MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.26.18.41-TDI

PROCESSOS CONVECTIVOS NA INICIAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA COSTA NORTE DO BRASIL

Fernando Pereira de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 23 de maio de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NPQ8P5>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.26.18.41-TDI

PROCESSOS CONVECTIVOS NA INICIAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA COSTA NORTE DO BRASIL

Fernando Pereira de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 23 de maio de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NPQ8P5>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Oliveira, Fernando Pereira de.

Ol4p Processos convectivos na iniciação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil / Fernando Pereira de Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxii + 158 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.26.18.41-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. Linha de instabilidade. 2. Mesoescala. 3. Brisa. 4. Convecção. 5. Modelagem. I.Título.

CDU 551.515.6(261.67)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *Fernando Pereira de Oliveira*

Título: "PROCESSOS CONVECTIVOS NA INICIAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA COSTA NORTE DO BRASIL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Doutor(a)* em *Meteorologia*

Dr. Manoel Alonso Gan

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama

Orientador(a) / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Membro da Banca / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen

Convidado(a) / UFPA / São Paulo - SP

Dra. Michelle Simões Reboita

Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

( ) unanimidade

São José dos Campos, 23 de maio de 2017

AGRADECIMENTOS

À minha esposa pelo apoio, amizade, compreensão e por estar sempre ao meu lado, contribuindo integralmente para meu desenvolvimento. Você contribuiu para que esse momento chegasse com serenidade.

À minha família, que sempre me apoiou em todos os momentos.

Ao Dr. Marcos Daisuke Oyama pela valiosa orientação, que já se passa de 10 anos, pelo incentivo, confiança, paciência e, sobretudo pela amizade.

Aos membros da banca examinadora, pelas sugestões e comentários que muito contribuíram para a melhoria da tese.

Aos amigos Theomar, Aline e Sérgio pelos momentos que passamos juntos, que contribuíram para que esta tese fosse desenvolvida, seja pelas discussões específicas do tema ou por me fazer esquecê-lo.

À Dra. Michelle Reboita, que me recebeu na Universidade Federal de Itajubá para a realização do estágio docência, pelo apoio, ajuda, sugestões e pela parceria.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo fornecimento da estrutura para realização deste estudo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Cientifico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos.

À secretaria e ao corpo docente da PGMET, por todo apoio durante a realização do curso.

À Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE), por prover a infra-estrutura e apoiar o desenvolvimento deste estudo, e também durante o período de mestrado e iniciação cientifica.

RESUMO

Condições atmosféricas associadas à iniciação e o desenvolvimento de Linhas de Instabilidade (LIs) na costa norte do Brasil (CNB) foram identificadas para o mês de março de 10 anos (2004-2013). Para uma dada variável atmosférica, a metodologia consistiu em comparar a média dos casos mais intensos de LI (CLI+) com a média dos casos de convecção costeira mais fraca (CC-). Foram analisadas variáveis atmosféricas contidas nos perfis verticais sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) para os horários das 0600, 1200, 1800 e 2400 UTC (0000 UTC do dia seguinte), extraídos da reanálise ERA-Interim. Além disso, avaliaram-se as condições antecedentes à iniciação da LI através de radiossondagens realizadas diariamente às 1200 UTC sobre o CLA. Com o foco nas condições que apresentaram diferenças significativas entre as categorias CLI+ e CC-, para ambos os conjuntos de dados, constatou-se que as seguintes características associadas à LI: maior conteúdo de umidade na camada 850-500 hPa; maior ascendência em níveis médios (500 hPa); maior convergência de umidade em baixos níveis (925 hPa). Essas condições são parte de um padrão de grande escala que abrange toda a CNB. Para complementar essas análises, foram realizados experimentos numéricos utilizando o modelo regional WRF para dois casos, um de LI e outro com ausência de convecção (NOC) sobre a CNB. Os resultados obtidos indicaram que a umidade na camada 850-500 hPa se apresenta como principal fator associado à iniciação da LI, uma vez que ao se prescrever a umidade nessa camada para magnitudes similares à observada no evento de LI, há iniciação da LI mesmo na simulação do evento de NOC. Enquanto que ao se prescrever a umidade para magnitudes similares à observada no evento de NOC, o modelo não se mostra capaz de iniciar núcleos convectivos intensos, descaracterizando a atuação da LI. Os resultados não mostraram a conexão esperada entre circulação de brisa e LI. Além disso, indicaram que maiores magnitudes da temperatura da superfície do mar induzem maiores taxas de evaporação sobre a região oceânica, que aumentam o transporte de umidade para níveis mais altos e advecção para a região continental.

Palavras-chave: Linha de Instabilidade. Mesoescala. Brisa. Convecção. Modelagem.

CONVECTIVE PROCESSES RELATED TO SQUALL-LINE INITIATION OVER THE NORTHERN COAST OF BRAZIL

ABSTRACT

The atmospheric conditions related to squall-line (SL) initiation in the late afternoon or early evening over the northern coast of Brazil (NCB) were obtained for a specific month, March. For a specific atmospheric variable, the methodology relays on the comparison between the average of the more intense SL cases (SLC+) and the less intense costal convection (CC-). For the central area of the NCB, the vertical profiles for SLC+ and CC- for different times of the day (0600, 1200, 1800 and 2400 UTC, next day 0000 UTC), computed from ERA-Interim data spanning10 years (2004–13), were compared to radiosonde data at 1200 UTC. By focusing on the significant differences for both datasets, it was found that the conditions that are favorable to SL initiation in March are: moister layer between 850 and500 hPa, intense convergence at low-level (925 hPa) and higher upward motion at mid-levels (500 hPa). These regional conditions are part of a larger-scale pattern. These analyses were supplemented with numerical experiments conducted with WRF model for two different cases, one without the formation of deep convection (NOC) over the NCB and the other corresponding to SLC. The results corroborated the previous findings and highlight that the moister conditions over the NCB are the most important atmospheric conditions associated to SL initiation, since the relative humidity prescribed in the initial and boundary conditions to values similarly to those observed in the SLC (NOC) event, results in SL (NOC) initiation even in those simulations for the NOC (SL) event. Furthermore, the results did not show the expected relation between the sea breeze circulation and SL initiation. Besides that showed that larger sea surface temperature cause a raise in evaporation rate over oceanic region, then raise the humidity transport to higher levels and the humidity advection to the continent.

Keywords: Squall-line. Mesoscale. Breeze. Convection. Modeling.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 – Modelo conceitual da estrutura e circulação no interior de uma LI. **8**
Figura 2.2 – Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho do dia 6 de julho de 2008 às 2045 UTC. **9**
Figura 2.3 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica. **12**
Figura 2.4 – Esquema simplificado de correntes ascendentes e descendentes na escala de nuvens, (a) para um ambiente sem cisalhamento e (b) para um ambiente com cisalhamento. **18**
Figura 2.5 – Topografia da região da costa norte do Brasil (sombreado) e localização da região de estudo (ponto). **21**
Figura 3.1 – Região de análise de dados. **26**
Figura 3.2 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho das 2100 UTC dos dias (a) 9 (b) 18 (c) 22 de março do ano de 2010, que se referem à eventos de NOC, CLI e CC. **28**
Figura 3.3 - Localização dos domínios das simulações. **32**
Figura 3.4 – Domínio interno das simulações (d02). **38**
Figura 4.1 - Frequência de CLI, CC e NOC para o mês de março dos anos de 2004 a 2013. **39**
Figura 4.2 - Precipitação acumulada média mensal para o mês de março dos anos de 2004 a 2013 (linhas) e fração de precipitação associada às LIs (colunas). **41**
Figura 4.3 – Ciclo diário de precipitação (UTC) para a CNB. **42**
Figura 4.4 – Locais situados sobre regiões de regime costeiro de transição (R1, R2 e R3) e de regime costeiro continental (R4, R5 e R6). **43**
Figura 4.5 – Ciclo diário de precipitação das regiões (a) R1, (c) R2 e (e) R3, que correspondem a regiões de regime costeiro de transição, e (b) R4, (d) R5 e (f) R6 que correspondem a regiões de regime costeiro continental. **44**
Figura 4.6 - Frequência de (a) CC e (b) CLI iniciadas sobre os estados do Pará e Maranhão. **46**

Figura 4.7 – Ciclo diário (UTC) da (a) quantidade média de núcleos convectivos na CNB e (b) área coberta por nuvens (pixels). **48**
Figura 4.8 - Perfil vertical de *u* de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de *v* de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC. **50**
Figura 4.9 - Perfil vertical da DEP de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de ômega de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC. **53**
Figura 4.10 - Perfil vertical de divq de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de div de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC. **56**
Figura 4.11 - Perfil vertical de (a) *u*, (b) *v* e (c) DEP, às 1200 UTC, obtido pelas radiossondagens. **59**
Figura 4.12 - Diferença de DEP (°C), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC. **60**
Figura 4.13 - Diferença de divq (g $kg^{-1}10^{-6}$ s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC. **61**
Figura 4.14 - Diferença de ômega (100 hPa s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC. **63**
Figura 4.15 - Diferença de div (10^{-6} s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC. **63**
Figura 5.1 - Carta de superfície do dia 9 de março de 2010. ..... **67**
Figura 5.2 - Linhas de corrente (a) ao nível de 925 hPa e (b) ao nível de 200 hPa do dia 09/03/2010. ..... **68**
Figura 5.3 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 09/03/2010 às 0600 UTC.. ..... **70**
Figura 5.4 - (a) ROLE (W m^{-2}) e (b) precipitação acumulada (mm dia^{-1}) para o dia 9 de março de 2010. ..... **71**
Figura 5.5 - Imagem IR das 2100 UTC do dia 9 de março de 2010. ..... **73**

Figura 5.6 - Perfil vertical de *u* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010. ..... **74**
Figura 5.7 - Perfil vertical de *v* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010. ..... **75**
Figura 5.8 - Perfil vertical da DEP extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010. ..... **76**
Figura 5.9 - Carta de superfície do dia 16 de março de 2010. ..... **77**
Figura 5.10 - Linhas de corrente (a) ao nível de 925 hPa e (b) ao nível de 200 hPa do dia 16/03/2010. ..... **78**
Figura 5.11 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 16/03/2010 às 0600 UTC. **80**
Figura 5.12 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 16/03/2010 às 1800 UTC. **81**
Figura 5.13 - (a) ROLE (W m^{-2}) e (b) precipitação acumulada (mm dia^{-1}) para o dia 16 de março de 2010. ..... **83**
Figura 5.14 – Imagem IR das 2100 UTC do dia 16 de março de 2010. ..... **84**
Figura 5.15 - Perfil vertical de *u* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010. ..... **85**
Figura 5.16 - Perfil vertical de *v* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010. ..... **86**
Figura 5.17 - Perfil vertical de DEP extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010. ..... **87**
Figura 6.1 - Ciclo diário médio dos hidrometeoros para o dia (a) 9 e (b) 16 de março de 2010. ..... **89**
Figura 6.2 - Conteúdo de hidrometeoros às 1600 UTC do dia 9 de março de 2010, para (a) 3J, (b) 3M, (c) 3Y, (d) 6J, (e) 6M, (f) 6Y, (g) TJ, (h) TM e (i) TY. **91**
Figura 6.3 - Conteúdo de hidrometeoros às 1900 UTC do dia 16 de março de 2010, para (a) 3J, (b) 3M, (c) 3Y, (d) 6J, (e) 6M, (f) 6Y, (g) TJ, (h) TM e (i) TY. **94**

Figura 6.4 - Conteúdo de hidrometeoros às 0900 UTC, 1200 UTC, 1500 UTC, 1800 UTC e 2100 UTC para o dia 9 de março de 2010. ..... **96**
Figura 6.5 - Perfil vertical (a) de *u*, (b) de *v* e (c) da DEP para o dia 9 de março de 2010. ..... **98**
Figura 6.6 - Conteúdo de hidrometeoros às 0900 UTC, 1200 UTC, 1500 UTC, 1800 UTC e 2100 UTC para o dia 16 de março de 2010. ..... **99**
Figura 6.7 - Perfil vertical (a) de *u*, (b) de *v* e (c) da DEP para o dia 16 de março de 2010. ..... **101**
Figura 7.1 - Ciclo diário do conteúdo de hidrometeoros para simulações do dia (a) 9 e (b) 16 de março de 2010. ..... **105**
Figura 7.2 - Perfil vertical das 0900 UTC: de (a) *u*, (c) *v* e (e) DEP das simulações do dia 09/03/2010; de (b) *u*, (d) *v* e (f) DEP das simulações do dia 16/03/2010. ..... **106**
Figura 7.3 - Máxima refletividade às 1800 UTC para (a) NOC20, (b) CLI20, (c) NOC40, (d) CLI40, (e) NOC60, (f) CLI60, (g) NOC80 e (h) CLI80. .... **108**
Figura 7.4 - Diferença da máxima refletividade dos testes de sensibilidade e seus controles às 1800 UTC: (a) NOC20-NOCCTRL, (b) CLI20-CLICTRL, (c) NOC40-NOCCTRL, (d) CLI40-CLICTRL, (e) NOC60-NOCCTRL, (f) CLI60-CLICTRL, (g) NOC80-NOCCTRL e (h) CLI80-CLICTRL. **110**
Figura 7.5 - Seção vertical de hidrometeoros no horário de máxima extensão vertical para (a) NOCTRL, (b) CLICTRL, (c) NOC20, (d) CLI20, (e) NOC40, (f) CLI40, (g) NOC60, (h) CLI60 e (i) NOC80. ..... **114**
Figura 8.1 - Ciclo diário do conteúdo de hidrometeoros formados na região da CNB para o dia (a) 9 de março e (b) 16 de março de 2010. ..... **119**
Figura 8.2 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM- às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 9 de março de 2010. ..... **120**
Figura 8.3 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM+ às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 9 de março de 2010. ..... **122**
Figura 8.4 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM- às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 16 de março de 2010. ..... **123**

Figura 8.5 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM+ às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 16 de março de 2010. ..... **125**
Figura 8.6 - Ciclo diário da umidade relativa média na camada 850-500 hPa sobre a região da CNB para o dia (a) 9 de março e (b) 16 de março de 2010. .... **128**
Figura 8.7 - Perfil vertical de *u* de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **129**
Figura 8.8 - Perfil vertical de *v* de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **131**
Figura 8.9 - Perfil vertical de DEP de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **132**
Figura 8.10 - Perfil vertical de *u* de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **134**
Figura 8.11 - Perfil vertical de *v* de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **135**
Figura 8.12 - Perfil vertical de DEP de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC. **137**

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1 – Variáveis contidas nas radiossondagens e Reanálises. **27**
Tabela 3.2 - Quadro-resumo das simulações. **33**
Tabela 3.3 – Quadro-resumo do tempo de integração e de *spin-up* adotados em alguns estudos em que o WRF foi utilizado em alta resolução horizontal. **33**
Tabela 3.4 - Configuração do teste de sensibilidade às parametrizações. **34**
Tabela 3.5 - Resumo do experimento sensibilidade RH. **36**
Tabela 3.6 - Resumo do experimento sensibilidade TSM. **37**

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	–	Alta da Bolívia
ABLE-2B	–	*Atmospheric Boundary Layer Experiment*
ACA	–	Divisão de Ciências Atmosféricas
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CC	–	Casos de convecção costeira
CDP	–	Ciclo diário de precipitação
CLA	–	Centro de Lançamento de Alcântara
CLI	–	Casos de LI
CLP	–	Camada limite planetária
CMORPH	–	*Climate Prediction Center MORPHing method*
CNB	–	Costa norte do Brasil
CNNEB	–	Costa norte do nordeste do Brasil
CPTEC	–	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DEP	–	Depressão do ponto de orvalho
div	–	Divergência
divq	–	Divergência do fluxo de umidade
DJF	–	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DSA	–	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	–	*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*
ForTraCC	–	*Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Cluster*
GATE	–	*Global Atmospheric Research Programme's Atlantic*
GOES	–	*Geostationary Operational Environmental Satellite*
GPM-CHUVA	–	*Global Precipitation Measurement* – CHUVA
HL	–	Hora local
IR	–	Infravermelho
JBN	–	Jato de Baixos Níveis
JJA	–	Junho, Julho e Agosto
LFC	–	*Level of free convection*
LI	–	Linha de instabilidade

LIC	–	LIs que ficam confinadas à costa
LIP	–	LIs que se propagam continente adentro
MAM	–	Março, abril e maio
MYJ	–	Mellor, Yamada e Janjic
NOAA	–	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
NOC	–	Não-ocorrência de convecção profunda
qcloud	–	Conteúdo de gotículas de água de nuvem
qgraup	–	Conteúdo de graupel
qice	–	Conteúdo de gelo
qrain	–	Conteúdo de gotículas de água de chuva
qsnow	–	Conteúdo de neve
RH	–	Umidade relativa
ROLE	–	Radiação de onda longa emergente
RRTM	–	*Rapid Radiative Transfer Model*
SCM	–	Sistema convectivo de mesoescala
SON	–	Setembro, Outubro e Novembro
TSM	–	Temperatura da superfície do mar
u	–	Vento zonal
UTC	–	*Universal Time Cordinated*
v	–	Vento meridional
VCAN	–	Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
WRF	–	*Weather Research and Forecasting*
YSU	–	*Yonsei University*
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de convergência intertropical
ZCOU	–	Zona de convergência de umidade

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7

2.1. Linha de Instabilidade **7**

2.2. Transição de convecção rasa para profunda **14**

2.3. Desenvolvimento de tempestades multicelulares e upscaling de núcleos convectivos **17**

2.4. Climatologia do CLA **20**

3 DADOS E METODOLOGIA 23

3.1. DADOS 23

3.2. Análise de dados 25

3.3. Categorias de convecção 27

3.4. Subcategorias 29

3.5. Estudo de casos 31

3.6. Estudo numérico 31

3.7. Avaliação das simulações 37

4 ESTUDO CLIMATOLÓGICO 39

4.1. Identificação dos eventos 39

4.2. Características da precipitação 40

4.3. Categorização dos eventos 45

4.4. Caracterização da nebulosidade 47

4.5. Evolução temporal dos perfis sobre a CNB 49

4.6. Campos de grande escala das diferenças entre as categorias 59

4.7. CONCLUSÕES 64

5 ESTUDO DE CASOS 67

5.1. Caso de NOC (09/03/2010) 67

5.2. Caso de LI (16/03/2010) 77

5.3. CONCLUSÕES 87

6 TESTE DE SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS 89

6.1. Descrição da simulação controle 95
6.2. CONCLUSÕES 102
7 TESTE DE SENSIBILIDADE À RH 105
7.1. Distribuição vertical de hidrometeoros 112
7.2. CONCLUSÕES 116
8 TESTE DE SENSIBILIDADE À TSM 119
8.1. Campos 119
8.2. Perfis verticais 128
8.3. CONCLUSÕES 138
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS 141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 147

1 INTRODUÇÃO

A Linha de Instabilidade (LI) é um dos principais sistemas meteorológicos atuantes na costa norte do Brasil (CNB), afetando localidades importantes, tais como as capitais dos Estados do Amapá, Pará, Maranhão e Ceará, e também o Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizado na cidade de Alcântara, MA. O CLA participa do Programa Espacial Brasileiro e é o órgão no qual são realizados os lançamentos de foguetes projetados e construídos no Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE; São José dos Campos, SP).

As características gerais da LI estão descritas em diversos estudos (p.ex., CAVALCANTI, 1982; COHEN et al., 1989; COHEN et al., 2009). As LIs são sistemas convectivos de mesoescala que se iniciam sobre a CNB no final da tarde ou inicio da noite, quando núcleos de convecção profunda se desenvolvem e organizam em escala maior como uma banda de nebulosidade com formato linear com dimensões horizontais médias de 1400 km × 170 km. As LI ocorrem durante todo o ano, mas a maior frequência é observada durante o outono austral (MAM), quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atinge a sua posição mais austral (MELO et al., 2009), afetando diretamente a CNB e fornecendo convergência de grande escala em baixos níveis sobre a região. As LIs são responsáveis por grandes acumulados de precipitação e eventualmente por condições de tempo severo, tais como *downbursts* e tornados (p.ex., COHEN et al., 2009; GARSTANG et al., 1998; SILVA DIAS, 2011).

As LIs podem afetar toda a região amazônica, uma vez que podem se propagar até a região oeste da Amazônia, induzindo grandes acumulados de precipitação mesmo em regiões distantes da costa. As LIs que apresentam grande propagação continente adentro correspondem a cerca de metade dos casos e possuem duração média de 20 h (COHEN et al., 2009). Segundo Cohen et al. (1995) e Alcântara et al. (2011), a propagação de LIs continente adentro depende das características do perfil vertical do vento. A propagação seria favorecida pela presença de um jato de baixos níveis intenso e profundo durante o período da manhã.

Como as LIs podem apresentar diferentes extensões horizontais e se iniciar sobre locais distintos na CNB, Oliveira (2012) classificou as LIs iniciadas na CNB em três categorias, de acordo com o local de iniciação:

1. LIs que atuam sobre o estado do Amapá (alinhamento meridional), podendo se estender sobre a região costeira fora do território brasileiro (a oeste);

2. LIs que atuam sobre os estados do Pará e Maranhão (alinhamento zonal), , podendo se estender até a divisa com o estado do Amapá em sua extremidade oeste e até o Ceará em sua extremidade leste;

3. LIs que se estendem da divisa do estado do Pará com o Maranhão até a Guiana, podendo em seu extremo oeste chegar ao litoral venezuelano e em seu extremo leste ao litoral cearense .

Este estudo tem como foco as LIs que podem atuar sobre a região do CLA, ou seja, LIs que se enquadram na classificação 2 e 3 de Oliveira (2012).

Oliveira e Oyama (2015) avaliaram as condições atmosféricas que antecedem a iniciação das LIs na CNB, independentemente da extensão da sua propagação continente adentro, para o mês de julho. Os autores mostraram que dois fatores no período da manhã – conteúdo de umidade expressivo em 700 hPa e vento meridional de norte em 350 hPa – apresentam-se como condições antecedentes favoráveis à iniciação das LIs. Embora esses resultados sejam interessantes, pois um maior conhecimento das condições antecedentes abre a possibilidade de se prever a ocorrência de LIs (OYAMA; OLIVEIRA, 2013), não se sabe ainda se os fatores continuariam os mesmos para outros meses, e qual seria a evolução temporal dos fatores ao longo do dia até a iniciação. Um dos poucos trabalhos nesse sentido é o de Cohen et al. (1995), que compara a evolução temporal do perfil vertical das condições atmosféricas sobre Belém durante um evento de LI. Assim, o presente estudo aborda a iniciação de LIs na CNB para um mês distinto, março, e o ciclo diário das condições atmosféricas (ou seja, não somente as condições antecedentes) favoráveis à iniciação de LIs nesse mês. Em março, como mencionado anteriormente, a frequência de LIs é alta (BARROS; OYAMA, 2010) devido à forte

forçante sinótica (convergência em baixos níveis) associada à atuação direta da ZCIT sobre a CNB.

