York, p. 611, 1979.

RAO, V. B.; HADA, K. **Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connection with the southern oscillation,** *Theoretical Applied Climatology*, 42, p. 81-91, 1990.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation.** *Monthly Weather Review*, 115, p. 1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. **Precipitation patterns associated with high index phase of the southern oscillation.** *Journal Climate*, 2, p. 268-284, 1989.

SANTOS, A. F. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jJato em baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos: INPE, 240 p., 2006.

SALAHUDDIN, A.; CURTIS, S. **Evolution of mesoscale convective systems and its relationship with the Madden-Julian oscillation in the Indo-Pacific region.** *The Open Atmospheric Science Journal*, 3, p. 158-171, 2009.

SERVAIN, J. **Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications.** *Journal Geophysical Research*, 96, p. 137-146, 1991.

SEBA, W. M. P. S. **Impacto da tsm de alta resolução em simulações de previsão numérica do tempo na região da confluência Brasil-Malvinas.** Tese de Doutorado em Meteorologia, São José dos Campos: INPE, 145 p., 2011.

SHUKLA, J. **Predictability of the tropical atmosphere.** NASA Tech. Memo. 83829, 1981.

SIVA DIAS, M. A. F. **Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. **Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: Uma Síntese de resultados do LBA.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21, p. 190-199, 2006.

SILVA, D. S.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S; Silva, J. M. **Convecção Ineramente organizada na área de Petrolina, semi-árido do Nordeste do Brasil: Aspectos em Meso e Grande Escala.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23, p. 292-304, 2008.

SIMMONS, A.; UPPALA, S.; DEE, D.; KOBAYASHI, S. **ERA-interim: New ECMWF reanalysis product from 1989 Onwards.** *ECMWF NEWSLETTER* 110: 29, 2007.

SMITH, T. M.; REYNOLD, R. W., LAWRIEMORE, J. **Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006).** *Journal Climate*, 21 p. 2283-2296, 2008.

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. **Convective circulations induced by surface heterogeneities.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, p. 2915-2922, 2000.

TRENBERTH, K.E. **The Definition of El Niño**. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, p. 2771-2777, 1997.

UVO, C. **Influence of sea surface temperature on rainfall and runoff in northeast South America: Analises and modelling** Ph.D. Dissertation, Departament of Resources Engineering Lund University, Lund, Sweden, 120 p. 1998.

VITORINO, M.I.; SILVA, M.E.S., BRABO, J.M.A. **Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste Brasileiro**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, p.21-32, 1997.

WALKO, R. L.; BARON, J. ; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.CJ.;VIDALE, P. L. **Coupled Atmosphere-Biophysics-hydrology Models for Environmental Modeling**. *Journal of Applied Meteorology*, 39, p. 931-944, 2000.

WALKO, R. L., TREMBACK, C. J. **RAMS The Regional Atmospheric Modeling System Version 4.3/4.4, Introduction to RAMS 4.3/4.4**, ASTER Division, Mission Reseach Corporation Fort Collins, CO, 2001.

WAGNER, R.G. **Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic**. *Journal Geophysical Research*, 101, p. 16683-16694, 1996.

WALKER, G.T. **Correlation in seasonal variations of weather VIII. A preliminary study of world weather**. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24: 75-131,1923.

WALKER, G.T. **Correlation in seasonal variations of weather XI. A further study of world weather**. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24: 275-332, 1924.

WALKER, G.T. **World Weather II**. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 2: 97-104, 1928.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. **World Weather III**. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4 (36): 53- 84, 1932.

ZAWADZKI, I., RO, I. **Correlation between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters**. *Journal of applied Meteorology*, 17, 1978.

ZOLMAN, J.L.; ZIPSER, E.J. **A Comparison of Tropical Mesoscale Convective Systems in El Niño and La Niña**. *Journal of Climate*. 13, p. 3314-3326, 1999.