A iniciação de LI é usualmente entendida como uma única etapa, que vai do instante em surgem as primeiras nuvens convectivas profundas a outro em que o sistema encontra-se plenamente configurado (p. ex., OLIVEIRA; OYAMA, 2015). Em vez disso, no presente estudo, a iniciação é subdividida em três etapas: na primeira, ocorre transição da convecção rasa para profunda; na segunda, desenvolvem-se tempestades multicelulares; na terceira, as tempestades organizam-se linearmente em escala maior (*upscaling*). A ocorrência de cada uma dessas fases depende da presença de condições atmosféricas específicas. Para a transição de convecção rasa para profunda, algumas condições são: instabilidade da camada de nuvens rasas (WU et al., 2009) ou acima do *Level of Free Convection* (LFC; HOUSTON; NIYOGI, 2007), umidade acima da camada limite planetária (CLP; DERBYSHIRE et al., 2004), extensão horizontal das nuvens (GRABOWSKI et al., 2006) e dinâmica de piscinas frias (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006). A instabilidade e o cisalhamento vertical do vento são considerados os ingredientes principais para o desenvolvimento em tempestades multicelulares (WEISMAN; KLEMP, 1982), mas esse desenvolvimento pode também ocorrer em ambientes com cisalhamento fraco se houver proximidade suficiente entre as nuvens (HOUSTON; WILHELMSON, 2011). Para o *upscaling*, enquanto a formação de novas células convectivas e a expansão horizontal das existentes dependem da instabilidade e do cisalhamento, o *merge* (fusão de células) depende da convergência em baixos níveis, da proximidade entre as células, e da interação entre as correntes descendentes e dos *upper-level outflows* (CUNNING et al., 1982; TAO; SIMPSON, 1989; STALKER; KNUPP, 2003; FUO; GUO, 2012).

Os estudos sobre a transição de convecção rasa para profunda e o *upscaling* de núcleos convectivos foram realizados para regiões continentais e oceânicas, porém não há estudos sobre estas etapas para regiões costeiras. Assim, surge a seguinte questão: **os processos físicos responsáveis pela transição de convecção rasa para profunda e pelo *upscaling* de núcleos convectivos na iniciação de LIs na CNB seriam os mesmos descritos na literatura para regiões oceânicas e continentais?** Os objetivos

propostos neste trabalho têm o intuito de contribuir ao esclarecimento dessa questão; assim, o objetivo geral consiste em detalhar a evolução dos fatores e processos físicos envolvidos na iniciação da LI, ou seja, nas etapas de transição de convecção rasa para profunda, desenvolvimento de tempestades multicelulares e de *upscaling* de núcleos convectivos.

Sobre a região da CNB, diferentes autores (p.ex., COHEN, 1996; LOUREIRO et al., 2006; ALCÂNTARA, 2010; OLIVEIRA, 2012) mostraram que diferentes modelos de circulação atmosférica captam a atuação da LI. Loureiro et al. e Oliveira realizaram simulações com o modelo regional MM5, com condições iniciais e de contorno provenientes da reanálise do NCEP/NCAR, de modo adicional Oliveira também realizou simulações utilizando a reanálise ERA-Interim. Cohen e Alcântara realizaram simulações numéricas com modelos semelhantes: RAMS e BRAMS, respectivamente. Cohen e Alcântara realizaram simulações com inicialização homogênea, entretanto Cohen também realizou simulações utilizando análises do ECMWF como condições iniciais e de contorno. Esses autores demonstraram que as simulações com os diferentes modelos reproduzem a atuação da LI no final da tarde, embora apresentem adiantamento no horário de máxima intensidade da LI.

Os estudos numéricos a respeito da sensibilidade da LI às condições atmosféricas são restritos aos trabalhos de Cohen (1996) e Alcântara (2010). Ambos os estudos tinham como objetivo avaliar condições associadas à propagação das LIs e não visavam avaliar condições associadas à iniciação, embora Cohen tenha observado que fontes de calor remotas podem induzir subsidência na região da CNB e inibir sua iniciação. Ambos os autores demonstraram que maior profundidade do vento máximo, em baixos níveis, estão associados a eventos de LIs que se propagam.

Para o mês considerado neste estudo – março –a região da CNB está sujeita à forte forçante sinótica associada à atuação direta da ZCIT sobre a região. Sob essa condição de grande escala, os objetivos específicos são:

- Caracterizar o ambiente no qual a iniciação da LI é favorecida;

- Identificar as características associadas às etapas de iniciação da LI;
- Avaliar o desempenho do modelo WRF em simular a iniciação de LI;
- Avaliar, através de experimentos numéricos, a sensibilidade da transição de convecção rasa para profunda e do *upscaling* de núcleos convectivos a fatores dinâmicos e termodinâmicos (obtidos na parte observacional).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Conforme mencionado anteriormente, este estudo tem o objetivo geral de detalhar a evolução dos fatores e processos físicos envolvidos nas etapas de iniciação da LI, ou seja, desde a transição de convecção rasa para profunda até o *upscaling* de núcleos convectivos. A iniciação da LI é analisada sobre uma região específica da CNB: a região do CLA. Dessa forma, a revisão bibliográfica é dividida em quatro partes: na primeira, são descritos os estudos sobre a LI; na segunda etapa, sobre a transição de convecção rasa para profunda; na terceira, sobre o desenvolvimento de tempestades multicelulares e o *upscaling* de núcleos convectivos; e, na quarta, são apresentadas as características gerais da região de estudo (CLA).

2.1. Linha de Instabilidade

A LI é uma banda de nebulosidade com configuração linear que contém regiões de convecção profunda, podendo ser contínua ou não. Esse sistema é considerado como um tipo particular de sistema convectivo de mesoescala (SCM; COTTON; ANTHES, 1989). Os SCM representam aglomerados de nuvens convectivas profundas e possuem escalas temporais e espaciais maiores que nuvens de tempestades individuais. Os SCMs são caracterizados por possuírem duas regiões distintas de nebulosidade: convectiva em uma, e estratiforme na outra (HOUZE, 2004). Diversas situações de tempo severo são atribuídas aos SCMs, tais como *downburts*, tornados, granizo, inundações e intensa atividade elétrica.

A LI foi citada pela primeira vez por Hamilton e Archbold (1945). Esses autores notaram a presença de uma extensa banda de nebulosidade com configuração linear se propagando na região oeste da África. Ao compararem as LIs com ondas de gravidade em um fluido estratificado em um canal, concluíram que o movimento da onda (de gravidade) era similar ao movimento de propagação da LI.

A primeira descrição de uma LI em um experimento de campo foi feita por Zipser (1969). Este autor descreveu uma LI que ocorreu durante o *Line Islands Experiment* (Pacífico equatorial), realizado de fevereiro a abril de 1967, e propôs um modelo

conceitual simples para as LIs: na região convectiva (estratiforme) de uma LI haveria convergência (divergência) em baixos níveis, assim, haveria movimentos ascendentes (descendentes) na região convectiva (estratiforme).

Depois de Zipser (1969), diversos estudos (BETTS et al., 1976; ZIPSER, 1977; HOUZE, 1977; FORTUNE, 1980) apresentaram mais detalhes sobre as LIs, e um modelo conceitual da circulação no interior de LIs foi sendo aprimorado. Analisando uma LI iniciada no dia 12 de setembro de 1974 durante o experimento *Global Atmospheric Research Programme's Atlantic Tropical Experiment* (GATE), Gamache e Houze (1982) propuseram o modelo conceitual que é mostrado na Figura 2.1. Na região convectiva da LI, há convergência na baixa troposfera e divergência em altos níveis. Associada às nuvens convectivas, formam-se correntes descendentes em baixos níveis, que são alimentadas pelo ar frio e seco de níveis médios. As correntes descendentes formam as piscinas frias próximo à superfície, e a expansão horizontal das piscinas frias leva o ar quente e úmido da CLP a ascender mecanicamente, favorecendo a iniciação de novas nuvens convectivas. As nuvens convectivas em estágio de dissipação se unem na região estratiforme. Nessa região, há convergência em níveis médios e divergência em níveis baixos e altos, levando a correntes ascendentes em altos níveis e descendentes em baixos níveis. As correntes descendentes transportam ar frio e seco de níveis médios para os níveis mais baixos, assim, após a passagem da LI há uma atmosfera mais estável, com ar mais frio e seco quando comparado ao ambiente anterior à passagem da LI.

Figura 2.1 – Modelo conceitual da estrutura e circulação no interior de uma LI.

Fonte: adaptado de Gamache e Houze (1982).

No período em que diversos trabalhos vinham apresentando detalhes sobre as LIs iniciadas sobre o oceano Atlântico (HOUZE, 1977; FORTUNE, 1980), Pacífico (ZIPSER, 1969) e sobre a região costeira da Venezuela (BETTS et al., 1976), LIs foram identificadas por Kousky (1980) na região da CNB. Um exemplo de LI iniciada sobre a CNB é apresentada na Figura 2.2. Kousky sugeriu que a LI, iniciada sobre a CNB, resulta do aquecimento solar e da circulação de brisa marítima. Após sua iniciação, a LI tende a se propagar continente adentro, em direção a Amazônia, e pode chegar, em alguns casos, à porção oeste da Amazônia e até mesmo atingir os Andes (KOUSKY, 1980; MOLION, 1987).

Figura 2.2 – Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho do dia 6 de julho de 2008 às 2045 UTC.

As setas indicam a LI.

Fonte: CPTEC/INPE (2008).

Desde então, a iniciação e a propagação das LIs na CNB são estudadas, pois a LI é um dos principais sistemas meteorológicos que afetam a região norte do Brasil. A

importância da LI para a região norte do Brasil é justificada não somente pelos grandes acumulados de precipitação associados a este sistema (COHEN, 1989; GRECO et al., 1990; BARROS; OYAMA, 2010; OLIVEIRA, 2012), mas também pelo fato de LIs poderem estar associadas a situações de tempo severo, como *downbursts* (GARSTANG et al., 1998) e tornados (SILVA DIAS, 2011).

A LI inicia sua iniciação sobre a CNB no período da tarde e, usualmente, apresenta-se bem configurada às 2100 UTC (1800 LST), horário no qual apresenta sua maior atividade convectiva. A iniciação da LI nesse horário coincide com a penetração da brisa marítima para o interior do continente, em resposta ao aquecimento continental no período diurno. Dessa forma, a circulação de brisa, juntamente com aquecimento solar, foram sugeridos por Kousky (1980) como mecanismos de iniciação da LI.

A validade da sugestão de Kousky (1980) esbarra na seguinte constatação: embora o aquecimento continental ocorra em (quase) todos os dias, a LI se inicia em aproximadamente um terço dos dias do ano, ou seja, possuem uma frequência média de ~10 LIs mês^{-1} (CAVALCANTI, 1982; COHEN et al., 1989; SANTOS NETO, 2004; BARROS, 2008; COHEN et al., 2009). Esse fato sugere que existem outros mecanismos associados à iniciação da LI, que, segundo Cavalcanti (1982), pode ser a interação entre escalas.

Cavalcanti (1982) sugeriu que perturbações nos ventos alísios, gerados pela intensificação do anticiclone subtropical, aumentariam a convergência na região tropical e, assim, favoreceriam o desenvolvimento das LIs. Em tese, perturbações nos ventos alísios poderiam favorecer a convergência na região costeira e induzir a iniciação de sistemas profundos nessa região. Entretanto, sistemas organizados, tais como LIs e Perturbações Convectivas (BARBOSA et al., 2006), podem se formar sem a atuação de perturbações nos ventos alísios.

A interação entre a escala sinótica e a mesoescala, segundo Cavalcanti (1982), ocorre também pela influência da ZCIT sob a LI. Cavalcanti mostrou que há interação entre esses sistemas ao mostrar, especificamente, que o local de iniciação da LI apresenta deslocamento latitudinal acompanhando o deslocamento da ZCIT. Isso ocorreria devido

à ascensão provocada pela ZCIT ser reforçada pelo aquecimento solar e circulação de brisa; assim, quando a ZCIT se desloca latitudinalmente, o local em que a ascensão é intensificada também se deslocaria.

Outros autores abordaram a iniciação da LI analisando as condições atmosféricas locais, não discutindo os mecanismos responsáveis pelo surgimento dessas condições (SILVA DIAS; FERREIRA, 1992; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011; OLIVEIRA; OYAMA, 2015). Esses autores analisaram o ambiente anterior a iniciação da LI, às 1200 UTC. Cohen et al. e Alcântara et al. investigaram os mecanismos responsáveis pela propagação das LIs e mostraram que sobre a cidade de Belém o vento máximo em baixos níveis (Jato de Baixos Níveis, JBN) apresenta-se mais espesso nos dias em que há LIs que se propagam. Além disso, Cohen et al. mostraram que o perfil vertical do vento apresenta rotação anti-horária em baixos níveis. Oliveira e Oyama mostraram que sobre o CLA, maior conteúdo de umidade ao nível de 700 hPa e vento meridional de norte ao nível de 350 hPa estariam associados à iniciação da LI.

As LIs iniciadas na CNB foram classificadas por Cohen et al. (1989) em LIs que ficam confinadas à costa (LIC) e LIs que se propagam continente adentro (LIP). Posteriormente, as LIPs foram chamadas de *Coastal Occurring Systems* por Greco et al. (1990) e de *Amazon Coastal Squall Lines* por Garstang et al. (1994) e por Greco et al. (1994).

As características gerais da LI foram apresentadas por diversos autores (CAVALCANTI, 1982; COHEN et al., 1989; COHEN et al., 2009). A banda de nebulosidade associada à LI possui comprimento (largura) médio de 1400 km (170 km), as LIC apresentam duração média de ~10h, enquanto que as LIP possuem duração média de ~20h. Com essas características de duração e extensão horizontal, as LIs iniciadas na CNB se enquadram na escala meso-α de Orlanski (1975)[1], porém em alguns casos podem atingir a escala sinótica (GARSTANG et al., 1994; GUEDES; MACHADO, 2003; BARBOSA et al., 2006).

---

[1]meso-α: fenômenos com extensão horizontal entre 200 e 2000 km.

Garstang et al. (1994) apresentaram um modelo conceitual da circulação associada às LIs (Figura 2.3). Estes autores analisaram as LIs que passaram pela região central da bacia amazônica durante o experimento *Atmospheric Boundary Layer Experiment*-2B (ABLE-2B), realizado de 1 de abril a 13 de maio de 1987. O modelo proposto por Garstang et al. é semelhante ao proposto Houze (1977) e Gamache e Houze (1982) (Figura 2.1), apresentando, na porção convectiva (LI), convergência em baixos níveis, ascensão por toda a troposfera e divergência em altos níveis, enquanto que na porção estratiforme, há convergência em níveis médios e divergência em níveis altos e baixos. Dessa forma, Garstang et al. evidenciaram que as LIs iniciadas na CNB possuem escoamento semelhante às LIs iniciadas em outras regiões.

Figura 2.3 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica.

Setas maiores indicam o escoamento. Linha tracejada separa parte convectiva da estratiforme. Canto superior esquerdo (direito): estrutura de referência da circulação da parte convectiva (estratiforme).

Fonte: adaptado de Garstang et al.(1994); Alcântara (2010).

Quanto à precipitação, diversos autores (COHEN et al., 1989; GRECO et al., 1990; BARROS; OYAMA, 2010; OLIVEIRA, 2012) mostraram que as LIs são responsáveis por grandes acumulados de precipitação na região norte do Brasil, tanto na região costeira como também na Amazônia. Sobre o CLA, Barros e Oyama (2010) mostraram que, em média, as LIs são responsáveis por ~30% da precipitação anual; este mesmo percentual foi encontrado por Oliveira (2012) para o mês de julho. Ainda na região costeira, Cohen et al. estimaram que as LIs foram responsáveis por 45% da chuva ocorrida na região leste do estado do Pará. Greco et al. mostraram que as LIs foram responsáveis por ~40% da precipitação ocorrida durante o ABLE-2B.

Na floresta amazônica foram identificadas clareiras, principalmente nas porções leste e oeste, que apresentam relativa concordância com regiões de máxima precipitação (NELSON et al., 1994; NEGRÓN-JUÁREZ et al. 2010). Nessas regiões, as árvores foram derrubadas de tal forma que suas raízes ficaram expostas. Garstang et al. (1998) e Negrón-Juárez et al. (2010) mostraram que as LIs podem produzir *downbursts* de ~30 m s^{-1} com duração de 10 min, o que seria suficiente para derrubar as árvores e formar clareiras. Além disso, as regiões de máxima atividade convectiva associada à LI e as regiões em que as clareiras foram abertas são coincidentes, o que fez esses autores sugerirem as LIs como responsáveis pelas clareiras abertas na floresta amazônica.

No Brasil, não existe um sistema oficial para o relato da ocorrência de tornados, porém Silva Dias (2011) apresentou as regiões em que este sistema pode se iniciar. O autor utilizou relatos da ocorrência de tornados disponibilizados pela mídia, salientando que esse tipo de relato é pouco cientifico, mas é a única fonte de dados disponível. Dessa forma, mostrou que, na região norte do Brasil, as regiões em que a ocorrência de tornados foi relatada são coincidentes com as regiões de atuação das LIs. Assim, Silva Dias sugeriu que a ocorrência de tornados na região norte do Brasil pode estar associada à LI.

2.2. Transição de convecção rasa para profunda

A formação de convecção profunda é tema de diversos estudos, e uma questão especifica abordada é a da transição de convecção rasa para profunda (CHABOREAU et al., 2004; KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006; GRABOWSKY et al., 2006; HOLLOWAY; NEELIN, 2009; WU et al., 2009; DEL GENIO; WU, 2010; HAGOS; LEUNG, 2012). A evolução de convecção rasa para profunda é de fundamental importância para a modelagem numérica, pois as nuvens estão diretamente ligadas aos balanços de umidade e energia e os diferentes modos de convecção (rasa e profunda) afetam de forma diferente esses balanços. Além disso, conhecer o horário em que a transição de convecção rasa para profunda ocorre é fundamental para uma boa representação do ciclo diurno de precipitação (RANDALL et al., 2003; GRABOWSKY et al., 2006).

A nebulosidade rasa é uma nebulosidade não-precipitante com extensão vertical de poucos quilômetros, enquanto que a profunda é uma nebulosidade precipitante que possui grande extensão vertical. Segundo Atkinson (1981), nebulosidade rasa é definida como uma camada de nuvens com espessura vertical entre 1 e 2 km, porém, segundo a *American Meteorological Society*[2], a espessura da nebulosidade rasa pode atingir até 3 km.

Usualmente na literatura sobre transição de convecção rasa para profunda três mecanismos distintos são indicados como responsável pela transição: conteúdo umidade acima da CLP; dinâmica de piscinas frias e instabilidade na camada de nuvens (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006; HOLLOWAY; NEELING, 2009; ZHANG; KLEIN, 2010; DEL GENIO; WU, 2010; HAGOS; LEUNG, 2012). Embora sejam mecanismos diferentes, esses processos atuariam de forma semelhante, favorecendo a ascensão de ar, gerando *updrafts*, induzindo desenvolvimento vertical das nuvens.

---

[2] Disponível em http://glossary.ametsoc.org/wiki/Shallow_convection_parameterization , acessado em 13/01/2014.

A transição de convecção rasa para profunda ocorre somente quando a camada da base de nuvem está suficientemente umedecida (CHABOUREAU et al., 2004). Segundo esses autores, a convecção rasa é responsável pelo umedecimento da região da base das nuvens, da mesma forma que fora demonstrado por Yanai et al. (1973). A associação entre umidade acima da CLP e transição de convecção profunda tem como base a taxa de evaporação de gotículas de água. Vários autores (p.ex., DERBYSHIRE et al., 2004; KUANG; BRETHERTON, 2006) demonstraram que um ambiente úmido (seco) é favorável (desfavorável) ao desenvolvimento de convecção profunda, uma vez que o entranhamento de ar seco induz altas taxas de resfriamento devido à evaporação, induzindo as parcelas de ar a adquirirem empuxo negativo. Dessa forma, ambiente mais seco (úmido) gera condições de desfavoráveis (favoráveis) aos movimentos verticais ascendentes e desfavorecem (favorecem) o desenvolvimento vertical da nebulosidade.

Atmosfera mais úmida antecede a transição de convecção rasa para profunda, especialmente nas camadas acima da CLP. Embora os níveis mais baixos possuam maior conteúdo de umidade, Bretherton et al. (2004) e Holloway e Neeling (2009) mostraram que maior conteúdo de umidade na camada 850-400 hPa está associada à transição de convecção rasa para profunda, sobre as ilhas Kwajalein e Nauru situadas no oceano Pacífico. Enquanto que para a região central dos Estados Unidos da América (EUA), Zhang e Klein (2010) mostraram que ambiente mais úmido entre 2 e 4 km de altitude precede a transição de convecção rasa para profunda. De modo geral, os diferentes estudos mostraram que quando essas camadas são mais úmidas, a transição tende a ocorrer mais cedo, a precipitação apresenta maiores acumulados e possui duração maior.

A dinâmica de piscinas frias (*cold pools*) também foi identificada como um mecanismo associado à transição de convecção rasa para profunda (TOMPKINS, 2001; KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006). A formação das piscinas frias é inicialmente induzida pelo resfriamento evaporativo que ocorre na camada abaixo da base das nuvens. Nessa região ocorre resfriamento devido à evaporação da precipitação, pois a entalpia do ambiente é consumida para que haja mudança de estado da água. Dessa forma, as parcelas de ar se tornam mais secas e frias e são forçadas a descer, por

diferença de densidade, gerando correntes descendentes. As correntes descendentes transportam ar frio e seco para níveis mais baixos, e forçam o ar mais quente e úmido de baixos níveis a ascender, favorecendo o desenvolvimento de convecção profunda posterior.

As piscinas frias perturbam o ambiente, gerando oscilações nos campos de temperatura e umidade (TOMPKINS, 2001), assim, configuram-se dois modos favoráveis ao desenvolvimento de convecção profunda. No primeiro modo, a piscina fria atua localmente por um mecanismo mecânico, onde o ar frio e seco desce e força o ar quente e úmido a ascender. No outro, a oscilação dos campos induz convergência de umidade nas bordas das piscinas frias, favorecendo o desenvolvimento de novas células de convecção profunda. Nesse contexto, a umidade atmosférica e o cisalhamento também podem influenciar a transição, entretanto apresentam importância secundária, atuando de modo a acelerar ou retardar a transição (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006).

A literatura também indica que a instabilidade na camada de nuvens pode ser responsável pela transição de convecção rasa para profunda (p.ex., HOUSTON; NIYOGI, 2007; WU et al., 2009; ZHANG; KLEIN, 2010). Instabilidade atmosférica se refere ao empuxo do ar, medida pela diferença de temperatura em um mesmo nível. Em condições de instabilidade, as parcelas de ar possuem empuxo positivo, pois as parcelas de ar são menos densas que o ambiente no seu entorno. Com empuxo positivo, as parcelas de ar tendem a adquirir movimentos verticais ascendentes, induzindo a formação de correntes verticais ascendentes. Dessa forma, favorecem o desenvolvimento da convecção profunda.

A transição para convecção profunda ocorre somente nos casos em que a instabilidade na base das nuvens se torna maior do que no ambiente em seu entorno, pois assim o empuxo supera a redução imposta pelo entranhamento (HOUSTON; NIYOGI, 2007; WU et al., 2009). Entretanto para que ocorra transição é necessário que a base das nuvens esteja suficientemente úmida. Por outro lado, quanto maior a instabilidade na base das nuvens a transição de convecção rasa para profunda tende a ocorrer mais tarde, há mais precipitação e ela é mais duradoura.

2.3. **Desenvolvimento de tempestades multicelulares e upscaling de núcleos convectivos**

O desenvolvimento de tempestades multicelulares está associada ao cisalhamento vertical do vento (SCHLESINGER, 1978; WEISMAN; KLEMP, 1982, 1884; BLUESTEIN; JAIN, 1985; LEMONE et al., 1998; WEISMAN; ROTUNNO, 2004; FRENCH; PARKER, 2008). Segundo a *American Meteorological Society*[3], cisalhamento do vento significa variação do vetor vento ou qualquer uma de suas componentes em uma determinada direção.

De maneira geral o cisalhamento atua de forma a inclinar as correntes ascendentes nos núcleos convectivos, promovendo o desenvolvimento de correntes descendentes em local distinto das ascendentes. Um esquema simplificado das correntes ascendentes e descendentes na escala de nuvens é apresentado na Figura 2.4. Sem cisalhamento, as correntes descendentes se formam na mesma região que as correntes ascendentes, assim, inibem a ascensão e fazem com que os núcleos convectivos se dissipem. Desta forma, os núcleos convectivos iniciados num ambiente com cisalhamento possuem duração maior e podem se desenvolver para escala maior.

O cisalhamento altera a dinâmica dos núcleos de convecção: deslocando as correntes ascendentes; favorecendo o empuxo das parcelas de ar; gerando gradientes de pressão. O cisalhamento é responsável por fornecer condições para que as correntes ascendentes e descendentes, na escala de nuvens, se formem em regiões distintas (SCHLESINGER, 1978). Essa configuração faz com que as correntes ascendentes não sejam inibidas, assim, elas podem atuar por mais tempo, o que faz com que o suprimento para o desenvolvimento do sistema seja mantido. O cisalhamento desestabiliza o ambiente, fazendo com que parcelas de ar adquiram empuxo positivo (WEISMAN; KLEMP, 1982), dessa forma, geram gradientes de pressão (WEISMAN; KLEMP, 1984). Os

---

[3] Disponível em http://glossary.ametsoc.org/wiki/Wind_shear , acessado em 14/01/2014.

gradientes de pressão e o empuxo induzem a intensificação de correntes verticais ascendentes. Estas características auxiliam no aprofundamento dos sistemas e desenvolvimento para escala maior.

Figura 2.4 – Esquema simplificado de correntes ascendentes e descendentes na escala de nuvens, (a) para um ambiente sem cisalhamento e (b) para um ambiente com cisalhamento.

A B

As setas azuis representam correntes verticais descendentes e as setas vermelhas representam correntes verticais ascendentes.

Fonte: adaptado de http://rammb.cira.colostate.edu/wmovl/vrl/tutorials/satmanu-eumetsat/satmanu/cms/cb/backgr.htm (acessado em 14/01/2014)

O cisalhamento do vento e as piscinas frias podem atuar em conjunto, tanto para favorecer o desenvolvimento de núcleos convectivos como também a organização dos núcleos em escala maior (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN et al., 1988). Essa combinação favorece o aprofundamento das correntes ascendentes, uma vez que induz a formação das correntes descendentes em regiões distintas das ascendentes (ROTUNNO et al., 1988). O efeito combinado das piscinas frias e cisalhamento contribui para o desenvolvimento de sistemas convectivos organizados em mesoescala, tais como as LIs.

A interação entre estes mecanismos é responsável pela estrutura, intensidade e duração das LIs (WEISMAN et al., 1988). Esses autores mostraram que as correntes ascendentes são intensificadas com o aumento do cisalhamento do vento.

Os resultados de Rotunno et al. (1988) e Weisman et al. (1988) foram confirmados por Weisman e Rotunno (2004), através de experimentos numéricos com maior resolução (espacial e temporal) e também com maior domínio. Esses autores comprovaram que a estrutura e a intensidade das LIs são moduladas pela ação do cisalhamento nos níveis mais baixos da troposfera e das piscinas frias. Seus resultados mostraram que o cisalhamento é responsável pela organização e intensidade das LIs, porém a duração se mostrou menos sensível a este parâmetro.

O cisalhamento possui um efeito dominante na intensidade e na organização de sistemas profundos em mesoescala, entretanto esses sistemas podem se formar sob diferentes condições de cisalhamento do vento (BLUESTEIN; JAIN, 1985; LEMONE et al., 2008). Além disso, mesmo havendo relação entre cisalhamento e ocorrência tempestades severas e a associação do cisalhamento com a organização dos sistemas em escala maior, um sistema organizado não pode ser identificado somente por seu cisalhamento (FRENCH; PARKER, 2008). Isso ocorre porque a iniciação e desenvolvimento dos sistemas também são sensíveis a parâmetros termodinâmicos, embora o cisalhamento seja fator dominante na intensidade dos sistemas e na organização dos núcleos convectivos em escala maior.

Por outro lado, sob condições de baixo cisalhamento vertical do vento o desenvolvimento de tempestades multicelulares ocorre associado a diferentes condições de grande escala, tais como instabilidade atmosférica, intensa convergência (divergência) em baixos (altos) níveis (SIMPSON et al., 1993; STALKER et al., 2003; FU; GUO, 2012). Entretanto, Fu e Guo ressaltam a necessidade da atuação em conjunto de condições de convergência em escala local e de grande escala.

A organização em escala maior em ambiente com baixo cisalhamento ocorre associada ao agrupamento de sistemas (*merge*; TAO; SIMPSON, 1989; SIMPSON et al., 1993; STALKER et al., 2003; FU; GUO, 2012). Nessas condições, a organização dos núcleos

convectivos em escala maior está associada à preexistência de intensa convergência de grande escala em baixos níveis, divergência em altos níveis e instabilidade atmosférica, em conjunto com a proximidade dos núcleos de convecção. Essas características atuam de modo a induzir reintensificação de correntes ascendentes.

Segundo Tao e Simpson (1989), Simpson et al. (1993), Stalker et al. (2003), Fu e Guo (2012), as tempestades podem iniciar o processo *merge* pelo compartilhamento de região de bigorna ou pela formação de *cloud bridge*. Ambos os processos ocorre (necessariamente) devido à proximidade entre os núcleos convectivos. Quando núcleos convectivos e/ou tempestades multicelulares passam a compartilhar região de bigorna, há compartilhamento de uma região de divergência em altos níveis, que induz a reintensificação de correntes ascendentes. De modo semelhante, quando as *cloud bridge* se formam, há redistribuição nos perfis de aquecimento e indução de reintensificação das correntes ascendentes.

2.4. **Climatologia do CLA**

Este estudo tem como foco a região do CLA (2° 22'S, 44º 23'O), localizado na costa norte do nordeste do Brasil (Figura 2.5). O CLA é uma instituição que participa do Programa Espacial Brasileiro e na qual são realizados lançamentos de foguetes, projetados e construídos no Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE; São José dos Campos, SP). O IAE possui um setor de meteorologia responsável pelo armazenamento e tratamento dos dados coletados operacionalmente no CLA (MARQUES; FISCH, 2005).

As principais características climatológicas da região do CLA foram descritas por Pereira et al. (2002). A temperatura média mensal apresenta pequena variação: entre 26,7°C, em março (mês com menor temperatura média), e 28,1°C, em novembro (mês com maior temperatura média). O vento é predominante de leste em níveis baixos e médios, com velocidades variando em torno de 7 a 9 m s^{-1} exceto na CLP, onde os ventos variam entre 10 e 15 m s^{-1} e apresentam rotação para sudeste (FISCH, 1999).

Quanto ao ciclo diário, a cobertura de nuvens é maior (menor) entre 0700 e 1200 LST (entre 2100 e 0200LST), os ventos mais (menos) intensos ocorrem no período diurno (noturno), e a temperatura máxima (mínima) ocorre entre 1200 e 1400 LST (entre 0500 e 0600 LST).

Figura 2.5 – Topografia da região da costa norte do Brasil (sombreado) e localização da região de estudo (ponto).

Fonte: Produção do autor.

Segundo Pereira et al. (2002), a região do CLA apresenta alternância entre período chuvoso (de janeiro a junho) e seco (de julho a dezembro). Os máximos (mínimos) de precipitação ocorrem nos meses de março e abril (setembro e novembro). Dessa forma, pode-se se adotar como estação chuvosa (seca) o trimestre MAM (SON), enquanto que

o trimestre DJF (JJA) representa a transição da estação seca (chuvosa) para chuvosa (seca) (BARROS; OYAMA, 2010).

Nessa região, o regime de precipitação está sob influência de diversos sistemas meteorológicos, que se formam nas diferentes escalas (sinótica, meso e micro). A atuação da escala sinótica pode ser notada pela influência da ZCIT, Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN), Distúrbio Ondulatório de Leste e Sistema Frontal. Em mesoescala, nota-se a atuação do Complexo Convectivo de Mesoescala e da LI, enquanto que na escala local tem-se tempestades isoladas (KOUSKY, 1980; COHEN et al., 1989; MOLION; BERNARDO, 2002; BARROS; OYAMA, 2010).

Diversos sistemas podem influenciar o regime de precipitação sobre o CLA, porém os principais sistemas produtores de precipitação nesta região são a ZCIT e a LI (BARROS; OYAMA, 2010). Estes autores mostraram que a atuação da ZCIT se destaca, pois, anualmente ela representa mais de 50% dos eventos de precipitação. A LI também se caracteriza como um dos principais sistemas atuantes, pois representa mais de 30% dos eventos associados à precipitação. Ressalta-se que estes sistemas podem atuar simultaneamente, e conforme Barros e Oyama (2010) em 50% dos casos de LI a ZCIT também estava atuando sobre a região. Dessa forma, esses sistemas, em conjunto, são responsáveis por aproximadamente de 65% dos eventos de precipitação sobre o CLA.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1. DADOS

3.1.1. Imagens de Satélite

São utilizadas imagens do canal infravermelho (IR) dos satélites *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES; GOES 10-12). As imagens referem-se a dados de temperatura de brilho no canal IR. Esses dados são utilizados na identificação subjetiva dos eventos atuantes na CNB. As imagens de satélites são disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais[4] (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Para o período de março de 2004 a 2013, as imagens possuem frequência temporal de pelo menos 3 horas.

3.1.2. Diagnóstico de sistemas convectivos (ForTraCC)

O algoritmo *Forcasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC; VILA et al., 2008) identifica e rastreia sistemas convectivos utilizando imagens do canal IR dos satélites GOES. Os núcleos convectivos são identificados com base em limiares de tamanho (90 pixels) e de temperatura de brilho (235 K). O ForTraCC é utilizado operacionalmente na DSA em uma versão destinada a fazer o rastreamento de núcleos convectivos e previsões do seu deslocamento em até duas horas. Há também outra versão, não-operacional, que realiza diagnósticos dos núcleos convectivos (MACEDO et al., 2004). Neste estudo, utilizam-se os diagnósticos dos núcleos convectivos (versão não-operacional) para se obter as características da nebulosidade convectiva.

[4] http://satelite.cptec.inpe.br/pedidoweb/pedido.formulario.logic

3.1.3. Precipitação

Utiliza-se a análise de precipitação *Climate Prediction Center MORPHing method* (CMORPH; JOYCE et al., 2004) dispostos em pontos de grade (8 km x 8 km) com frequência temporal de 30 min. Os dados referem-se à análise de precipitação baseada nas estimativas de precipitação derivadas de sensores microondas a bordo de satélites de órbita polar, e as características de propagação são obtidas através de imagens IR de satélites geoestacionários. Esses dados são utilizados na categorização dos eventos atuantes na CNB.

3.1.4. Radiossondagens

São utilizadas radiossondagens realizadas no CLA, disponibilizadas pela Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA) do IAE. A série possui lacunas (radiossondagens não-realizadas), mas nenhum procedimento de preenchimento é realizado para evitar eventuais distorções nos resultados. Neste estudo, são utilizadas as radiossondagens realizadas operacionalmente às 1200 UTC para se obter as condições antecedentes à iniciação das LIs. Além disso, são utilizadas as radiossondagens realizadas durante a campanha *Global Precipitation Measurement* - CHUVA (GPM-CHUVA) realizadas no mês de março do ano de 2010. Os dados referem-se a radiossondagens realizadas 4 vezes ao dia: 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC. Essas radiossondagens são utilizadas na análise dos perfis verticais dos estudos de casos.

3.1.5. Reanálise ERA-Interim

Utiliza-se a Reanálise ERA-Interim produzidas e disponibilizadas pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Os dados possuem cobertura global dispostos em pontos de grade, com frequência de 6 horas, dispostos em 37 níveis entre 1000 hPa e 1 hPa. Uma descrição detalhada dos dados encontra-se em Dee et al. (2011). Neste estudo, utiliza-se a reanálise com resolução horizontal de 1,5° para

identificar as condições meteorológicas associadas à iniciação e desenvolvimento da LI. Enquanto se usam dados com resolução horizontal de 0,5° como condição inicial e de contorno para as simulações realizadas com o modelo regional WRF.

3.1.6. Radiação de onda longa emergente

Utilizam-se dados diários de radiação de onda longa emergente (ROLE) obtidos a partir de imagens de satélites operados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Dados de ROLE permitem identificar de nebulosidade associada à convecção profunda na região tropical. Os dados possuem cobertura global dispostos em pontos de grade com 2,5° de espaçamento horizontal. Mais detalhes sobre dados de ROLE podem ser obtidos em Liebmann e Smith (1996). Neste estudo, os dados de ROLE são utilizados no estudo de caso, para indicar a presença/ausência de nebulosidade convectiva sobre a CNB.

3.2. **Análise de dados**

A análise dos dados pode ser dividida em duas etapas (apresentadas a seguir): na primeira, são avaliadas características gerais sobre a CNB, neste contexto, são analisadas características de precipitação e da nebulosidade sobre a CNB; na segunda, são avaliadas características sobre uma região específica sobre a CNB, nesse contexto, são analisados perfis verticais de variáveis atmosféricas sobre o CLA.

3.2.1. Precipitação e nebulosidade

A partir dos dados do CMORPH (ForTraCC) se avalia a precipitação (nebulosidade) ocorrida (situada) sobre a CNB, que é computada como chuva (nebulosidade) ocorrida (situada) sobre a região delimitada pela caixa delimitada por linhas pretas na Figura 3.1.

Para se quantificar a fração de precipitação associada à LI na região da CNB, são calculados os acumulados mensais de precipitação e os acumulados de precipitação produzidos pela LI. A precipitação associada à LI é computada para o período que se inicia 1500 UTC do dia em que há iniciação de LI e se estende até 0300 UTC do dia seguinte. Como é contabilizada toda a precipitação ocorrida nesse período, e a LI pode atuar por um período menor, a fração obtida representa um limitante superior da precipitação associada à LI.

Figura 3.1 – Região de análise de dados.

A caixa delimitada por linhas pretas delimita a região em que a precipitação e as características de nebulosidade são computadas. O "X" vermelho refere-se à localização do CLA e a caixa delimitada por linhas azuis representa a região em que são computados os perfis verticais da reanálise.

Fonte: Produção do autor.

3.2.2. Perfis verticais sobre o CLA

Utilizam-se dados de radiossondagens realizadas sobre o CLA e dados da Reanálise ERA-Interim. Uma vez que os dados da reanálise possuem cobertura global dispostos em pontos de grade, com resolução espacial de 1,5º, e o CLA se encontra aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade (Figura 3.1), considera-se como sendo o perfil vertical sobre o CLA o perfil médio desses 4 pontos de grade. As variáveis meteorológicas contidas (ou derivadas) nas radiossondagens e Reanálises são apresentadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Variáveis contidas nas radiossondagens e Reanálises.

Radiossondagem	Reanálise ERA-Interim
Vento zonal (*u*)	Vento zonal (*u*)
Vento meridional (*v*)	Vento meridional (*v*)
Depressão do ponto de orvalho (DEP)	Depressão do ponto de orvalho (DEP)
	Velocidade vertical (ômega)
	Divergência (div)
	Divergência do fluxo de umidade (divq)

Fonte: Produção do autor.

3.3. Categorias de convecção

De acordo com as características da convecção profunda e da nebulosidade sobre a CNB, no final da tarde ou início da noite, cada dia é classificado em uma das seguintes categorias:

- não-ocorrência de convecção profunda (NOC; Figura 3.2a), quando há convecção esparsa e isolada pouco profunda ou nenhum sistema convectivo sobre a região;

- casos de LI (CLI; Figura 3.2b), quando há iniciação de LI sobre a região da CNB indicada pela caixa delimitada por linhas pretas na Figura 3.1;

- casos de convecção costeira (CC; Figura 3.2c), quando há iniciação de convecção profunda não classificada como LI.

A classificação dos eventos é realizada de modo subjetivo seguindo metodologia de classificação empregada por Oliveira (2012) e seguem os critérios de identificação descritos por Cavalcanti (1982). Dessa forma, são analisadas as imagens do canal IR provenientes dos satélites GOES entre os horários de 1800 e 0000 UTC de cada dia, pois a LI se apresenta melhor definida no fim da tarde ou início da noite. São contabilizados, na categoria CLI,os dias em que ocorre nebulosidade com configuração linear paralela à costa com propagação para dentro do continente, aproximadamente perpendicular à costa. LIs com duração maior que 24 h são contabilizadas somente no dia de sua iniciação.

Figura 3.2 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho das 2100 UTC dos dias (a) 9 (b) 18 (c) 22 de março do ano de 2010, que se referem à eventos de NOC, CLI e CC.

A

(Continua)

Figura 3.2 – Conclusão.

Fonte: CPTEC/INPE (2010a).

3.4. **Subcategorias**

São adotadas subcategorias de CLI e CC, denominadas CLI+ e CC-, sendo a subcategoria CLI+ (CC-) composta por dias em que a intensidade da precipitação ou a área coberta por precipitação, às 1900 UTC, sejam maiores (menores) que o 3º (4º) decil. Dessa forma, compõem a subcategoria CLI+ (CC-) os eventos mais (menos) intensos de CLI (CC).

Para se obter as condições associadas à LI, as médias das variáveis atmosféricas de CLI+ são comparadas às médias de CC-. A significância estatística das diferenças entre CLI+ e CC- é avaliada pelo teste t de *Student* ao nível de 99% (SPIEGEL, 1979). Oliveira e Oyama (2015) utilizaram essa metodologia para mostrar que maior conteúdo de umidade ao nível de 700 hPa e o vento meridional de norte em 350 hPa são fatores presentes no ambiente anterior (1200 UTC) à iniciação de LIs em julho. A estatística t é dada por:

$$t = \frac{\overline{X_1} - \overline{X_2}}{\sqrt{S_p^2\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}}$$

Onde o numerador representa a diferença de médias e S_p^2 é a variância ponderada, expressa por:

$$S_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

Onde n_1e n_2 representam o número total de dias analisados, com variâncias (S_1^2 e S_2^2) expressas por:

$$S_m^2 = \frac{1}{n_m}\sum_{1}^{n_m}(X_i - \overline{X_m})^2$$

Onde m=1, 2.

O valor de t calculado é comparado ao valor de t tabelado ($t_{crítico}$) para a distribuição t de *Student* com $n_1 + n_2 - 2$ graus de liberdade. Se o valor de |t| é maior que o tabelado, rejeita-se a hipótese nula (H_0; médias iguais), ou seja, a probabilidade de que as médias sejam iguais é menor que o nível de significância adotado. É adotado o nível de significância de 99 % para o teste bilateral.

3.5. **Estudo de casos**

São escolhidos dois eventos que correspondem a eventos classificados como eventos de NOC e CLI, de acordo com seção 3.3, ocorridos durante a campanha GPM-CHUVA realizada na cidade de Alcântara no mês de março de 2010. Foram selecionados os eventos que correspondem à NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. A escolha se fez a partir da análise subjetiva das imagens de satélite do canal IR em conjunto com o boletim Climanálise e os *reports* diários realizados durante a campanha do GPM-CHUVA. Para esses casos são analisadas as variáveis contidas no perfil vertical sobre a cidade de Alcântara e as condições sinóticas para as seguintes variáveis atmosféricas (mostrados na seção 5):

- Vento e divergência do fluxo de umidade em baixos níveis (925 hPa);
- Movimento vertical em níveis médios (ômega; 500 hPa);
- Vento e divergência atmosférica em altos níveis (200 hPa);
- Depressão do ponto de orvalho ao nível de 700 hPa;

3.6. **Estudo numérico**

Utiliza-se o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) com núcleo dinâmico ARW (WRF/ARW), em sua versão 3.6.1. Além de seu núcleo dinâmico (ARW), o modelo possui múltiplas opções de parametrizações físicas para convecção implícita e explicita, CLP, processos radiativos e de superfície. Mais detalhes podem ser encontrados em Skamarock et al. (2005).

São realizadas simulações em alta resolução (3 km) horizontal para eventos de NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. Esses eventos são descritos em maiores detalhes na seção 5.1 e 5.2. Para a realização das simulações são adotados dois domínios aninhados com interação unidirecional (domínio externo para o interno; *one-way*), centrados em 1,5°S e 47,5°O, aproximadamente no centro entre as

cidades de Belém e São Luís (Figura 3.3). A grade externa (interna) possui 250 x 150 (401 x 253) pontos de grade, com espaçamento horizontal de 12 km (3 km), enquanto que a estrutura vertical compreende 56 níveis com topo ao nível de 50 hPa. A reanálise ERA-Interim é utilizada como condição inicial e de contorno. As integrações numéricas perfazem 36 h e as condições de contorno são atualizadas a cada 6 h. Dessa forma, as simulações do evento de NOC (CLI) tem início às 1800 UTC do dia 8 (15) de março de 2010 e se estendem até 0600 UTC do dia 10 (17) de março de 2010.

Figura 3.3 - Localização dos domínios das simulações.

A caixa delimitada por linhas vermelhas (azuis) indica o domínio externo (interno) das simulações.

Fonte: Produção do autor.

O conjunto de parametrizações físicas adotadas é o mesmo para ambos os domínios, exceto a parametrização de convecção implícita, que é desativada no domínio interno. São utilizadas as seguintes parametrizações: Kain-Fritsch (KAIN, 2004) para convecção implícita, *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) para radiação de onda longa (MLAWER et al., 1997), Dudhia para radiação de onda curta (DUDHIA, 1989) e

NOAH-LSM para superfície (CHEN; DUDHIA, 2001). Um quadro-resumo da configuração do modelo é apresentado na Tabela 3.2. As parametrizações de convecção explicita e de CLP variam nos diferentes experimentos (apresentados nas próximas subseções).

Tabela 3.2 - Quadro-resumo das simulações.

Domínio	Número de pontos	Tempo de integração	*Spin-up*	Convecção	Onda longa	Onda curta	Superfície
d01	250x150	36 h	6 h	Kain-Fristch	RRTM	Dudhia	NOAH-LSM
d02	401x253			Não utiliza			

Fonte: Produção do autor.

Vários estudos numéricos realizados com o modelo WRF com diferentes configurações de domínios apresentaram tempo de *spin-up* que variam de 1 h à 12 h, em integrações de 24 h à 36 h (Tabela 3.3). Dessa forma, neste estudo adota-se o tempo de 6 h como tempo de *spin-up* do modelo, assim, para o evento de NOC (CLI) são considerados somente os resultados para o dia 9 (16) de março de 2010.

Tabela 3.3 – Quadro-resumo do tempo de integração e de *spin-up* adotados em alguns estudos em que o WRF foi utilizado em alta resolução horizontal.

Autores	Tempo de *spin-up*	Tempo de integração	Resolução horizontal
DUDA (2011)	1 h	24 h	3 km
GAINES (2012)	12 h	24 h	1 km
RAJEEVAN et al. (2010)	6 h	24 h	2 km
KLEMP (2006)	6 h	36 h	4 km
WEISMAN et al. (2008)	12 h	36 h	4 km
MCCAUL et al. (2009)	1,5 h	12 h	2 km

Fonte: Produção do autor.

3.6.1. Teste de sensibilidade às parametrizações físicas

Neste experimento avalia-se a sensibilidade das simulações às parametrizações físicas de convecção explicita e camada limite planetária. Este experimento tem como objetivo identificar a combinação de parametrizações que produz simulações realistas para os eventos de NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. São avaliadas as parametrizações de microfísica de nuvens: WSM3 (HONG et al., 2004), WSM6 (HONG; LIM, 2006) e Thompson (THOMPSON, 2008). Para CLP, são avaliadas as parametrizações: YSU (HONG et al., 2006); MYJ (MELLOR; YAMADA, 1982; JANJIC, 2002); MYNN2.5 (NAKANISHI; NIINO, 2004). Uma descrição deste experimento é apresentada na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 - Configuração do teste de sensibilidade às parametrizações.

Simulações	Parametrizações adotadas	
	Microfísica de nuvens	CLP
3J	WSM3	MYJ
3M		MYNN 2.5
3Y		YSU
6J	WSM6	MYJ
6M		MYNN2.5
6Y		YSU
TJ	THOMPSON	MYJ
TM		MYNN 2.5
TY		YSU

Fonte: Produção do autor.

WSM3 é um esquema simplificado de microfísica, que considera apenas três tipos de hidrometeoros: vapor; água de nuvem /gelo; água de chuva / neve. O gelo e a neve existem quando a temperatura é menor ou igual ao ponto de congelamento. As

parametrizações WSM6 e Thompson são esquemas mais sofisticados de microfísica, que consideram 6 tipos de hidrometeoros – vapor d'água, água de nuvem, chuva, gelo, neve e granizo. De modo adicional, em Thompson é prevista a concentração de gelo.

As parametrizações de CLPMYNN2.5 e MYJ são parametrizações elaboradas com base em Burk e Thompson (1989), que são esquemas em que os fluxos turbulentos são funções da energia cinética turbulenta. Por outro lado, enquanto que YSU foi elaborada com base em MRF, que são esquemas com base na camada superficial e nas variáveis da camada inteira.

3.6.2. Sensibilidade à RH

Neste teste de sensibilidade, avalia-se a sensibilidade das simulações à umidade relativa (RH) contida na camada 850-500 hPa. Este experimento tem como objetivo identificar o impacto de diferentes magnitudes de RH dessa camada na iniciação das LIs. Maior conteúdo de umidade acima da CLP é associado à transição de convecção rasa para profunda (HOLLOWAY; NEELING, 2008; ZHANG; KLEIN, 2010). Na região da CNB, maior umidade nessa camada é fator presente no ambiente anterior à iniciação das LIs durante o mês de julho (OLIVEIRA; OYAMA, 2015). Neste experimento, prescreve-se a RH contida na camada de 850-500 hPa para valores fixos de 20 %, 40 %, 60 % e 80 %, em todo o domínio, nas condições iniciais e de contorno. Um resumo deste experimento é apresentado na Tabela 3.5. Essa técnica é semelhante à empregada por Derbyshire et al. (2004) e Kuang e Bretherton (2006) em estudos sobre a transição de convecção rasa para profunda. Esses autores prescreveram a umidade acima da CLP utilizando diferentes estratégias. Derbyshire et al. prescreveu a RH contida no perfil vertical acima de 2 km, na condição inicial, para valores fixos de 25 %, 50 %, 70 % e 90 %. Por outro lado, Kuang e Bretherton prescreveram o perfil vertical da umidade específica acima de 3 km, no momento em que nuvens rasas começaram a se desenvolver, para um perfil mais úmido.

Tabela 3.5 - Resumo do experimento sensibilidade RH.

Simulações	Dia	RH na camada 850-500 hPa
CLICTRL	16	Observada
CLI20		20 %
CLI40		40 %
CLI60		60 %
CLI80		80 %
NOCCTRL	9	Observada
NOC20		20 %
NOC40		40 %
NOC60		60 %
NOC80		80 %

Fonte: Produção do autor.

3.6.3. Sensibilidade à TSM

Este experimento tem como objetivo avaliar o impacto da circulação de brisa na iniciação da LI. A circulação de brisa é induzida pela diferença de pressão entre continente-oceano ocasionada pela diferente capacidade térmica do oceano e continente. Dessa forma, durante o dia o continente se torna mais quente que o oceano, fazendo com que a pressão se torne menor nessa região. Isso induz que o escoamento seja do oceano para o continente, formando a brisa marítima. Durante a noite, o oceano se torna mais quente que o continente, fazendo com que a pressão se torne maior, induzindo

escoamento do continente para o oceano. Assim, um aumento/redução da temperatura da superfície do mar (TSM) modifica os gradientes de pressão e altera a circulação, podendo intensificar, reduzir ou inverter a circulação de brisa (GERMANO et al., 2017). Neste experimento, prescreve-se a TSM somando (subtraindo) 2 K à TSM observada, em todo o domínio, nas condições iniciais e de contorno. Um resumo deste experimento é apresentado na Tabela 3.6. Segundo Watts (1955), a diferença de 2 K entre continente e oceano é suficiente para o desenvolvimento da circulação de brisa. Além disso, a variação de 2 K na TSM foi empregada em diferentes estudos numéricos sobre o impacto da TSM no desenvolvimento de convecção (p.ex., TOMPKINS, CRAIG, 1999; KUANG; BRETHERTON, 2008; SATOH et al., 2012).

Tabela 3.6 - Resumo do experimento sensibilidade TSM.

Simulações	TSM prescrita
CTRL	$TSM_{observada}$
TSM+	$TSM_{observada}$ + 2 K
TSM-	$TSM_{observada}$ – 2 K

Fonte: Produção do autor.

3.7. **Avaliação das simulações**

As simulações são avaliadas de modo subjetivo seguindo os critérios de categorização dos eventos descritos na seção 3.3. Esses critérios consistem na análise da nebulosidade, sobre a CNB, nas imagens de satélite do canal infravermelho no período das 1800 às 0000 UTC. Esses critérios são adaptados para as saídas do modelo, assim, são analisados os campos de hidrometeoros para o período das 1500 UTC às 2300 UTC. Os esquemas de microfísica avaliados apresentam diferentes espécimes de hidrometeoros,

de acordo com a complexidade dos esquemas: WSM3, possui 3 tipos de hidrometeoros, "conteúdo de água de nuvem" (kg kg^{-1}; qcloud), "conteúdo de água de chuva" (kg kg^{-1}; qrain) e "conteúdo de cristais de gelo" (kg kg^{-1}; qice); WSM6 e Thompson possuem 5 espécimes de hidrometeoros, "conteúdo de neve" (kg kg^{-1}; qsnow) e "conteúdo de graupel" (kg kg^{-1}; qgraup), enquanto que os outros 3 tipos são os mesmos de WSM3.

O ciclo diário do conteúdo de hidrometeoros e da RH média sobre a CNB, além dos perfis verticais médios sobre a CNB, são computados para a área da CNB delimitada pela "caixa vermelha" na Figura 3.4. A região delimitada pela "caixa vermelha" na Figura 3.4 é semelhante à "caixa preta" mostrada na Figura 3.1, entretanto apresenta menor extensão horizontal, com o intuito de minimizar os efeitos da borda do domínio.

Figura 3.4 – Domínio interno das simulações (d02).

A "caixa preta" delimita a região de análise dos dados.

Fonte: Produção do autor.

4 ESTUDO CLIMATOLÓGICO

4.1. Identificação dos eventos

Analisa-se a atuação da LI, na CNB, durante o mês de março de dez anos (2004 a 2013). Dos 310 dias analisados, 190 eventos são classificados como CC (~61% dos casos), 111 foram classificados como CLI (~36 % dos casos) e os 9 casos restantes foram classificados como NOC (~3 % dos casos; Figura 4.1). Assim, durante o mês de março tem-se frequência média mensal de 19 casos de CC, 11 CLI e 1 NOC. Essa frequência é semelhante à apresentada em estudos anteriores que mostram que a LI possui uma frequência média mensal de ~10 LIs mês^{-1} (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; SANTOS NETO, 2004; BARROS, 2008).

Figura 4.1 - Frequência de CLI, CC e NOC para o mês de março dos anos de 2004 a 2013.

Os valores entre parênteses indicam a média mensal de cada categoria, para o período de 10 anos (2004-2013).

Fonte: Produção do autor.

Os resultados mostram que a convecção profunda se forma na CNB em praticamente todos os dias do mês de março, uma vez que somente 9 (3%) dias foram classificados

como NOC. Barros (2008) e Pinheiro e Oyama (2013) já haviam mostrado que, para o mês de março, formam-se sistemas de convecção profunda em praticamente todos os dias na CNB. Dos 9 casos de NOC, 5 foram observados durante o mês de março do ano de 2010. A ausência de precipitação observada nos primeiros dias do mês ocorreu devido ao atraso no início da estação chuvosa, atribuído à atuação conjunta de diversos fatores, tais como VCAN sobre o nordeste brasileiro, ZCIT menos intensa, El-Niño, anomalias positivas de temperatura do mar no Atlântico Norte (PINHEIRO; OYAMA, 2013).

4.2. **Características da precipitação**

A precipitação acumulada média mensal sobre a região da CNB (Figura 4.2) para o mês de março dos anos de 2004 a 2013 é de 382,6 mm; desse total, as LIs são responsáveis por ~47% do acumulado (~179,8 mm; Figura 4.3). Isso indica que a LI é um dos principais sistemas produtores de precipitação na CNB, conforme mostrado por outros autores (p.ex., COHEN et al., 1989; GRECO et al., 1990). Cohen et al. estimaram que as LIs são responsáveis por 45% da precipitação ocorrida na região leste do Pará durante a estação chuvosa, enquanto que Greco et al. (1990) mostraram que cerca de 40% da precipitação ocorrida durante o ABLE-2B (abril-maio de 1987) foram provenientes das LIs.

A variabilidade interanual da frequência de LIs e da fração de precipitação proveniente das LIs possuem comportamento semelhante, conforme esperado, apresentando concordância entre máximos e mínimos locais e globais (não mostrado). Isso indica que, em geral, quanto maior a frequência de LIs, maior é a fração da precipitação associada à LI, embora os totais de precipitação oriundas da atuação de uma LI possuam uma dispersão substancial.

Figura 4.2 - Precipitação acumulada média mensal para o mês de março dos anos de 2004 a 2013 (linhas) e fração de precipitação associada às LIs (colunas).

Fonte: Produção do autor.

4.2.1. Ciclo diário

Para o mês de março dos anos de 2004 a 2013, o ciclo diário de precipitação (CDP) na CNB apresenta mínimo durante o período da manhã e máximo no final da tarde ou início da noite (Figura 4.3). Ambas as categorias (CC e CLI) apresentam CDP semelhante ao ciclo diário médio mensal, mas as amplitudes são diferentes: CLI apresenta ciclo com maior amplitude quando comparada à CC, pois o mínimo (máximo) de precipitação observado durante o período da manhã (tarde/noite) é menor (maior) em CLI.

Ressalta-se que o CDP apresenta mesmo comportamento que o ciclo diário da nebulosidade convectiva, conforme demonstrado por Brito e Oyama (2014) e apresentado na seção 4.4. Esta relação pode ocorrer devido a um efeito metodológico, que se refere ao uso de análises de precipitação do CMORPH, que são baseadas na combinação de dados provenientes de diversos satélites. Entretanto sobre a região de estudo, devido à escassez de observações, há predominância de dados oriundos dos

satélites geoestacionários GOES (JOYCE et al., 2004), ou seja, os dados de nebulosidade utilizados por Brito e Oyama e a análise de precipitação compartilham a mesma fonte de dados.

Figura 4.3 – Ciclo diário de precipitação (UTC) para a CNB.

Fonte: Produção do autor.

Sobre a CNB o CDP é composto por dois diferentes regimes de precipitação: regime costeiro continental e costeiro de transição (BRITO; OYAMA, 2014). O CDP sobre a CNB reflete o do regime costeiro continental, pois esse regime ocupa quase toda a área da CNB. O regime costeiro de transição se situa confinado ao litoral da CNB, e apresenta um CDP bem diferente do regime costeiro continental: o CDP é quase uniforme, com dois máximos (0900 e 1800 UTC) e mínimos (0000 e 1500 UTC). Sobre três locais situados na região de regime costeiro continental (Figura 4), ambas as categorias, CLI e CC, possuem CDP com mesma fase ao observado sobre a região da CNB como um todo (Figuras 5a, 5c e 5e). Por outro lado, sobre três locais situados na região de regime costeiro de transição (Figura 4), as categorias apresentam características distintas. Embora o CDP de ambas as categorias possua apenas um máximo e um mínimo (Figuras 5b, 5d e 5f), eles apresentam-se defasados: em CLI (CC)

o mínimo ocorre no período da manhã (tarde) e o máximo ocorre no período da tarde (manhã). Dessa forma, fazem com que na média o regime costeiro de transição apresente dois máximos e dois mínimos, que são provenientes de diferentes modos de convecção. Além disso, isso indica que a ocorrência de LI é precedida por baixas taxas de precipitação no período da manhã.

Figura 4.4 – Locais situados sobre regiões de regime costeiro de transição (R1, R2 e R3) e de regime costeiro continental (R4, R5 e R6).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 – Ciclo diário de precipitação das regiões (a) R1, (c) R2 e (e) R3, que correspondem a regiões de regime costeiro de transição, e (b) R4, (d) R5 e (f) R6 que correspondem a regiões de regime costeiro continental.

Fonte: Produção do autor.

4.3. **Categorização dos eventos**

Para a categorização de casos são avaliados somente os eventos classificados como CLI e CC (301 casos), porém essas categorias possuem casos de intensidades de precipitação e área coberta por nebulosidade distintas. Selecionam-se os eventos de CLI (CC) que apresentam intensidade da precipitação ou área coberta por precipitação, às 1900 UTC, maiores (menores) que o 3º (4º) decil, com o intuito de aumentar a homogeneidade entre os casos selecionados. Dessa forma, são selecionados 86 (94) eventos de CLI+ (CC-), compreendendo 180 eventos no total, que correspondem às LIs de maior intensidade e CCs de menor intensidade. Esses eventos representam uma frequência média de 8,6 CLI+ mês^{-1} e 9,4 CC- mês^{-1}, apresentando uma redução média de 2,5 CLI mês^{-1} e 9,6 CC mês^{-1} (Figuras 4.6a e 4.6b). Há expressiva redução nos eventos de CC, uma vez que os eventos mais intensos e com maior área coberta por precipitação são descartados.

A redução do número de eventos altera a distribuição de frequência mensal de ambas as categorias e possibilita uma análise preliminar da intensidade dos eventos. Para CLI+, o ano com menor frequência deixou de ser o ano de 2008 com 8 casos e passa a ser 2013 com 3 casos. Essa considerável redução nos casos de LI no ano de 2013 indica que as LIs iniciadas nesse ano apresentaram baixa intensidade. Enquanto que no ano de 2008 nenhuma LI foi descartada, indicando que todas as LIs iniciadas apresentaram-se intensas. Por outro lado, em CC-, os anos de 2008 e 2009 apresentaram reduções de 15 casos, indicando que os eventos de CC iniciados nesses anos eram intensos, enquanto no ano de 2012 somente 6 casos foram desconsiderados, o que indica que os eventos iniciados nesse ano apresentaram baixa intensidade.

Esse critério de seleção dos casos também possibilita realçar a relação dos eventos atuantes com os acumulados mensais de precipitação. Nos anos de 2008 e 2009 praticamente todas LIs atenderam ao critério de seleção e muitos casos de CC foram descartados, mostrando que os eventos de CC e CLI iniciados nesses anos apresentaram altas taxas de precipitação. Isso contribuiu para que esses anos apresentassem os maiores acumulados mensais de precipitação. Por outro lado, no ano de 2012 somente dois eventos de LI foram descartados, resultando numa frequência de 14 CLI+ mês^{-1}, ou

seja, houve atuação de LI intensa em praticamente metade do mês. Além disso, 6 casos de CC foram descartados, permanecendo 8 eventos nesse ano, indicando que houve poucos eventos intensos de CC. Isso explica o fato de 70% da precipitação ser proveniente das LI.

Figura 4.6 - Frequência de (a) CC e (b) CLI iniciadas sobre os estados do Pará e Maranhão.

As colunas preta indicam todos os casos, enquanto que as colunas cinza indicam somente os casos selecionados para os compostos.

Fonte: Produção do autor.

4.4. **Caracterização da nebulosidade**

Brito e Oyama (2014) mostraram que na CNB durante o mês de março há predominância de nebulosidade convectiva no final da tarde e/ou início da noite. O ciclo diário da cobertura de nuvens possui mínimo no período da manhã e máximo ao final da tarde, da mesma forma que o CDP. Essas características são observadas em ambas as categorias, CLI+ e CC- (Figuras 4.7a e 4.7b): em ambas as categorias, em média, o número de núcleos convectivos e a área total dos núcleos convectivos são menores no período da manhã e maiores no início da noite, havendo grande aumento a partir das 1500 UTC. Esse horário caracteriza-se por ser o ponto de partida para um rápido desenvolvimento dos núcleos, indicando a ocorrência de transição de convecção rasa para profunda.

Para o período compreendido entre 1500 UTC e 1800 UTC, para ambas as categorias, há aumento da quantidade de núcleos convectivos. Às 1800 UTC, ambas as categorias possuem quantidades semelhantes de núcleos convectivos, mas a área coberta por nebulosidade em CLI+ é maior do que o dobro da área coberta por nebulosidade em CC-. Isso indica maior desenvolvimento de tempestades multicelulares dos núcleos convectivos para CLI+, uma vez que tempestades multicelulares são caracterizadas por grandes extensões horizontais e maiores durações.

Apesar das semelhanças, o ciclo diário das categorias apresenta diferenças especificas em relação ao *upscaling* dos núcleos convectivos. Essas diferenças podem ser observadas a partir de 1800 UTC, quando a quantidade de núcleos atinge o máximo em ambos os compostos (Figura 4.7a). Após o máximo, a quantidade de núcleos tem um declínio abrupto em CLI+ às 1900 UTC, mantendo-se em um valor mais baixo nas horas subsequentes, enquanto o declínio em CC- é menos pronunciado e valores mais altos são mantidos até 2100 UTC. Após 2100 UTC, em ambas as categorias, tanto a área quanto a quantidade de núcleos diminuem, indicando que os núcleos estão se dissipando. Entre 1800 e 1900 UTC, em CLI+, a área dos núcleos aumenta substancialmente, enquanto o número de núcleos diminui abruptamente (Figura 4.7b). Isso é um indicativo da ocorrência de *merge* e *upscaling*. Em CC-, esse processo ocorre

de forma limitada; em geral, os núcleos sofrem pequeno aumento da área, individualmente, havendo pouca ocorrência de *merge*.

Figura 4.7 – Ciclo diário (UTC) da (a) quantidade média de núcleos convectivos na CNB e (b) área coberta por nuvens (pixels).

Fonte: Produção do autor.

Nos horários que antecedem o *upscaling* (1700-1800 UTC) a quantidade média de núcleos observadas em ambas as categorias são semelhantes, enquanto que a área média dos núcleos de CLI+ possuem o dobro das áreas dos sistemas de CC-. Isso mostra que, individualmente, os núcleos de convecção iniciados em CLI+ apresentam maior cobertura espacial, indicando que a borda dos núcleos se aproxima em CLI+ (em relação à CC-). Segundo Tao e Simpson (1989), Simpson et al. (1993), Stalker e Knupp (2003) e Fu e Guo (2012), a proximidade entre os núcleos de convecção profunda é condição necessária para ocorrência de *merge*. Esses autores mostraram que além da proximidade entre os núcleos há intensa convergência em baixos níveis associada à ocorrência de *merge*, induzindo reintensificação de correntes ascendentes.

4.5. **Evolução temporal dos perfis sobre a CNB**

O padrão geral da estrutura vertical do vento mantém-se o mesmo em todos os horários e para ambas as categorias. Em relação à componente zonal (*u*), há vento de leste desde a superfície até ~200 hPa, e de oeste acima desse nível (até 100 hPa; Figuras 4.8a e 4.8b). A velocidade é máxima entre 800 e 700 hPa, e varia entre 7 e 9 m s^{-1}. Em todos os níveis, a velocidade em CLI+ é maior que em CC-. Em relação à componente meridional (*v*; Figuras 4.8c e 4.8d), há vento de norte em baixos níveis (da superfície até ~800 hPa), e de sul em altos níveis (~300 a ~100 hPa); em níveis médios, o vento possui menor magnitude e varia entre de sul e de norte. A velocidade é máxima entre 1000 e 900 hPa (entre 2 e 4 m s^{-1}), e em torno de 200 hPa (entre 3 e 5 m s^{-1}). Em baixos e altos níveis (onde a componente meridional possui maior magnitude), em geral, a velocidade em CC- é maior que em CLI+.

Analisa-se a seguir a evolução temporal das diferenças nas componentes do vento entre as categorias (Figuras 4.8e e 4.8f). Maior ênfase é dada às diferenças significativas. Em relação à *u*, em todos os horários, há diferença significativa em níveis médios (~500 hPa), e a magnitude dessa diferença mantém-se entre 1 e 1,5 m s^{-1}. Às 1800 UTC, a magnitude da diferença aumenta de forma expressiva entre 900 e 700 hPa (quando comparada aos horários antecedentes: 0600 e 1200 UTC), embora não haja

significância. Às 2400 UTC (0000UTC do dia seguinte), surge uma máxima diferença significativa (em magnitude) em 350 hPa (entre 1,5 e 2 m s^{-1}). Em relação à *v*, em todos os horários, há diferenças significativas em altos níveis (entre 300 e 100 hPa). Além disso, às 1800 UTC, há diferenças significativas em baixos níveis (camada de 775 a 650 hPa); às 2400 UTC, nos níveis próximos à superfície (1000-975 hPa).

Figura 4.8 - Perfil vertical de *u* de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de *v* de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC.

(Continua)

Figura 4.8 – Conclusão.

Os "X" indicam que a diferença é significativa neste nível.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados mostram que o perfil vertical de *u* de ambas as categorias apresenta uma camada profunda, que abarca quase toda a troposfera (da superfície até ~200 hPa) com um escoamento de oeste intenso. Nessa camada, em todos os horários, as categorias apresentam diferenças significativas em níveis médios (~500 hPa) e, às 1800 UTC, também há diferenças significativas ao nível de 350 hPa. Embora o padrão de *u* seja semelhante ao encontrado no mês de julho, a existência de diferenças significativas entre as categorias em níveis médios às 1200 UTC em março é um resultado que difere do encontrado para julho (OLIVEIRA; OYAMA, 2015).

Em relação à *v*, os resultados mostram que ambas as categorias apresentam perfil vertical semelhante, com escoamento de norte em baixos níveis, de sul em altos níveis e alternância entre de sul e de norte em níveis médios. Em todos os horários, há diferenças significativas em altos níveis (às 1800 e 2400 UTC, também há diferenças

significativas em camadas específicas: 775-650 hPa e 1000-975 hPa, respectivamente). Para a CLI+, embora o perfil vertical em baixos e altos níveis seja quase o oposto ao encontrado sobre o CLA no mês de julho, a presença de diferenças de norte significativas em altos níveis às 1200 UTC é um aspecto comum à ambos os meses (OLIVEIRA; OYAMA, 2015).

Em níveis médios, a magnitude do vento é dominada por *u*. Assim, como há diferenças significativas e expressivas de *u* entre as categorias nesses níveis, verifica-se se isso resulta em diferenças significativas de outros índices associados ao vento, tais como a espessura do vento máximo (definido por ALCÂNTARA et al., 2011, como a diferença entre o nível em que a intensidade do vento é máxima e o nível em que a intensidade do vento atinge 1/3 da máxima) e o cisalhamento vertical. Em todos os horários, a espessura do vento máximo não apresenta significância estatística para a diferença entre as categorias. Para o horário de 1200 UTC, esse resultado concorda com o encontrado por Oliveira e Oyama (2015) para o mês de julho e reforça a ideia de que esse índice, como concebido originalmente por Alcântara et al., teria maior utilidade na diferenciação entre as LIs que se propagam continente adentro e aquelas que permanecem confinadas à costa.

O cisalhamento vertical apresenta diferenças significativas em todos os horários, exceto às 1800 UTC. No início do dia, durante o período da manhã e durante a noite (0600, 1200 e 2400 UTC), o cisalhamento possui maior intensidade em CLI+ quando comparado à CC-. Entretanto, esperava-se que o cisalhamento apresentasse diferenças significativas especialmente no horário em que os núcleos estão se organizando em escala maior (1800 UTC), uma vez que o cisalhamento do vento está associado à organização e manutenção de sistemas de mesoescala (WEISMAN; KLEMP, 1982). Além disso, esperava-se que o cisalhamento apresentasse maiores magnitudes, especialmente em CLI+, pois embora haja diferenças significativas, o cisalhamento de ambas as categorias pode ser classificado como baixo (< 2 m s^{-1} km^{-1};FOVELL; OGURA, 1989). Essa classificação não está associada à iniciação, manutenção e configuração de sistemas convectivos de mesoescala. Isso indica que o cisalhamento não está associado ao *upscaling* ou à CLI+, embora apresente diferenças significativas.

O padrão geral do perfil de depressão do ponto de orvalho (DEP) mantém-se o mesmo em todos os horários e para ambas as categorias (Figura 4.9a e 4.9b). DEP decai rapidamente de 1000 a ~950 hPa, aumenta até ~400 hPa e, a partir desse nível, diminui até 100 hPa. Em toda a coluna troposférica, a diferença de DEP entre as categorias é negativa, indicando que a coluna atmosférica nos eventos de CLI+ é mais úmida que nos eventos de CC-. À exceção de 0600 UTC, as diferenças entre a superfície e 350 hPa, ou seja, nos médios e baixos níveis, são significativas em todos os horários (Figura 4.9e). Esse maior conteúdo de umidade, que favorece a transição de convecção rasa para profunda (ZHANG; KLEIN, 2010), leva também a diferenças significativas de alguns índices de instabilidade atmosférica, tais como índice de Showalter e índice K, e mostram que há maior conteúdo de umidade sobre a CNB durante os dias em que as LIs se iniciam.

Figura 4.9 - Perfil vertical da DEP de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de ômega de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC.

(Continua)

Figura 4.9 – Conclusão.

Os “X” indicam que a diferença é significativa neste nível.

Fonte: Produção do autor.

Às 0600 UTC, as diferenças de DEP são significativas na camada de 925-550 hPa e no nível de 400 hPa. Às 1200 UTC, a magnitude das diferenças aumenta e torna-se significativa nos baixos e médios níveis (1000-350 hPa). Trata-se de um resultado que concorda com Oliveira e Oyama (2015). Devido ao aquecimento solar, às 1800 UTC, os níveis mais próximos à superfície apresentam aumento da DEP em ambas as categorias,

e a diferença entre elas possui maior magnitude. Às 2400 UTC, as diferenças de DEP tornam-se ainda maiores, com a sua magnitude apresentando dois máximos: um em 600 hPa e outro em 350 hPa. Isso significa que, após a atuação de LIs, a troposfera da CNB torna-se mais úmida, particularmente em médios e altos níveis. Trata-se de resultado que diverge do modelo conceitual apresentado por Houze (1977) e Gamache e Houze (1982), que mostraram que a atmosfera se torna mais seca após a passagem da LI. Essa maior umidade presente na CNB está associada à advecção de umidade proveniente da região oceânica pelo fluxo médio.

O padrão geral da estrutura dinâmica na vertical assemelha-se ao primeiro modo baroclínico (RAUPP et al., 2008) em todos os horários e para ambas as categorias: movimentos verticais ascendentes (ômega negativo) em toda a coluna atmosférica (Figuras 4.9c e 4.9d), convergência de umidade em baixos níveis (divq; Figuras 4.10a e 4.10b), e divergência em altos níveis (div; Figuras 4.10c e 4.10d). Em médios níveis, alternam-se camadas de convergência e divergência com menor magnitude. O nível com máxima magnitude de ômega varia conforme o horário e a categoria: para CLI+, ocorre em baixos níveis às 0600 e 1200 UTC, e em altos níveis às 1800 e 2400 UTC, seguindo a sequência esperada no aprofundamento diurna da convecção; para CC-, ocorre em altos níveis às 0600 e 2400 UTC, e em baixos níveis às 1200 e 1800 UTC. A divq indica convergência de umidade concentrada nos níveis troposféricos mais baixos (1000-900 hPa).

Em geral, para todos os horários, as diferenças de ômega são negativas e, coerentemente (Figura 4.8f), as diferenças de divq são negativas em baixos níveis (Figura 4.10e), as diferenças de div são positivas em altos níveis (Figura 4.10f) e negativas em baixos níveis (não mostrado). Isso significa que, na categoria de CLI+, o primeiro modo baroclínico é mais intenso que na categoria CC-. Em relação à significância, há diferença entre os horários. Às 0600 UTC, as diferenças são significativas somente para a divq em baixos níveis (925-825 hPa). Às 1200 UTC, as diferenças são significativas para a div e divq em baixos níveis (925-750 hPa), e para ômega entre 800 e 400 hPa. Às 1800 UTC, as diferenças são significativas para a div em baixos e altos níveis, divq em baixos níveis e ômega acima de 825 hPa, ou seja, para todos os componentes do

primeiro modo baroclínico. Às 2400 UTC, as diferenças significativas se restringem a ômega entre 700 e 200 hPa, e div em 150 hPa sobre a CNB, ou seja, são coerentes com o modelo conceitual apresentado por Houze (1977) e Gamache e Houze (1982), que mostraram que após a passagem da LI, há redução da divergência em altos níveis. Além disso, após a atuação da LI, há enfraquecimento da maior convergência atmosférica e de umidade em baixos níveis sobre a CNB. Segundo o modelo conceitual supracitado, após a passagem da LI há divergência em baixos níveis. Entretanto durante o mês de março a CNB está sob influência de convergência de grande escala, associada à atuação da ZCIT na região, assim, o aumento (redução) da convergência nos horários anteriores (posteriores) à maturação (passagem) da LI estão associados à sobreposição da convergência de grande escala e da convergência (divergência) de mesoescala associada à LI.

Figura 4.10 - Perfil vertical de divq de (a) CLI+ e (b) CC-, perfil vertical de div de (c) CLI+ e (d) CC- e perfil vertical da diferença entre as categorias de (e) *u* e (f) *v*, para os horários das 0600, 1200, 1800 e 0000 UTC.

(Continua)

Figura 4.10 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados mostraram que para a região da CNB o cisalhamento não apresenta características associadas à iniciação, desenvolvimento e manutenção da convecção. Por outro lado, para que ocorra *merge* em ambientes com baixo cisalhamento (ou ausente) é imprescindível a ocorrência de convergência em baixos níveis (p.ex., STALKER; KNUPP, 2003; FU; GUO, 2012). A região da CNB apresenta essa característica, que é acompanhada pelo aprofundamento dos movimentos verticais ascendentes.

Logo, sintetizando os resultados encontrados até o momento, as LIs tendem a ocorrer em um ambiente com maior umidade em 700 hPa, maior convergência de umidade em 925 hPa às 0600 UTC, e estrutura dinâmica na vertical mais intensa em 850 e 500 hPa às 1200 UTC, possivelmente associada à ocorrência de convecção rasa mais vigorosa nesse horário (pois a máxima ascendência encontra-se em 850 hPa). De 1200 a 1800 UTC, ocorre aprofundamento a convecção (pois a máxima ascendência desloca-se para 300 hPa), aumento expressivo do número de núcleos convectivos e *upscaling*, a estrutura dinâmica na vertical intensifica-se em todos os níveis troposféricos, e o maior suprimento de vapor ao sistema continua sendo a maior convergência de umidade em 925 hPa. De 1800 a 2400 UTC, há uma drástica redução do número de núcleos convectivos e da área com convecção profunda; às 2400 UTC, restam no ambiente duas características residuais: maior umidade em 700 hPa e ascendência em 500 hPa.

Os resultados obtidos permitem também identificar as condições atmosféricas antecedentes à iniciação da LI em março de modo semelhante à Oliveira e Oyama (2015). Esses autores avaliaram as condições atmosféricas por meio do uso de dados de radiossondagens e da Reanálise ERA-Interim com o intuito de se identificar as condições que apresentavam diferenças significativas em ambos os conjuntos de dados. Assim, a seguir são apresentados os perfis verticais obtidos a partir da análise das radiossondagens realizadas sobre o CLA às 1200 UTC.

Os perfis verticais de u e v apresentam as mesmas características observadas na reanálise (Figuras 4.11a e 4.11b). O perfil de u apresenta predominância de ventos de leste até o nível de 200 hPa e de oeste acima desse nível. O perfil de v apresenta ventos de norte em baixos níveis (1000-850 hPa), de sul em altos níveis (300-100 hPa) e alternância entre ventos de sul e de norte em níveis médios. Entretanto, diferentemente da reanálise: não há diferenças significativas entre as categorias, em todo o perfil vertical. Por outro lado, o perfil vertical da DEP apresenta as mesmas características observadas na reanálise (Figura 4.11c): expressiva umidade em baixos níveis e maior DEP em níveis médios. Além disso, a DEP é menor em CLI+ em relação a CC- por todo o perfil vertical, apresentando diferenças significativas entre as categorias em praticamente toda a camada compreendida entre os níveis 900 e 550 hPa, exceto ao

nível de 850 hPa. Dessa forma, trata-se de resultado que confirma o que fora obtido com a reanálise. Ao se considerar somente as características comuns aos dois conjuntos de dados, a menor DEP apresenta-se como uma característica associada à iniciação da LI nessa região e não somente no período analisado. Esse critério fora adotado por Oliveira e Oyama (2015) para identificar fatores associados ao ambiente anterior à iniciação da LI sobre a CNB durante mês de julho.

4.6. Campos de grande escala das diferenças entre as categorias

Na seção anterior, a análise dos perfis verticais sobre a CNB revela que há diferenças significativas entre as categorias CLI+ e CC-. Qual seria o padrão espacial dessas diferenças? Para responder a essa questão, analisa-se a evolução temporal dos campos de DEP em 700 hPa, ômega em 500 hPa, div em 200 hPa e divq em 925 hPa.

Figura 4.11 - Perfil vertical de (a) *u*, (b) *v* e (c) DEP, às 1200 UTC, obtido pelas radiossondagens.

(Continua)

Figura 4.11 – Conclusão.

Os círculos pintados indicam que a diferença é significativa neste nível.

Fonte: Produção do autor.

A maior umidade em 700 hPa na categoria CLI+ (em relação à categoria CC-) estende-se sobre uma faixa que cobre o CNB e as áreas oceânicas adjacentes. Essa faixa se mantém em todos os horários, embora as diferenças de maior magnitude ocorram nos horários antecedentes (0600 e 1200 UTC) à iniciação da LI (Figuras 4.12a-d).

Figura 4.12 - Diferença de DEP (°C), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC.

(Continua)

Figura 4.12 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Em geral, considerando todos os horários, as diferenças entre CLI+ e CC- organizam-se como uma maior convergência de umidade em 925 hPa (Figuras 4.13a-d), maior ascendência em 500 hPa (Figuras 4.14a-d) e divergência em 200 hPa de maior magnitude sobre a faixa que cobre a CNB e as áreas oceânicas adjacentes (Figuras 4.15a-d). Ao sul dessa faixa, na região central do Brasil, ocorreria o oposto (menor convergência em baixos níveis, ascendência em médios níveis e divergência em altos níveis). Sobre a faixa, as diferenças de maior magnitude de ômega em 500 hPa ocorrem às 1200, 1800 e 2400 UTC, enquanto que as diferenças de maior magnitude de divq em 925 hPa ocorrem às 0600, 1200 e 1800 UTC. A div em 200 hPa apresenta maior magnitude de diferença entre as categorias às 1800 UTC.

Figura 4.13 - Diferença de divq (g $kg^{-1}10^{-6}$ s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC.

(Continua)

Figura 4.13 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Em particular, destaca-se o conjunto de condições atmosféricas às 1200 e às 1800 UTC. Em ambos os horários são observadas as diferenças expressivas de ômega em 500 hPa e divq em 925 hPa. Às 1200 UTC são observadas as maiores diferenças de DEP, mostrando que nesse horário há maior conteúdo de umidade nos eventos de CLI+. Isso indica que as condições em CLI+ nesse horário são favoráveis ao desenvolvimento de núcleos de convecção profunda, uma vez que expressiva umidade nesse nível está associada à transição de convecção rasa para profunda (HOLLOWAY; NEELING, 2008; ZHANG; KLEIN, 2010). Enquanto que, às 1800 UTC, há um claro dipolo entre a faixa, diferenças negativas (positivas) de ômega (divergência) e a região central do Brasil, diferenças positivas (negativas). Às 2400 UTC, a faixa desloca-se para norte, afetando mais as áreas oceânicas. Esse afastamento para o oceano às 2400 UTC é também acompanhado por div em 200 hPa e divq em 925 hPa. Isso indica que esse conjunto de fatores atua de modo a favorecer a ocorrência de *upscaling*. Trata-se de resultado coerente com estudos anteriores (TAO; SIMPSON, 1989; SIMPSON et al., 1993; STALKER; KNUPP, 2003; FU; GUO, 2012), que mostraram que convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis se apresentam como mecanismos associados ao *merge*.

Figura 4.14 - Diferença de ômega (100 hPa s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Diferença de div (10^{-6} s^{-1}), ao nível de 700 hPa, entre as categorias (CLI+ e CC-) para às (a) 0600, (b) 1200, (c) 1800 e (d) 2400 UTC.

(Continua)

Figura 4.15 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

4.7. CONCLUSÕES

Foram obtidas as condições meteorológicas associadas às LIs iniciadas na CNB, durante o mês de março dos anos de 2004 a 2013. Nesse mês, as condições favoráveis à ocorrência de convecção incluem a presença de convergência em baixos níveis, ascendência em toda a coluna troposférica e divergência em altos níveis, bem como convergência de umidade nos níveis troposféricos mais baixos e umidade expressiva acima da camada limite planetária. Essas características, particularmente as referentes à convergência em baixos níveis, estão associadas à ação da ZCIT.

Aspectos gerais sobre a atuação da convecção sobre a CNB foram confirmados. Constatou-se a alta frequência de sistemas precipitantes sobre a CNB, pois dos 310 dias analisados, somente 9 foram classificados como eventos de NOC, como já fora demonstrado por Barros e Oyama (2010). Desses sistemas, a LI se apresentou como um dos mais frequentes, com frequência média de ~11 LIs mês^{-1}, da mesma forma que Cavalcanti (1982) e Cohen et al. (2009). Além disso, se caracteriza como um dos principais sistemas produtores de precipitação, pois foi responsável por ~47% da precipitação ocorrida sobre a CNB durante o período analisado, de modo semelhante à Cohen (1989) e Greco et al. (1990).

Em março, as diferenças estatisticamente significativas dos dias de LI em relação à média aos dias com convecção fraca estão apresentadas abaixo:

- A umidade em 700 hPa é maior em todos os horários, e essas diferenças significativas se estendem por uma área ampla que cobre a costa norte do Brasil.

- Em relação à estrutura dinâmica na vertical, encontram-se diferenças significativas entre 1200 e 2400 UTC. Nesse intervalo, há maior ascendência em 500 hPa em todos os horários. Às 1200 UTC, passa a haver maior convergência atmosférica em 850 hPa, e o nível de máxima ascendência encontra-se em 700 hPa. Às 1800 UTC, horário quando ocorre o *upscaling* dos núcleos convectivos das LI, acrescenta-se maior divergência em 200 hPa, e o nível de máxima ascendência desloca-se para 300 hPa. Às 2400 UTC, quando as LIs se dissipam ou deixam a CNB, somente a maior ascendência em 500 hPa mantém-se como diferença significativa, e o nível de máxima ascendência permanece em 300 hPa.

- A convergência de umidade em 925 hPa é maior entre 0600 e 1800 UTC.

Os resultados não mostram a conexão esperada entre brisa e LI, pois as principais características do ambiente favorável à ocorrência de LIs encontram-se nos níveis acima da CLP. Uma interpretação possível é que a brisa (marítima) assiste todos os processos convectivos, independentemente da escala e intensidade, ou seja, tanto LIs quanto convecção fraca originam-se da convecção rasa induzida pela brisa.

5 ESTUDO DE CASOS

5.1. Caso de NOC (09/03/2010)

5.1.1. Análise sinótica

No dia 09/03/2010, tem-se atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e ZCIT ao norte de suas posições climatológicas (Figura 5.1). Segundo o boletim Climanálise o episódio de ZCAS apresentou duração de 6 a 12 de março de 2010. A ZCIT se localiza em torno de 0ºN e 4ºN, enquanto que a ZCAS se situa entre o sul da região amazônica, norte do Sudeste e sul da Bahia. Essa configuração pode induzir subsidência na região costeira, que por sua vez inibe o desenvolvimento de nebulosidade sobre a região costeira (MOLION; BERNARDO, 2002). A circulação em baixos níveis apresenta circulação anti-ciclônica sobre toda a CNB e costa norte do nordeste brasileiro (CNNEB), induzido pela circulação associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que apresenta crista em direção ao nordeste brasileiro (Figura 5.2a).

Figura 5.1 - Carta de superfície do dia 9 de março de 2010.

Fonte: CPTEC/INPE (2010b).

Figura 5.2 - Linhas de corrente (a) ao nível de 925 hPa e (b) ao nível de 200 hPa do dia 09/03/2010.

Sombreado refere-se à vorticidade (10^{-6} s^{-1}).
Fonte: Produção do autor.

Em altitude (200 hPa), a circulação mostra a atuação da Alta da Bolívia (AB) e VCAN (Figura 5.2b). Entretanto o escoamento em altos níveis difere da circulação climatológica para os meses de verão (GARREAUD; ACEITUNO, 2007), onde a AB apresenta grande extensão horizontal e há formação de um cavado a leste da AB devido à advecção de vorticidade ciclônica (BJERKNESS, 1919). Centros de circulação anti-ciclônica e a atuação de cavados à leste da circulação anti-ciclônica são características de circulação induzida pela liberação de calor latente durante a convecção (GILL, 1980; GANDU; SILVA DIAS, 1998).

A circulação em altos níveis observada nesse dia indica baixa atividade convectiva sobre a região amazônica, pois o centro de circulação anti-ciclônica em altos níveis apresenta pequena extensão horizontal, se restringindo à costa do Peru. Por outro lado, há formação de um centro de circulação anti-ciclônica sobre uma extensa faixa, cobrindo desde a Amazônia até o Atlântico sul com orientação noroeste-sudeste, associado à ZCAS. O VCAN atua a leste da circulação associada à ZCAS, centrado em ~25ºO e ~7ºS, sobre o oceano Atlântico. Essa configuração em altos níveis gera um ponto de colo sobre a região oceânica adjacente à CNB, associada à convergência em altitude, gerando subsidência sobre essa região. Essas características da circulação em baixos e altos níveis são observadas durante todo o dia (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC).

No início do dia (0600 UTC) a circulação em altos níveis apresenta convergência sobre a CNB (Figura 5.3a), enquanto que em baixos níveis há divergência do fluxo de umidade (Figura 5.3b). Além disso, nessa região o movimento vertical é subsidente (Figura 5.3c). Isso indica que no início do dia as condições dinâmicas apresentam ambiente desfavorável ao desenvolvimento de núcleos convecção profunda sobre a CNB.

Figura 5.3 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 09/03/2010 às 0600 UTC..

Fonte: Produção do autor.

A região continental apresenta alto conteúdo de umidade em baixos níveis (700 hPa) sobre a região de atuação da ZCAS (DEP < 10ºC; Figura 5.3d), enquanto que sobre o oceano atlântico há uma região com baixo conteúdo de umidade (DEP > 30ºC), associada à atuação do VCAN. A interface entre essas massas de ar se situa sobre a CNB, entretanto nessa região há predominância do ar seco associado ao VCAN. Isso mostra que as condições termodinâmicas indicam ambiente desfavorável a iniciação de convecção profunda sobre a CNB.

Nos demais horários do dia (1200, 1800 e 0000 UTC), sobre a CNB, há regiões em que há convergência e outras em que há divergência, tanto em baixos níveis como em altos

níveis. De modo semelhante, há regiões com movimentos ascendentes e outras em que há subsidência. Entretanto, em todos os horários há predominância de convergência em altos níveis, divergência do fluxo de umidade em baixos níveis e movimentos subsidentes em níveis médios. Além disso, a DEP em 700hPa permanece maior que 15ºC durante todo o dia. Dessa forma, as características sinóticas mostram-se coerentes com a supressão de convecção sobre a CNB.

5.1.2. Convecção

A região amazônica e as regiões sob influência da ZCAS e ZCIT apresentam intensa atividade convectiva, como pode ser visto nos campos de ROLE (Figura 5.4a) e de precipitação diária acumulada (Figura 5.4b). Sobre essas regiões a ROLE é inferior a 240 W m^{-2}, atingindo magnitudes inferiores a 200 W m^{-2} (ROLE < 245 W m^{-2} indica atuação de sistemas convectivos intensos; LAU et al., 1997).

Figura 5.4 - (a) ROLE (W m^{-2}) e (b) precipitação acumulada (mm dia^{-1}) para o dia 9 de março de 2010.

(Continua)

Figura 5.4 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

O posicionamento da ZCAS e ZCIT apresentados nos campos de ROLE (Figura 5.4a), de precipitação (Figura 5.4b) e na carta de superfície (Figura 5.1) confirmam que esses sistemas se posicionam a norte de suas posições climatológicas (MELO et al., 2009). Além disso, mostram que a ZCIT se concentra próxima ao continente africano, se estendendo até ~ 35ºO. Na região oceânica tropical próxima ao continente sul-americano, a ZCIT apresenta baixa atividade convectiva, com ROLE > 260 W m^{-2} e precipitação inferior a 8 mm dia^{-1}.

Sobre a CNB, a ROLE é superior à 260 W m^{-2} e a precipitação acumulada é inferior a 1 mm dia^{-1}, indicando ausência de convecção profunda. A imagem de satélite no canal IR das 2100 UTC (Figura 5.5; horário em que a atividade convectiva é máxima; CAVALCANTI, 1982; BRITO; OYAMA, 2014) ilustra o cenário apresentado. Sobre a região amazônica e sobre a região de atuação da ZCAS a temperatura de brilho é inferior à 245 K, indicando a presença de nuvens convectivas (MACHADO et al.,

1998). Por outro lado, sobre a CNB a temperatura é superior à 245 K, indicando ausência de nebulosidade convectiva profunda. Essa ausência de atividade convectiva sobre a região da CNB caracteriza evento de NOC.

Figura 5.5 - Imagem IR das 2100 UTC do dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

5.1.3. Perfil vertical

O perfil vertical de *u* sobre o CLA apresenta-se semelhante à climatologia dos eventos de CC- e com aproximadamente o mesmo comportamento durante todo o dia (Figuras 5.6a e 5.6b). O vento apresenta maior intensidade na porção inferior da troposfera (~700 hPa): a radiossondagem apresenta *u* máximo ao nível de 725 hPa, enquanto que a reanálise indica *u* com maior intensidade ao nível de 700 hPa. A evolução temporal do perfil de *u* mostra pequenas alterações, referentes à diferença de intensidade na porção inferior da troposfera. Às 1200 UTC, há redução na intensidade do vento máximo, enquanto há intensificação de *u* na camada 550-300 hPa. No período da tarde (1800 UTC), o vento apresenta redução por todo o perfil, que mantém as mesmas características às 0000 UTC.

Figura 5.6 - Perfil vertical de *u* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Durante todo o dia o perfil vertical de *v* apresenta as mesmas características do perfil climatológico dos eventos de CC-, apresentando alternância entre ventos de sul e de norte (Figuras 5.7a e 5.7b). Ambos os conjuntos de dados apresentam ventos de norte nos níveis mais baixos (< 850 hPa) e nos níveis mais altos (> 200 hPa), entretanto as radiossondagens indicam vento de norte também na camada 600-700 hPa. O vento de sul com maior intensidade ocorre na camada de 500-400 hPa, enquanto que o vento de norte mais intenso ocorre na camada de 200-100 hPa.

Figura 5.7 - Perfil vertical de *v* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

O perfil de *v*, às 1200 UTC, apresenta redução nos níveis mais baixos (< 850 hPa). Por outro lado, às 1800 UTC, os conjuntos de dados apresentam divergência: há intensificação por todo o perfil de *v* da radiossondagem, enquanto que o perfil da reanálise apresenta redução na camada 900-650 hPa e intensificação acima de 400 hPa.

Às 0000 UTC, *v* apresenta intensificação na camada mais próxima à superfície (< 850 hPa), enquanto que há divergência entre os conjuntos de dados na camada 850-600 hPa, a radiossondagem indica redução de *v*, enquanto que a reanálise indica intensificação.

O perfil vertical da DEP indica alto conteúdo de umidade nos níveis mais próximos à superfície (< 800 hPa; Figuras 5.8a e 5.8b), enquanto que há baixo conteúdo de umidade na camada compreendida entre os níveis 700 e 500 hPa.Ambos os conjuntos de dados apresentam evolução temporal semelhante para a DEP: os níveis mais próximos à superfície apresentam sensibilidade ao aquecimento solar, assim, abaixo de 900 hPa há aumento da DEP devido ao aumento da temperatura. Por outro lado, com a evolução do dia há redução da DEP na camada 900-800 hPa, devido à mistura de umidade associada à convecção dentro da CLP.

Figura 5.8 - Perfil vertical da DEP extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

5.2. Caso de LI (16/03/2010)

5.2.1. Análise sinótica

No dia 16/03/2010, tem-se atuação da ZCIT e de uma frente situada sobre Santa Catarina (Figura 5.9). Ao norte do sistema frontal há uma zona de convergência de umidade (ZCOU) atuando sobre a região sudeste, associada ao cavado posicionado sobre a divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais. Segundo o boletim Climanálise a ZCOU atuou de 15 a 18 de março de 2010. Além disso, tem-se a presença da ASAS que influência o tempo na região continental com uma crista sobre a divisa das regiões sudeste e nordeste do Brasil, enquanto que sobre o continente há um centro de alta pressão na retaguarda do sistema frontal (Figura 5.10a). Sobre a CNB e CNNEB tem-se escoamento de L-NE.

Figura 5.9 - Carta de superfície do dia 16 de março de 2010.

Fonte: CPTEC/INPE (2010b).

Em altos níveis (200 hPa; Figura 5.10b), a circulação apresenta característica semelhante à climatologia para o período de verão (GARREAUD; ACEITUNO, 2007): circulação associada à AB com grande extensão horizontal, modulando a circulação sobre o continente sul americano, e há formação do VCAN sobre o nordeste brasileiro. A AB apresenta-se centrada sobre ~15ºS e 70ºO, enquanto que o VCAN está centrado sobre o norte da Bahia, em ~10ºS e ~40ºO. A circulação associada à AB e ao VCAN modula o escoamento sobre a CNB de tal forma que o vento é de sul sobre essa região. O acoplamento entre esses sistemas induz divergência de massa sobre a CNB, associada à movimentos ascendentes em níveis médios. Essas características são observadas durante todo o dia.

Figura 5.10 - Linhas de corrente (a) ao nível de 925 hPa e (b) ao nível de 200 hPa do dia 16/03/2010.

(Continua)

Figura 5.10 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

No início do dia (0600 UTC), sobre a CNB e CNNEB, há divergência atmosférica em altos níveis (200 hPa; Figura 5.11a) e divergência do fluxo de umidade em baixos níveis (925 hPa; Figura 5.11b). Enquanto que em níveis médios, o movimento vertical é ascendente (Figura 5.11c). Isso indica que há convergência de massa acima do nível de 925 hPa e indica condições favoráveis ao desenvolvimento de núcleos convectivos sobre a região da CNB.

Figura 5.11 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 16/03/2010 às 0600 UTC.

Fonte: Produção do autor.

A DEP em 700 hPa indica alto conteúdo de umidade sobre a porção tropical do continente sul americano (Figura 5.11d), onde destacam-se as regiões amazônica, as regiões costeiras da CNB e CNNEB e a ZCOU. Além disso, a região oceânica adjacente a CNB e CNNEB também apresenta alto conteúdo de umidade. Enquanto que sobre o oceano atlântico, à leste da costa leste do nordeste brasileiro, há uma região com baixa umidade associada à atuação do VCAN. Esse padrão é observado durante todo o dia, indicando condições termodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento de núcleos convectivos profundos sobre a CNB.

No início da manhã (1200 UTC) o escoamento em altos níveis (200 hPa) sobre grande parte da CNB apresenta convergência, entretanto há divergência à leste da CNB. Em baixos níveis (925 hPa), há predominância de convergência do fluxo de umidade sobre a CNB, porém a porção oeste da CNB apresenta divergência. Da mesma forma que às

0600 UTC, ômega em níveis médios (500 hPa) sobre a CNB é ascendente, assim, o movimento vertical indica condição favorável ao desenvolvimento de núcleos de convecção profunda.

No período da tarde (1800 UTC), em altos níveis (200 hPa), o escoamento apresenta convergência sobre a interface continente-oceano e sobre a região oceânica adjacente a CNB e CNNEB (Figura 5.12a), enquanto sobre a região continental (CNB e CNNEB) há divergência. Em baixos níveis (925 hPa), há convergência do fluxo de umidade sobre a CNB (Figura 5.12b). Além disso, o movimento vertical é ascendente sobre essa região (Figura 5.12c). Isso indica que as condições dinâmicas atuam de forma a favorecer o desenvolvimento de convecção profunda sobre a CNB.

Às 0000 UTC do dia 17/03/2010, o núcleo de convergência do fluxo de umidade em baixos níveis (925 hPa) observado às 1800 UTC sobre a CNB, apresenta propagação para dentro do continente. Entretanto, o escoamento em altos níveis (200 hPa) não apresenta região com divergência coincidente, há regiões que apresentam convergência e regiões que apresentam divergência, sem um padrão definido. Enquanto que ômega predominância de movimentos subsidentes. Dessa forma, as condições dinâmicas não apresentam condições favoráveis à manutenção do sistema durante o período da noite.

Figura 5.12 - (a) DEP (700 hPa), (b) divq em baixos níveis (925 hPa), (c) ômega em níveis médios (500 hPa) e (d) div em altos níveis (200 hPa) para o dia 16/03/2010 às 1800 UTC.

(Continua)

5.12 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Sobre a região da CNB, CNNEB e oceano adjacente, as condições sinóticas são favoráveis à iniciação e ao desenvolvimento de convecção profunda. Os movimentos ascendentes e o alto conteúdo de umidade apresentam-se como os principais fatores favoráveis à iniciação de núcleos convectivos. A combinação entre convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, divergência em altos níveis, movimentos ascendentes em níveis médios e alto conteúdo de umidade em baixos níveis atuam de modo a favorecer o aprofundamento dos núcleos convectivos e à organização dos núcleos em escala maior.

5.2.2. Convecção

Neste dia, a ZCIT apresenta características de banda dupla, conforme pode ser visto no campo de ROLE (Figura 5.13a) e precipitação acumulada (Figura 5.13b). A banda mais ao sul se situa em ~ 1ºS e concentra-se entre 35 ºO e 25 ºO, enquanto que a banda norte se situa em ~ 5ºN, apresentando baixa intensidade, com núcleos fragmentados e espalhados por todo o atlântico equatorial. Ambas as bandas de nebulosidade se apresentam deslocadas em relação à posição climatológica da ZCIT, que climatologicamente se posiciona entre essas bandas. Além da ZCIT, há intensa atividade convectiva sobre a região de atuação de outra zona de convergência, a ZCOU. Por outro lado, não se observa atividade convectiva associada ao sistema frontal em

oclusão, situado sobre Santa Catarina. Isso ocorre devido ao fluxo de umidade estar direcionado à ZCOU, posicionada à norte do sistema frontal.

Figura 5.13 - (a) ROLE (W m^{-2}) e (b) precipitação acumulada (mm dia^{-1}) para o dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

A baixa ROLE (< 240 W m^{-2}) e a alta precipitação indicam intensa atividade convectiva sobre a região amazônica, além disso, indicam atividade convectiva, sobre a CNB, associada à LI iniciada na região. A ROLE sobre a CNB não apresenta magnitudes semelhantes às observadas sobre a região amazônica ou ZCOU, devido à convecção associada à LI atuar somente ao final da tarde ou início da noite. Entretanto o alto acumulado de precipitação na região costeira indica a atuação da LI. Além disso, a presença da LI pode ser notada na imagem de satélite do canal IR das 2000 UTC (Figura 5.14), apresentando temperatura de topo das nuvens inferiores à 210 K.

Figura 5.14 – Imagem IR das 2100 UTC do dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

5.2.3. Perfil vertical

Os perfis verticais de *u*, de ambos os conjuntos de dados (ERA-Interim e radiossondagem), apresentam características semelhantes ao perfil médio climatológico, com ventos de oeste nos níveis mais altos (> 400 hPa), enquanto que abaixo desse nível o vento é de leste (Figura 5.15a e 5.15b). O vento máximo ocorre ao nível de 900 hPa, em ambos os conjuntos de dados.

Figura 5.15 - Perfil vertical de *u* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

De modo semelhante ao evento de NOC, o perfil vertical de *v* sobre o CLA apresenta as mesmas características durante todo o dia (Figuras 5.16a e 5.16b). O perfil possui característica semelhante à climatologia, apresentando vento de norte abaixo de 900 hPa

e na camada 700-300 hPa, enquanto que na camada 900-700 hPa e acima de 300 hPa *v* é de sul. O perfil de *v* apresenta maior intensidade ao nível de 200 hPa (~ 10 m s^{-1}), enquanto que no restante do perfil $|v| < 5$ m s^{-1}.

O perfil vertical da DEP (Figuras 5.17a e 5.17b) sobre o CLA apresenta característica semelhante à climatologia: apresentando maior conteúdo de umidade próximo à superfície (abaixo de 700 hPa), havendo aumento da DEP com a altura. Dessa forma, indica alto conteúdo de umidade por toda a CLP e nas camadas mais próximas ao topo da CLP, uma vez que apresenta DEP< ~5 ºC.

Figura 5.16 - Perfil vertical de *v* extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.17 - Perfil vertical de DEP extraído da (a) reanálise ERA-Interim e (b) radiossondagens para o dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical de *u*, *v* e DEP apresentam evolução temporal quase-uniforme, uma vez que os perfis são semelhantes durante todo o dia. Essa característica já fora observada na evolução temporal dos perfis climatológicos, indicando que o evento de CLI iniciado no dia 16 de março de 2010 representa as características climatológicas dos eventos de CLI+. Além disso, mostra que as características observadas no início do dia já apresentam as características associadas à iniciação das LIs.

5.3. CONCLUSÕES

Nesta seção foram apresentados análises sinóticas de eventos de NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. O estudo dos casos foi realizado por

meio da análise de diversas fontes de dados, tais como, cartas de superfície, imagens de satélite, dados de precipitação, perfis verticais extraídos da reanálise e obtidos por radiossondagens realizadas em Alcântara.

O evento ocorrido no dia 9 caracterizou-se como evento de NOC, devido ausência de convecção sobre a CNB. Os padrões sinóticos observados nesse dia possuem como características a atuação da ZCIT e da ZCAS à norte de suas posições climatológicas. Além disso, sobre a região da CNB há divergência de umidade em baixos níveis, convergência em altos níveis e subsidência em níveis médios, ou seja, condições de grande escala desfavoráveis ao desenvolvimento de convecção. Os perfis verticais possuem as mesmas características da média de CC-, apresentando *u* de leste por todo o perfil, exceto acima de 200 hPa, *v* de norte em baixos níveis e de sul em altos níveis e perfil vertical da DEP com depressão profunda na camada 850-500 hPa.

Por outro lado, o evento ocorrido no dia 16 se caracterizou como evento de LI, devido à organização da nebulosidade sobre a CNB, com característica linear e propagação para dentro do continente, aproximadamente perpendicular à costa. Como características de grande escala tem-se a presença da ZCIT com característica de banda dupla e pequena atividade convectiva próxima ao continente sul-americano, VCAN sobre o oceano atlântico sul, AB bem configurada e sobre a região sudeste do Brasil há uma frente acompanhada da ZCOU. Destaca-se que sobre a CNB há convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, movimentos verticais ascendentes em níveis médios e divergência de massa em altos níveis. Os perfis verticais possuem características semelhantes à climatologia de CLI+, com *u* predominantemente de leste, *v* de norte em baixos níveis e de sul em altos níveis. Além disso, o perfil da DEP mostra que a coluna atmosférica apresenta alto conteúdo de umidade.

6 TESTE DE SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS

Inicialmente verifica-se o ciclo diário dos hidrometeoros das diferentes simulações para ambos os dias (Figuras 6.1a e 6.1b). Embora as diferentes simulações apresentem diferença na amplitude do ciclo diário e diferença no horário em que o máximo é observado, as simulações para o dia 9 (16) tendem a apresentar máximo às 1600 UTC (1900 UTC). Entretanto as magnitudes máximas observadas no dia 9 são baixas, indicando a iniciação de poucos sistemas rasos ou sistema convectivo individual. Maior quantidade de hidrometeoros indica maior número de sistemas e/ou sistemas com maior intensidade.

Figura 6.1 - Ciclo diário médio dos hidrometeoros para o dia (a) 9 e (b) 16 de março de 2010.

(Continua)

Figura 6.1 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Considerando o ciclo diário dos hidrometeoros no dia 9, de maneira geral os esquemas apresentaram ciclo com características semelhantes, com um máximo no período da manhã 0900 UTC e outro no final da tarde ~1600 UTC. Para esse dia, as simulações com a parametrização de camada limite MYJ, foram as que apresentaram menor (maior) conteúdo de hidrometeoros no período da tarde (manhã). Enquanto que as outras simulações apresentam máximo no período da tarde. Por outro lado, as duas simulações que apresentam maior conteúdo de hidrometeoros são provenientes de experimentos que utilizam o esquema de convecção explicita Thompson.

Embora as simulações possuam máximo no período da tarde, eles se referem à convecção organizada sobre a porção noroeste da ilha do Marajó (Figuras 6.2a-i). Sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís todas as simulações apresentam

característica semelhante: baixo conteúdo de hidrometeoros organizados em pontos espalhados pela CNB. A ZCIT é notada em todas as simulações, entretanto ela atinge a região continental sobre a ilha do Marajó e, dessa forma, favorece a iniciação de convecção sobre essa região. Isso indica que o deslocamento da posição da ZCIT pode ser responsável pela convecção espúria iniciada sobre a região da ilha do Marajó.

Figura 6.2 - Conteúdo de hidrometeoros às 1600 UTC do dia 9 de março de 2010, para (a) 3J, (b) 3M, (c) 3Y, (d) 6J, (e) 6M, (f) 6Y, (g) TJ, (h) TM e (i) TY.

(Continua)

Figura 6.2 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Para o dia 16 o ciclo diário dos hidrometeoros, das diferentes simulações, apresenta máximo no período da tarde e início da noite, coerente com o ciclo diário da nebulosidade convectiva que apresenta o maior número de núcleos convectivos às 1800 UTC e maior área coberta por nebulosidade às 2000 UTC (Figuras 4.5a e 4.5b). Dessa forma, as simulações apresentam ciclo diário coerente com o ciclo diário médio da nebulosidade convectiva, com exceção de 3J, 6J e TM que apresentam máximo às 1600 UTC. Nesse dia, as simulações que utilizam a parametrização de CLP MYNN 2.5 são as que apresentam menor conteúdo de hidrometeoros, enquanto que os experimentos que utilizam a parametrização YSU são os que apresentam maior conteúdo de hidrometeoros. As simulações podem ser agrupadas pelo horário em que apresentam máximo conteúdo de hidrometeoros, às 1600 UTC: 3J, 6J e TM; às 1800 UTC: 3Y, às 1900 UTC: 3M e 6Y; e às 2000 UTC: 6M, TJ e TY.

De maneira geral todas as simulações apresentam núcleos de convecção com configuração linear sobre a região da CNB, especialmente entre as cidades de Belém e São Luís (Figuras 6.3a-i). As simulações com MYJ são as que a convecção linear apresenta menor extensão horizontal, enquanto que os experimentos com MYNN 2.5 o alinhamento paralelo à CNB só pode ser notado em 3M. As simulações com YSU são os que apresentam maior extensão horizontal e alinhamento paralelo à CNB, onde destaca-se 6Y que apresenta a configuração da LI de modo semelhante ao observado.

De maneira geral as simulações apresentam características semelhantes em ambos os dias simulados. No dia 9, todas as simulações apresentam pequeno conteúdo de hidrometeoros sobre a CNB, exceto sobre a porção noroeste da ilha do Marajó, onde as diferentes simulações apresentam iniciação de convecção de diferentes intensidades. No dia 16, as simulações apresentam núcleos com característica alongada e alinhamento paralelo à costa, entretanto as simulações apresentam divergência quanto à extensão horizontal dos núcleos e quanto ao alinhamento. Nas simulações para esse dia, 6Y apresenta diferentes núcleos organizados em formato linear, caracterizando atuação da LI. Dessa forma, adota-se como simulação de controle aquela que possui WSM6 como parametrização de microfísica de nuvens e YSU para CLP.

Figura 6.3 - Conteúdo de hidrometeoros às 1900 UTC do dia 16 de março de 2010, para (a) 3J, (b) 3M, (c) 3Y, (d) 6J, (e) 6M, (f) 6Y, (g) TJ, (h) TM e (i) TY.

(Continua)

Figura 6.3 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

6.1. **Descrição da simulação controle**

6.1.1. Caso de NOC (09/03/2010)

Para o dia 9, o início do dia sobre a CNB possui baixo conteúdo de hidrometeoros. Há iniciação de convecção sobre a porção noroeste da ilha do Marajó, que apresenta maior intensidade às 0900 UTC (Figura 6.4a). Durante a evolução do dia esse núcleo se reduz e apresenta menor intensidade às 1300 UTC, após esse horário há reintensificação e surgem pontos espalhados com baixo conteúdo de hidrometeoros sobre a região entre as

cidades de Belém e São Luís. As imagens de satélite mostram que nesse dia não houve iniciação de nebulosidade convectiva sobre a CNB, por outro lado, após as 1400 UTC há desenvolvimento de nebulosidade de topo baixo, sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís (não mostrado). Embora a simulação não representa corretamente a iniciação de convecção sobre a ilha do Marajó (associada ao erro de posicionamento da ZCIT), há acerto em relação a representação de nebulosidade com baixa extensão vertical sobre a CNB (Figuras 6.4a-e).

Figura 6.4 - Conteúdo de hidrometeoros às 0900 UTC, 1200 UTC, 1500 UTC, 1800 UTC e 2100 UTC para o dia 9 de março de 2010.

(continua)

Figura 6.4 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical de *u* simulado (Figura 6.5a) representa adequadamente as características do perfil vertical observado (Figuras 5.6a e 5.6b), apresentando ventos de leste por todo o perfil, exceto acima de 200 hPa, vento com maior intensidade entre os níveis de 750 e 700 hPa (Figura 6.5a). Há um máximo secundário nos níveis mais próximos à superfície, além disso, há outro máximo local ao nível de 200 hPa. Com o passar do dia, o vento apresenta redução por todo o perfil, exceto acima de 300 hPa. Em baixos níveis o máximo secundário se descaracteriza, enquanto que em altos níveis o máximo local se desloca para a camada 250-200 hPa.

O perfil vertical do *v* simulado (Figura 6.5b) também apresenta as mesmas características do vento observado (Figura 5.7a e 5.7b). O vento é predominantemente de norte, nos níveis mais baixos (< 850 hPa) e nos níveis mais altos (> 200 hPa) o vento é de norte. O vento de norte em baixos níveis apresenta redução até o período da tarde, quando se intensifica até atingir o máximo ao final do dia. O vento de sul na camada 900-700 hPa e o vento de norte em altos níveis apresentam redução durante todo o dia, enquanto que o vento de norte na camada 600-200 hPa se intensifica durante o dia todo.

Da mesma forma que os perfis de vento, o perfil vertical da DEP simulada (Figura 6.5c) apresenta as mesmas características do perfil observado (Figura 5.8a e 5.8b). O perfil

apresenta mínima DEP nos níveis mais baixos (< 800 hPa), após esse nível há aumento abrupto da DEP até a camada 700-600 hPa. Acima de 600 hPa a DEP decresce até a camada 500-400 hPa. A evolução temporal da DEP apresenta resposta ao aquecimento solar, assim, abaixo de 900 hPa a DEP aumenta com o passar do dia, o mesmo ocorre na camada 700-500 hPa. Por outro lado, há redução da DEP na camada 900-700 hPa, resultante do deslocamento da mínima DEP observada no início do dia à ~950 hPa e no final do dia à ~850 hPa.

Figura 6.5 - Perfil vertical (a) de *u*, (b) de *v* e (c) da DEP para o dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

6.1.2. Caso de CLI (16/03/2010)

No dia 16 de março a simulação apresenta ausência de núcleos de convecção até 1200 UTC (Figuras 6.6a e 6.6b). Nesse horário os primeiros núcleos convectivos se iniciam sobre a ilha do Marajó, enquanto que sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís os primeiros núcleos são observados às 1400 UTC. Trata-se de resultado que apresenta relativa concordância com as observações, uma vez que os sistemas se iniciam na CNB por volta das 1500 UTC (Figura 6.6c), entretanto a convecção sobre a ilha do Marajó se inicia num horário posterior. O ciclo diário de hidrometeoros apresenta um máximo às 1600 UTC e outro às 1900 UTC associados à maior quantidade de núcleos de convecção e a maior área coberta pelos núcleos. Dessa forma, demonstram adiantamento do ciclo diário da nebulosidade convectiva, uma vez que sobre a região a maior quantidade de núcleos convectivos é observada às 1800 UTC (Figura 6.6d), enquanto que a maior área coberta por essa nebulosidade é observada às 2000 UTC. No horário em que o conteúdo de hidrometeoros é máximo a configuração da LI é semelhante à observada, entretanto apresenta menor extensão horizontal, pois o modelo não foi capaz de iniciar convecção na região norte do maranhão.

Figura 6.6 - Conteúdo de hidrometeoros às 0900 UTC, 1200 UTC, 1500 UTC, 1800 UTC e 2100 UTC para o dia 16 de março de 2010.

(Continua)

Figura 6.6 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical de *u* apresenta as mesmas características observadas (Figura 6.7a). O vento é de leste da superfície até o nível de 400 hPa, acima desse nível o vento é de oeste. O vento máximo é observado em baixos níveis, no início do dia ele se situa na camada 850-900 hPa e com o passar do tempo ele apresenta redução e se desloca para o nível de 800 hPa. Trata-se de característica semelhante à observada no perfil vertical da reanálise.

O perfil vertical do *v* também apresenta as mesmas características do perfil observado (Figura 6.7b). O vento é de norte abaixo de 850 hPa, na camada 700-300 hPa e acima de 150 hPa, enquanto que na camada 850-700 hPa e 300-150 hPa o vento é de sul. O vento

apresenta maior intensidade ao nível de 200 hPa (~10 m s^{-1}), enquanto que por todo o restante do perfil $|v|$< 5 m s^{-1}. Nos níveis mais baixos (< 850 hPa), o vento apresenta redução até as 1500 UTC, após esse horário o vento se intensifica, no restante do perfil o vento apresenta redução com o passar do tempo, exceto acima de 150 hPa, onde o vento se intensifica com o passar do tempo.

Figura 6.7 - Perfil vertical (a) de *u*, (b) de *v* e (c) da DEP para o dia 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical da DEP também apresenta as mesmas características do perfil observado (Figura 6.7c). O perfil possui menor DEP nos níveis mais baixos (<700 hPa),

havendo aumento da DEP com a altura. No início do dia a mínima DEP é observada entre os níveis de 950 e 900 hPa, enquanto que a máxima é observada entre os níveis de 600 e 500 hPa. Entretanto o perfil apresenta resposta ao aquecimento solar, assim, abaixo de 700 hPa a DEP aumento com o passar do dia, enquanto que acima desse nível há umedecimento da atmosfera.

6.2. CONCLUSÕES

Nesta seção, abordou-se a sensibilidade das simulações às parametrizações de CLP e microfísica de nuvens na iniciação de eventos de NOC e LI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. Avaliaram-se diferentes combinações de parametrizações de CLP e microfísica de nuvens, especificamente avaliaram-se três esquemas de CLP (MYNN 2.5, MYJ e YSU) e três esquemas de microfísica (WSM3, WSM6 e Thompson).

Constatou-se que, para o evento de NOC, as diferentes combinações de parametrizações apresentam pequeno impacto na iniciação do evento simulado. Embora o ciclo de hidrometeoros tenha apresentado máximo no final da tarde, ele representa núcleo convectivo isolado, atuando sobre a ilha do Marajó, não havendo iniciação de núcleos convectivos intensos sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís. Isso mostra que a baixa umidade contida nas condições iniciais e de contorno são insuficientes para a iniciação de núcleos convectivos intensos.

Por outro lado, nas simulações para o evento de CLI, as diferentes parametrizações impactam diretamente a iniciação do evento simulado. Embora as diferentes parametrizações tenham levado à iniciação de convecção intensa no final da tarde ou início da noite, as diferentes simulações divergiram quanto a quantidade e intensidade de núcleos iniciados, além da organização desses núcleos. Nesse sentido, na simulação em que se empregou a parametrização YSU, para CLP, e WSM6, para microfísica, gerou núcleos intensos na região entre as cidades de Belém e São Luís, inclusive

apresentando organização em escala maior, caracterizando atuação da LI. Dessa forma, adota-se a simulação 6Y como simulação de controle.

O total de hidrometeoros da simulação controle apresentou concordância com as imagens de satélite para ambos os eventos simulados. As simulações destoam das observações pelo início da convecção sobre a ilha do Marajó no período da manhã, além da organização de núcleos no início da simulação do dia 9 de março de 2010. A convecção espúria iniciada sobre a ilha do Marajó apresentou associação com o erro de posicionamento da ZCIT, deslocada a sul, atingindo a região costeira sobre a ilha do Marajó. Por outro lado, durante o período da tarde e noite, as simulações concordam com as observações. No dia 9, apresentam pontos espalhados com baixo conteúdo de hidrometeoros sobre a região entre Belém e São Luís. No dia 16, apresentam desenvolvimento de núcleos de convecção no início da tarde, que posteriormente se organizam em escala maior, caracterizando atuação da LI. Além dos campos horizontais, os perfis verticais das simulações de controle representam adequadamente as características observadas de ambos os eventos.

7 TESTE DE SENSIBILIDADE À RH

Para cada evento, todas as simulações apresentam semelhanças durante as primeiras horas de integração, até 1200 UTC, quando ocorre a iniciação dos núcleos convectivos. Nesse período, as simulações apresentam baixo conteúdo de hidrometeoros (Figuras 7.1a e 7.1b), concordando com a ausência de núcleos convectivos na região. O perfil vertical de *u* (Figura 7.2a e 7.2b) e *v* (Figura 7.2c e 7.2d) é semelhante ao perfil das simulações de controle (NOCCTRL e CLICTRL), com diferenças < 1 m s^{-1} em praticamente todo o perfil vertical, e a diferença máxima entre as simulações (simulações variando-se a RH) e seus controles é de 2 m s^{-1}. Por outro lado, a DEP (Figuras 7.2e e 7.2f) apresenta diferenças substanciais entre as simulações (particularmente na camada entre 850 e 500 hPa), consistentes com a RH utilizada na condição inicial e de contorno de cada simulação, para ambos os eventos. Essas diferenças afetam os índices de instabilidade (não mostrado), que indicam maior instabilidade atmosférica para as simulações mais úmidas. Os padrões de vento e de umidade persistem durante toda a simulação.

Figura 7.1 - Ciclo diário do conteúdo de hidrometeoros para simulações do dia (a) 9 e (b) 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7.2 - Perfil vertical das 0900 UTC: de (a) *u*, (c) *v* e (e) DEP das simulações do dia 09/03/2010; de (b) *u*, (d) *v* e (f) DEP das simulações do dia 16/03/2010.

Fonte: Produção do autor.

Outra semelhança entre essas simulações está no fato de que os primeiros núcleos convectivos iniciados na CNB se iniciaram sobre a ilha do Marajó (não mostrado). Embora os núcleos se formem sobre a mesma região, o horário de iniciação apresenta diferenças entre as simulações. Os sistemas iniciam-se às 1200 UTC em CLI80, CLI60, CLI40, NOC60 e NOC80, às 1300 UTC em CLI20, e às 1500 UTC em NOC40 e NOC20. Logo, os núcleos iniciam-se mais cedo quando há mais umidade acima da CLP, o que concorda com os resultados de Kuang e Bretherton (2006).

Às 1500 UTC, as simulações NOC40, NOC20 e CLI20 apresentam características semelhantes à NOCCTRL. O(s) núcleo(s) iniciado(s) sobre a ilha de Marajó não se intensifica(m), e também não há núcleos intensos na CNB (não mostrado). O conteúdo de hidrometeoros dessas simulações é menor que o observado em NOCCTRL (Figura 7.1a e 7.1b), mostrando que há menor quantidade de núcleos ou núcleos de menor intensidade. De modo distinto, nas outras simulações, há aumento abrupto no conteúdo de hidrometeoros, correspondendo à iniciação de novos núcleos convectivos e intensificação dos núcleos existentes. Isso indica a (não) ocorrência de transição de convecção rasa para profunda nas simulações iniciadas com maior (menor) RH. Esses resultados concordam com estudos anteriores em que a umidade acima da CLP é responsável pela transição de convecção rasa para profunda (p.ex., CHABOREAU et al., 2004; KUANG; BRETHERTON, 2006; HOLLOWAY; NEELING, 2009).

Entre 1500 UTC a 1800 UTC, há o aprofundamento dos núcleos de convecção. Em CLI80, CLI60 e NOC80, os núcleos iniciados na região costeira desenvolvem-se, agrupam-se e organizam-se em escala maior, de tal forma que às 1800 UTC o evento atuante na CNB se enquadra na classificação de CLI (Figuras 7.3f, 7.3g e 7.3h). Essas simulações possuem maior número de núcleos, maior conteúdo de hidrometeoros e menor DEP quando comparadas às outras simulações. Por outro lado, em NOC60 e CLI40, embora haja intensificação dos núcleos, não há agrupamento nem organização em escala maior (Figuras 7.3d e 7.3e).

Às 1800 UTC, as diferenças entre as simulações e seus respectivos controles mostram que as principais divergências entre as simulações se encontram na CNB (Figuras 7.4a-

h); além disso, mostram uma gradual conversão do evento de NOC em CLI e vice-versa. As simulações para o dia 9 (16) mostram que, ao ser iniciada com RH semelhante à de NOCCTRL (CLICTRL), produz-se evento com configuração espacial semelhante à NOCCTRL (CLICTRL). Quando as simulações referentes ao evento de NOC são iniciadas com RH maior que NOCCTRL, como o caso de NOC60 e NOC80, produzem-se eventos de CC e CLI, respectivamente. As simulações para o evento de CLI, quando iniciadas com menor RH que CLICTRL, como CLI40 e CLI20, produzem-se eventos de CC e NOC, respectivamente. Isso indica que o evento iniciado na CNB apresenta dependência da umidade na camada 850-500 hPa, corroborando os resultados mostrados na Seção 4 e também os de Oliveira e Oyama (2015).

Figura 7.3 - Máxima refletividade às 1800 UTC para (a) NOC20, (b) CLI20, (c) NOC40, (d) CLI40, (e) NOC60, (f) CLI60, (g) NOC80 e (h) CLI80.

(Continua)

Figura 7.3 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7.4 - Diferença da máxima refletividade dos testes de sensibilidade e seus controles às 1800 UTC: (a) NOC20-NOCCTRL, (b) CLI20-CLICTRL, (c) NOC40-NOCCTRL, (d) CLI40-CLICTRL, (e) NOC60-NOCCTRL, (f) CLI60-CLICTRL, (g) NOC80-NOCCTRL e (h) CLI80-CLICTRL.

(Continua)

Figura 7.4 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Em todas as simulações, com exceção de NOC60, as características observadas às 1800 UTC perduram até o final das integrações numéricas (não mostrado). Em CLI20, NOC40 e NOC20, não há iniciação de núcleos de convecção entre as cidades de Belém e São Luís, caracterizando o evento simulado efetivamente como um caso de NOC. Em NOC60 e CLI40, além de não haver organização em escala maior, não há iniciação de novos núcleos; assim, o evento simulado se enquadra na classificação de CC. Por outro lado, a LI iniciada em CLI60 e CLI80 apresenta duração de 5 h (até o final do dia), enquanto que, em NOC80, a LI teve duração de 3 h. Esses períodos de duração das LIs são inferiores ao apresentado por Cohen et al. (1989), que obtiveram duração de 9 a 16 h para as LIs que ficam confinadas à CNB, entretanto concordam com os resultados de Barbosa et al. (2006), que mostraram que as maiores perturbações convectivas apresentam duração igual ou superior à 3 h.

De modo geral, as características observadas sobre a CNB nas simulações CLI40 e NOC60 representam as características de CC, enquanto que NOC20, NOC40 e CLI20 representam as características de NOCCTRL, e CLI80, CLI60 e NOC80 representam as características de CLICTRL. O perfil vertical do vento zonal e meridional se mantém semelhante às simulações de controle, não se alterando em resposta aos diferentes conteúdos de umidade de cada simulação. Dessa forma, a umidade na camada 850-500

hPa se caracteriza como a única variável que difere entre as simulações, indicando que a umidade nessa camada desempenha o papel principal na transição de convecção rasa para profunda e, para as condições atmosféricas da estação chuvosa na CNB, também na organização de núcleos convectivos em escala maior (*upscaling*).

7.1. **Distribuição vertical de hidrometeoros**

Para complementar as análises sobre o padrão horizontal dos sistemas apresentadas na seção anterior, avalia-se nesta subseção a distribuição vertical dos hidrometeoros de um núcleo convectivo situado entre as cidades de Belém e São Luís. Seleciona-se o núcleo que apresenta com maior conteúdo de hidrometeoros entre às 1800 e 2000 UTC, em ambos os eventos simulados. Nesse período, o evento atuante na CNB está bem configurado e o conteúdo de hidrometeoros é máximo (Figuras 7.1a e 7.1b).

Em praticamente todas as simulações, o núcleo convectivo se inicia às 1500 UTC, exceto em CLI20, NOC20 e NOCCTRL, pois em CLI20 o sistema tem início às 1600 UTC e nas outras duas simulações não há iniciação de núcleos na CNB (não mostrado). Os núcleos se iniciam mais rasos em CLI20, NOCCTRL, NOC20, NOC40 e NOC60, com topo inferior ao nível de 700 hPa.Nas outras simulações, os núcleos apresentam-se mais profundos, com topo próximo ao nível de 500 hPa em CLICTRL, NOC80 e CLI40, e superior a 400 hPa em CLI60 e CLI80. Os núcleos mais profundos apresentam gotículas de água, precipitação, *graupel* e neve, pois o topo ultrapassa a isoterma de 0ºC, assim, são ativadas conversões para fases de gelo (HONG; LIM, 2006). Por outro lado, o topo dos núcleos mais rasos não atinge a isoterma de 0ºC, assim, apresentam somente hidrometeoros em fase líquida.

Os resultados mostram que o desenvolvimento vertical dos núcleos é favorecido nas simulações com maior conteúdo de umidade acima da CLP. Estudos envolvendo análise de dados observacionais e modelagem numérica mostraram que umidade acima da CLP atua de forma a reduzir as taxas de evaporação e entranhamento (p.ex., CHABOREAU et al., 2004; KUANG; BRETHERTON, 2006; HOLLOWAY; NEELING, 2009).

Assim, maior conteúdo de umidade leva à menor perda de empuxo das parcelas de ar, que ficam instáveis e desenvolvem movimentos verticais ascendentes, aprofundando a convecção.

Durante todo o ciclo de vida, os núcleos convectivos apresentam momentos de intensificação e enfraquecimento em todas as simulações, exceto em NOC20 e NOCCTRL. Nessas simulações, os núcleos apresentam topo praticamente constante em 700 hPa, formando somente hidrometeoros em fase liquida pois, o topo não ultrapassa a isoterma de 0ºC (Figuras7.5a e 7.5c). Isso ocorre devido ao baixo conteúdo de umidade, que induz altas taxas de evaporação e entranhamento; assim, as parcelas de ar podem adquirir empuxo negativo, e a convecção pode não se aprofundar. Por outro lado, nas outras simulações, a máxima extensão vertical ocorre entre às 1800 UTC e 2000 UTC. Embora outras simulações apresentem a máxima extensão vertical no mesmo horário, as características gerais dos núcleos iniciados, tais como, altura do topo e conteúdo de hidrometeoros podem apresentar divergências.

Os núcleos convectivos iniciados nos eventos de NOC (CLI20 e NOC40) representam os núcleos mais rasos entre as simulações (Figuras 7.5d e 7.5e). Em CLI20 o topo do núcleo se encontra aproximadamente sobre a isoterma de 0ºC, havendo pequeno conteúdo de hidrometeoros acima desse nível, e possibilitando a formação de pequena quantidade de *graupel*. Por outro lado, em NOC40, o topo do núcleo ultrapassa o nível de 400 hPa, avançando sobre a região de fase mista, formando *graupel* e neve. Nessas simulações, o conteúdo de hidrometeoros sólidos é menor que os líquidos; isso ocorre porque há pequena quantidade de hidrometeoros acima da isoterma de 0ºC e a quantidade de hidrometeoros é conservada na conversão de uma espécie para outra (HONG; LIM, 2006).

Figura 7.5 - Seção vertical de hidrometeoros no horário de máxima extensão vertical para (a) NOCTRL, (b) CLICTRL, (c) NOC20, (d) CLI20, (e) NOC40, (f) CLI40, (g) NOC60, (h) CLI60 e (i) NOC80.

(Continua)

Figura 7.5 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Os núcleos iniciados em NOC40 e CLI40 apresentam topo com altura semelhante (Figuras 7.5e e7.5f), entretanto NOC40 representa um evento de NOC, enquanto que CLI40 representa um evento de CC. Uma característica que difere os núcleos é a formação de cristais de gelo em CLI40, que pode ter ocorrido devido ao maior conteúdo de hidrometeoros e umidade. Além disso, outro fator que pode ter influenciado é a maior distância entre o topo do sistema e a isoterma de 0ºC, possibilitando a ativação da conversão para fases sólidas para uma quantidade maior de hidrometeoros.

Os núcleos formados nas outras simulações (eventos de CC e CLI) possuem topo que ultrapassam o nível de 250 hPa e a isoterma de -40ºC (Figuras7.5g, 7.5h e 7.5i). O elevado conteúdo de hidrometeoros possibilita a formação de todas as espécies de hidrometeoros possíveis, tais como, gotículas de água, precipitação, *graupel*, neve e cristais de gelo. Esses núcleos apresentam as mesmas características dos observados por Duarte (2012). Esse autor mostrou que nos núcleos convectivos haveria maior conteúdo de hidrometeoros na fase liquida (sólida) em baixos (altos) níveis. Nos núcleos mais intensos, haveria maior conteúdo de hidrometeoros sólidos quando comparado aos líquidos.

Os hidrometeoros predominantes nos eventos de CC e CLI são *graupel* e neve, respectivamente. A predominância dessas espécies de hidrometeoros em núcleos convectivos é uma das características do esquema de microfísica WSM6 (THOMPSON et al., 2006; HONG; LIM, 2009; GRASSO et al., 2014). Outra característica dos núcleos simulados é a ausência da porção estratiforme dos núcleos convectivos. Essa característica é uma limitação conhecida na literatura e tem sido notada em simulações realizadas com diferentes esquemas de microfísica (HONG et al., 2004; GALLUS; PFEIFER, 2008; DUDHIA et al., 2009; GRASSO et al., 2014).

7.2. CONCLUSÕES

Neste capitulo, abordou-se o impacto da umidade presente na camada 850-500 hPa na iniciação dos eventos de NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010, respectivamente. Essa relação foi analisada por meio de teste de sensibilidade em simulações numéricas realizadas com o modelo atmosférico regional WRF. O teste de sensibilidade consistiu em prescrever a RH contida na camada 850-500 hPa para valores fixos de 20 %, 40 %, 60 % e 80 %, em todo o domínio, nas condições iniciais e de contorno.

Observou-se que a iniciação de núcleos convectivos é impactada pelo conteúdo de umidade na camada 850-500 hPa. Ao se avaliar os núcleos convectivos iniciados na

CNB, notou-se que as simulações com maior (menor) conteúdo de umidade se enquadram na categoria de CLI (NOC), enquanto que as outras simulações se enquadraram na categoria de CC. Além disso, as condições dinâmicas não apresentaram diferenças significativas entre essas simulações e seus respectivos controles. Assim, verificou-se que alterando a umidade na camada 850-500 hPa o evento originalmente de NOC pode se tornar um evento do CLI e vice-versa.

Ao se avaliar a CNB em escala local, observa-se que nas simulações mais secas não houve iniciação de núcleos de convecção, enquanto que nas outras simulações os núcleos se iniciaram mais cedo, naquelas com maior RH. Isso mostra que, nesses eventos, **o conteúdo de umidade na camada 850-500 hPa é responsável pela transição de convecção rasa para profunda**. Os núcleos mais intensos apresentaram topo mais altos e maior conteúdo de hidrometeoros na fase sólida, enquanto que os núcleos menos intensos apresentam predomínio de hidrometeoros na fase liquida, com pequena (ou nenhuma) quantidade de hidrometeoros na fase sólida.

Nessas simulações pôde-se notar uma limitação do modelo ao não simular adequadamente a porção estratiforme dos núcleos convectivos. Entretanto essa limitação já é conhecida no meio cientifico e não apresentou impacto negativo nas simulações realizadas neste trabalho. Uma vez que nas simulações realizadas durante este estudo notou-se a ocorrência de transição de convecção rasa para profunda e de organização dos núcleos convectivos em escala maior.

8 TESTE DE SENSIBILIDADE À TSM

8.1. Campos

A mudança de TSM realizada neste experimento afeta o conteúdo de hidrometeoros formados na região da CNB em ambos os dias simulados (Figuras 8.1a e 8.1b). O conteúdo integrado no tempo é maior (menor) em TSM+ (TSM-) do que em CTRL.

Figura 8.1 - Ciclo diário do conteúdo de hidrometeoros formados na região da CNB para o dia (a) 9 de março e (b) 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Durante o evento de NOC, da mesma forma que CTRL, TSM+ e TSM- apresentam ciclo diário com dois máximos, um no período da manhã e outro no período da tarde (Figura 8.1a). Entretanto, ambas as simulações divergem de CTRL ao apresentar o máximo global no período da manhã, às 1000 UTC, enquanto que o máximo global CTRL ocorre às 1600 UTC. Às 1000 UTC, TSM- apresenta mesmo conteúdo de hidrometeoros que CTRL (~0,4 g kg^{-1}), enquanto que TSM+ apresenta um aumento expressivo (para ~1,1 g kg^{-1}). Por outro lado, o conteúdo de hidrometeoros máximo no período da tarde em TSM+ apresenta valor semelhante à CTRL, enquanto que em TSM- o valor se reduz a ~1/3 da observada em CTRL.

O máximo de hidrometeoros às 1000 UTC é consequência de convecção iniciada na porção continental do domínio ao sul da CNB entre 0300 e 0600 UTC (Figura 8.2a), que se expande em direção à CNB, apresentando máxima intensidade às 1000 UTC (Figura 8.2b). Às 1000 UTC, há maior área coberta por hidrometeoros em TSM- em relação à TSM+ (Figura 8.3b) e CTRL. Entretanto, os núcleos iniciados em TSM- apresentam baixo conteúdo de hidrometeoros, ao passo que em TSM+ e CTRL os núcleos iniciados sobre a porção noroeste da ilha do Marajó apresentam alto conteúdo de hidrometeoros, sendo responsáveis pelo máximo de hidrometeoros às 1000 UTC. Esses núcleos se iniciam em associação com a ZCIT que atinge a região continental sobre a porção norte da ilha do Marajó. De modo semelhante, no período da tarde (1500 UTC e 1800 UTC), a atuação de núcleos intensos sobre a porção noroeste da ilha do Marajó induzem alto conteúdo de hidrometeoros em TSM+ (Figuras 8.3d e 8.3e) e em CTRL, enquanto que em TSM- há somente núcleos esparsos sobre a ilha do Marajó (Figuras 8.2d e 8.2e). Na região situada entre as cidades de Belém e São Luís, ambas as simulações apresentam característica semelhante à CTRL: somente núcleos esparsos e com baixo conteúdo de hidrometeoros. Em outras palavras, inicia-se evento classificado como NOC em ambas as simulações (TSM- e TSM+).

Figura 8.2 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM- às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 9 de março de 2010.

(Continua)

Figura 8.2 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Para o dia 16, o ciclo diário dos hidrometeoros em TSM- apresenta mesma característica que CTRL: máximo global no final da tarde (1900 UTC) e máximo secundário no início do período da tarde, às 1500 UTC em TSM- e 1600 UTC em CTRL. Por outro lado, TSM+ apresenta somente um máximo, às 2000 UTC: o conteúdo de hidrometeoros aumenta durante todo o período da tarde até atingir o máximo. O conteúdo de hidrometeoros máximo em TSM+ (TSM-) apresenta-se ~3 (~2) vezes maior (menor) que em CTRL. Portanto, nesse dia, o conteúdo de hidrometeoros apresenta sensibilidade à magnitude da TSM.

Figura 8.3 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM+ às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 9 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Durante a madrugada e o início da manhã, os primeiros núcleos em TSM- se iniciam sobre a região continental, intensificam-se e deslocam-se para a CNB, da mesma forma que observado no dia 9; entretanto, os núcleos são esparsos e com baixo conteúdo de hidrometeoros (Figuras 8.4a e 8.4b). Às 1200 UTC (Figura 8.4c), os núcleos se espalham pela CNB e os núcleos iniciados sobre a região oceânica avançam para o continente, sobre a região leste do Pará e ilha do Marajó. A convecção intensa sobre a ilha do Marajó é responsável pelo máximo secundário observado às 1500 UTC (Figura 8.4d), enquanto que a intensificação dos núcleos iniciados sobre a região entre Belém e São Luís é responsável pelo máximo global observado às 1900 UTC (Figura 8.4e). Entretanto, os núcleos não se apresentam organizados em escala maior, descaracterizando a LI iniciada em CTRL.

Figura 8.4 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM- às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 16 de março de 2010.

(Continua)

Figura 8.4 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Em TSM+, os primeiros núcleos são observados sobre a ilha do Marajó, da mesma forma que em CTRL. Entretanto, em TSM+, esses núcleos se iniciam às 0800 UTC (Figura 8.5b), enquanto que em CTRL eles se iniciam às 1200 UTC. Há núcleos somente sobre a ilha do Marajó até 1300 UTC (Figura 8.5c), acompanhada de ampla região de convecção sobre o oceano ao norte do litoral do Pará, durante esse período os núcleos se intensificam. Às 1300 UTC se iniciam núcleos sobre a região entre as cidades de Belém e São Luís. Nos horários seguintes os núcleos se intensificam e se agrupam (Figura 8.5d), de tal forma que após 1600 UTC pode-se identificar a atuação da LI, que permanece bem configurada até 1800 UTC (Figura 8.5e). Os núcleos que

configuram a LI apresentam deslocamento continente adentro perpendicular à costa, e às 2000 UTC apresentam certo distanciamento da costa. Por outro lado, outros núcleos iniciados sobre o oceano adentram a porção continental nesse horário, e essa combinação de diferentes núcleos organizados presentes na costa é responsável pelo máximo conteúdo de hidrometeoros observado às 2000 UTC.

Figura 8.5 - Conteúdo de hidrometeoros de TSM+ às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC do dia 16 de março de 2010.

(Continua)

Figura 8.5 - Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Para ambos os eventos simulados, a convecção se inicia sobre a ilha do Marajó em TSM+, enquanto que em TSM- ela se inicia sobre a região continental e se expande para a CNB. Além disso, no dia 9, os maiores conteúdos de hidrometeoros observados em TSM+, quando comparados à TSM-, mostraram-se associados à atuação de núcleos de convecção sobre a ilha do Marajó. A convecção iniciada sobre a ilha do Marajó em TSM+ está associada ao posicionamento da ZCIT, pois a ZCIT se apresenta bem pronunciada e atinge a porção continental sobre a ilha do Marajó, favorecendo e/ou induzindo o desenvolvimento de convecção intensa sobre a região. Por outro lado, em TSM-, no período da manhã do dia 9, a ZCIT apresenta menor conteúdo de hidrometeoros e deslocada para sul em relação a TSM+. No período da tarde do dia 9 e durante todo o dia 16, são observados somente núcleos esparsos sobre a porção oceânica, descaracterizando a atuação da ZCIT. Isso indica que aumento da TSM favorece a configuração e a intensificação da ZCIT. Além disso, essas simulações mostram que a iniciação da convecção, sobre a CNB, é favorecida sob a atuação da ZCIT próxima à costa.

Os resultados mostram que a magnitude da TSM impacta na iniciação de núcleos convectivos, apresentando relação com a quantidade e intensidade dos núcleos iniciados. Além disso, os resultados mostram que a TSM também impacta no desenvolvimento da frente de brisa marítima. Nas simulações para o dia 9, nota-se o deslocamento da frente de brisa durante o final da tarde e início da noite sobre a região entre as cidades de Belém e São Luís (Figuras 8.2f e 8.3f). Nesse dia é possível observar a frente de brisa devido à presença de núcleos esparsos e com baixo conteúdo de hidrometeoros sobre a região. Ambas as simulações apresentam o deslocamento semelhante da frente de brisa, entretanto ela inicia seu deslocamento mais cedo em TSM- (em relação a TSM+).

As simulações para o dia 9 mostram que diferentes magnitudes de TSM não são suficientes para que núcleos de convecção com grande extensão horizontal e grande conteúdo de hidrometeoros se iniciem e se organizem sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís. Isso indica que as condições associadas à iniciação dos sistemas sobre essa região são desfavoráveis à iniciação de núcleos convectivos e apresentam pequeno impacto à diferentes magnitudes da TSM. Por outro lado, as simulações para o dia 16 apresentam grande impacto da TSM na iniciação e desenvolvimento de núcleos de convecção. Isso ocorre de tal modo que em TSM+ a LI apresenta-se mais intensa que em CTRL, enquanto que em TSM- a LI é descaracterizada. As razões para isso são discutidas a seguir.

Nas simulações para o evento de NOC, a umidade contida na camada 850-500 hPa apresenta sensibilidade às diferentes magnitudes de TSM (Figura 8.6a); entretanto, o impacto é insuficiente para umedecer a camada de modo a criar condições favoráveis à iniciação de núcleos convectivos. Por outro lado, nas simulações para o evento de CLI, a umidade nessa camada apresenta maior sensibilidade à diferentes magnitudes de TSM. Há maior (menor) umidade sobre a CNB em TSM+ (TSM-), quando comparada à CTRL. Isso indica que maior TSM induz maior taxa de evaporação, assim, aumentando a umidade disponível na atmosfera. Posteriormente essa umidade é advectada para a CNB, fornecendo maiores condições para o desenvolvimento de núcleos convectivos.

Figura 8.6 - Ciclo diário da umidade relativa média na camada 850-500 hPa sobre a região da CNB para o dia (a) 9 de março e (b) 16 de março de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Esperava-se que a maior (menor) TSM de TSM+ (TSM-) levasse à redução (aceleração) no escoamento nos níveis atmosféricos mais baixos, devido ao enfraquecimento da circulação de brisa marítima e induzisse uma anomalia de ascensão (subsidência) sobre a região oceânica e uma anomalia de subsidência (ascensão) sobre o continente. Dessa forma, a combinação desses fatores em TSM+ (TSM-) criaria um ambiente menos (mais) favorável ao desenvolvimento de núcleos convectivos. Entretanto, ao contrário do esperado, observa-se que o desenvolvimento de sistemas é favorecido em TSM+. Isso está associado ao maior conteúdo de umidade sobre o oceano em TSM+ que é transportado para os níveis mais altos (por convecção rasa) e advectado à região costeira continental.

8.2. **Perfis verticais**

Nas simulações do evento de NOC, ambas as simulações apresentam perfil de *u* com magnitudes semelhantes à CTRL. No período de 0600 as 1200 UTC (Figuras 8.7a-c), as simulações apresentam perfis aproximadamente iguais, com pequenas diferenças. Após

1200 UTC, em TSM+, há redução de *u* por todo o perfil, exceto nos níveis mais altos (>200 hPa); em TSM-, *u* se intensifica ao nível de 700 hPa e acima de 250 hPa, enquanto que há redução nos outros níveis. Às 1500 UTC os perfis de ambas as simulações apresentam vento com intensidade semelhante nos níveis mais baixos (< 950 hPa), na camada compreendida entre os níveis 950 e 650 hPa (650-300 hPa), *u* apresenta intensidade maior (menor) em TSM-, quando comparada à TSM+ (Figura 8.7d). Essa característica persiste até o final das simulações, havendo aprofundamento das diferenças com a evolução temporal, chegando à ~2 m s^{-1} na camada 750-700 hPa (Figuras 8.7e e 8.7f).

O perfil vertical de *v* possui perfis semelhantes entre as simulações, exceto nos níveis mais próximos à superfície (< 800 hPa; Figuras 8.8a-f). O impacto das diferentes magnitudes de TSM em *v*, nos níveis mais baixos, é observado desde o início do dia: às 0300 UTC TSM- apresenta vento mais intenso que TSM+ desde a superfície até 600 hPa (não mostrado). O vento é de norte abaixo de 850 hPa, enquanto que entre 850 hPa e 600 hPa o vento é de sul. A maior diferença entre as simulações (~2 m s^{-1}) é observada ao nível em que o vento é máximo (950 hPa).

Figura 8.7 - Perfil vertical de *u* de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

(Continua)

Figura 8.7 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

A evolução temporal de *v* demonstra redução do vento em baixos níveis (< 700 hPa) desde às 0300 até 1500 UTC. Nesse intervalo, em TSM+, há reversão do vento nos níveis mais baixos (< 950 hPa), se tornando de sul (Figuras 8.8b-d), enquanto que, em TSM-, o vento apresenta baixa intensidade (< 2 m s^{-1}). Depois desse horário (até o fim do dia), a componente de norte se reintensifica nos níveis mais baixos (< 950 hPa), dessa forma, há reversão do vento em TSM+, fazendo com que *v* se torne de norte novamente (Figuras 8.8e e 8.8f).

Figura 8.8 - Perfil vertical de *v* de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical da DEP de ambas as simulações apresenta características semelhantes à CTRL. Desde 0300 UTC até o final do dia, TSM+ possui menor DEP nos níveis mais baixos (< 800 hPa), quando comparado à TSM- (Figuras 8.9a-f). A DEP aumenta com o passar do tempo e as diferenças entre os perfis de TSM- e TSM+ são aprofundadas: TSM+ apresenta menor DEP na camada 750-600 hPa, quando comparada à TSM-. A evolução temporal dos perfis verticais mostra que a DEP sofre maior impacto na camada 750-550 hPa. Entretanto o perfil de CTRL nesse dia possui DEP muito profunda nessa camada, assim, o maior umedecimento nesses níveis, em TSM+, não é suficiente para criar condições favoráveis à iniciação de núcleos convectivos.

Figura 8.9 - Perfil vertical de DEP de NOC às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

(Continua)

Figura 8.9 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Na simulação do evento de CLI, de modo semelhante à NOC, o perfil de *u* de ambas as simulações apresenta magnitudes semelhantes à CTRL durante todo o dia (Figuras 8.10a-f). Às 0600 UTC são notadas diferenças entre os perfis de *u*: TSM+ possui vento com menor intensidade que TSM- na camada 950-750 hPa. Essa camada passa a ser de 900-800 hPa às 1200 UTC, acima de 800 hPa o vento é mais intenso em TSM+. Das 1200 UTC até 1500 UTC o vento máximo, observado na camada 900-850 hPa, apresenta redução e se desloca para níveis mais altos. Além disso, abaixo do nível de 800 hPa, ambas as simulações apresentam vento com intensidade semelhante, acima desse nível as diferenças entre as simulações são aprofundadas. Após 1500 UTC o vento se intensifica por todo o perfil de ambas as simulações, até 2100 UTC. Nesse período, *u* em TSM+ se torna mais intenso que em TSM- por todo o perfil, exceto abaixo de 950 hPa. Depois das 2100 UTC, *v* em TSM- se intensifica em baixos níveis (< 800 hPa) e encerra o dia com magnitudes semelhantes à TSM+, enquanto que acima de 800 hPa, o vento permanece mais intenso em TSM+.

Figura 8.10 - Perfil vertical de *u* de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical de *v* apresenta características semelhantes ao perfil do evento de NOC, apresenta perfil semelhante entre as simulações, exceto nos níveis mais próximos à superfície (< 800 hPa). Nos níveis mais baixos (< 850 hPa), *v* é mais (menos) intenso em TSM- (TSM+) quando comparado à CTRL. O vento apresenta redução durante todo o dia, em ambas as simulações (Figuras 8.11a-f), em TSM+ *v* é de norte às 0600 UTC, após esse horário *v* é de sul. Às 1200 UTC, as simulações apresentam divergências na camada 300-100 hPa: *v* apresenta maior intensidade em TSM-, em relação à TSM+. As divergências se aprofundam com a evolução temporal, às 2100 UTC, em TSM+, *v* por todo o perfil vertical apresenta intensidade inferior à 3 m s^{-1}.

A sensibilidade de *u* à diferentes magnitudes de TSM para os eventos simulados apresenta características distintas: no evento de NOC, TSM+ apresentou redução na intensidade, enquanto que no evento de CLI, apresentou intensificação. Por outro lado, *v* apresenta mesma resposta nas simulações de ambos os dias: mostrando que a circulação de brisa marítima é intensificada (reduzida) com a menor (maior) magnitude da TSM na simulação TSM- (TSM+) (SOUZA; OYAYMA, 2017).

Figura 8.11 - Perfil vertical de *v* de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

(Continua)

Figura 8.11 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical da DEP de ambas as simulações para ambos os dias apresenta características semelhantes à CTRL (Figuras 8.12a-f). Além disso, apresentam característica semelhante à observada no evento de NOC: durante todo o dia, TSM+ possui menor DEP, nos níveis mais baixos (< 800 hPa), em relação à TSM-; a DEP aumenta com o passar do dia e as diferenças entre as simulações são aprofundadas,ultrapassando 5°C ao nível de 700 hPa, chegando à ~ 7°C ao nível de 600 hPa. A menor DEP é observada na camada 700-500 hPa.

Figura 8.12 - Perfil vertical de DEP de CLI às (a) 0600, (b) 0900, (c) 1200, (d) 1500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC.

Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, nesse dia (16) o perfil vertical da DEP apresenta maior sensibilidade às diferentes magnitudes de TSM, quando comparado ao evento de NOC. Nesse dia o perfil de DEP apresenta alto conteúdo de umidade sobre a CNB por todo o perfil, entretanto as diferentes magnitudes de TSM proporcionam diferentes aportes de umidade para a região: em TSM+ (TSM-) há maior (menor) aporte de umidade acima de 700 hPa que em CTRL. Esse maior (menor) aporte de umidade pode ser notado por todo o perfil nos horários finais da integração numérica. Dessa forma, em TSM+ (TSM-) as diferentes magnitudes de TSM são capazes de modificar a configuração da convecção sobre a CNB, intensificando (descaracterizando) a atuação da LI.

8.3. **CONCLUSÕES**

Nesta seção, avaliou-se a sensibilidade da circulação de brisa na iniciação de eventos de NOC e CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010. Este teste de sensibilidade consistiu em adicionar (subtrair) 2 K à TSM observada, para induzir redução (intensificação) da circulação de brisa.

Conforme o esperado, a circulação em baixos níveis apresentou sensibilidade à diferentes magnitudes de TSM. Assim, verificou-se que maiores magnitudes de TSM induziram redução de *v*, enquanto que menores magnitudes de TSM induziram intensificação. Nas simulações para o evento de NOC, pode-se notar que a iniciação e o deslocamento da frente de brisa ocorreram mais cedo (tarde) em TSM- (TSM+) quando comparado à CTRL. Corroborando os resultados de Souza e Oyama (2017), que mostraram que o sinal da circulação de brisa na região da CNB é melhor identificado no *v*.

Para o evento de NOC, a diferença entre as simulações se restringem ao horário de iniciação e deslocamento da frente de brisa, não havendo desenvolvimento de núcleos de convecção profunda sobre a CNB. Sobre a região situada entre as cidades de Belém e São Luís,observaram-se somente pontos espalhados com baixo conteúdo de

hidrometeoros. Uma vez que o umedecimento na camada 850-500 hPa foi insuficiente para gerar condições favoráveis ao desenvolvimento de núcleos de convecção profunda.

Por outro lado, para o evento de CLI, as diferentes magnitudes de TSM impactam diretamente à iniciação de núcleos de convecção sobre a CNB. Em relação à CTRL, TSM+ (TSM-) apresentou atuação da ZCIT com maior (menor) extensão horizontal, houve iniciação de mais (menos) núcleos de convecção sobre a CNB, a LI se configurou mais cedo e com maior extensão horizontal (a LI se desconfigurou).

Os resultados indicaram que o impacto na iniciação e desenvolvimento de núcleos convectivos ocorre de modo diferente do esperado, uma vez que há iniciação de mais núcleos de convecção quando há redução da circulação de brisa. Por outro lado, indicaram que maior TSM induz maiores taxas de evaporação sobre a região oceânica, que por sua vez aumentam o conteúdo de umidade que é transportado para os níveis mais altos (por convecção rasa) e advectado à região costeira continental.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram obtidas as condições meteorológicas associadas às LIs iniciadas na CNB, durante o mês de março dos anos de 2004 a 2013. Março, mês pertencente ao trimestre chuvoso, foi escolhido para analisar a iniciação da LI em ambiente sob atuação de forçante sinótica associada à ZCIT. Nesse mês, as condições favoráveis à ocorrência de convecção incluem a presença de convergência em baixos níveis, ascendência em toda a coluna troposférica e divergência em altos níveis (estrutura dinâmica na vertical correspondente ao primeiro modo baroclínico), bem como convergência de umidade nos níveis troposféricos mais baixos e umidade expressiva acima da CLP. Essas características, particularmente as referentes à convergência em baixos níveis, estão associadas à ação da ZCIT. Como a convecção compreende um espectro amplo, desde nuvens Cb isoladas até sistemas multicelulares imersos em nebulosidade contínua e extensa, o objetivo do trabalho consistiu em diferenciar, para o mês de março, o ambiente atmosférico que seria favorável à ocorrência de um tipo de convecção organizada em mesoescala, as LIs, daquele em que ocorre convecção fraca.

As LIs tendem a ocorrer em um ambiente com maior umidade em 700 hPa, maior convergência de umidade em 925 hPa às 0600 UTC, e estrutura dinâmica na vertical mais intensa em 850 e 500 hPa às 1200 UTC, possivelmente associada à ocorrência de convecção rasa mais vigorosa nesse horário (pois a máxima ascendência encontra-se em 850 hPa). De 1200 a 1800 UTC, ocorre aprofundamento a convecção (pois a máxima ascendência desloca-se para 300 hPa) e *upscaling*, a estrutura dinâmica na vertical intensifica-se em todos os níveis troposféricos, e o maior suprimento de vapor ao sistema continua sendo a maior convergência de umidade em 925 hPa. Às 2400 UTC, restam no ambiente duas características residuais: maior umidade em 700 hPa e ascendência em 500 hPa.

Os resultados referentes às 1200 UTC ampliam o conhecimento acerca do ambiente anterior à iniciação da LI, usualmente na literatura sobre a LI são abordadas as condições atmosféricas desse ambiente (COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011; OLIVEIRA; OYAMA, 2015). Às 1200 UTC, o ambiente é caracterizado por

intensa convergência atmosférica e do fluxo de umidade em baixos níveis, movimentos verticais ascendentes em níveis médios e alto conteúdo de umidade em baixos níveis. Isso mostra que os perfis verticais de *u* e *v* estão inseridos no contexto de convergência e ascensão, não apresentando associação direta com a iniciação da LI. Dessa forma, indicam que *v* em altos níveis associado ao ambiente anterior à iniciação da LI, conforme Oliveira e Oyama, pode estar associado à divergência em altos níveis.

As condições atmosféricas anteriores à iniciação da LI possibilitaram o reconhecimento do ambiente associado à transição de convecção rasa para profunda. O expressivo conteúdo de umidade acima da CLP se apresentou como principal mecanismo associado à transição. Isso corrobora os resultados de Oliveira e Oyama (2015), mostrando que essa é uma característica local e não somente do período analisado. Além disso, é coerente com outros estudos que mostram que a umidade acima da CLP é o principal fator associado à transição de convecção rasa para profunda (DERBYSHIRE et al., 2004; HOLLOWAY; NEELIN, 2009; ZHANG; KLEIN, 2010).

Os resultados referentes a 1800 UTC permitem entender o ambiente atmosférico em que ocorre o processo de *merge*. Enquanto o aprofundamento da convecção de 1200 a 1800 UTC poderia ser explicado pela presença de maior umidade acima da CLP, o processo de *merge* pode resultar de vários mecanismos. A resolução dos dados não permite verificar os mecanismos que atuam na escala de nuvens, mas mostram que a presença de uma intensa convergência atmosférica e de umidade nos níveis mais baixos da troposfera pode ser uma condição de grande escala importante para a ocorrência de *merge* sobre a CNB.

Os resultados referentes a 2400 UTC permitem entender como a ocorrência de LI influencia o ambiente. Ao se dissipar ou deixar a CNB, o ambiente continua mais úmido em 700 hPa e com uma maior ascendência residual em 500 hPa, mas as diferenças de convergência atmosférica em 850 hPa e de umidade em 925 hPa perdem significância estatística. Durante a madrugada, supondo que a diferença de ascendência diminui, perdendo significância, a condição de convecção na tarde do dia seguinte passa a depender da magnitude da convergência em baixos níveis entre a madrugada e a manhã:

se suficientemente alta, então haveria maior possibilidade de ocorrência de LI; se baixa, de convecção fraca. Assim, para manter um período contínuo de dias com ocorrência de LI, os resultados mostram que seria necessário, em primeira ordem, repor a maior convergência em baixos níveis a cada dia, pois a umidade em 700 hPa seria mantida mesmo após a ocorrência de LI. Essa reposição dependeria da intensidade da ação da ZCIT.

Os resultados também poderiam ser aplicados à previsão do tempo.

Para a previsão de curto prazo (24 a 48 h), o monitoramento da umidade em 700 hPa na escala diária seria útil, pois a tendência de aumento (redução) dessa variável estaria relacionada à maior (menor) possibilidade de ocorrência de LI nos dias subsequentes.

Para a previsão em escalas mais curtas (6 a 12 h), além do monitoramento da umidade em 700 hPa, seria recomendado monitorar a convergência de umidade em 925 hPa desde a madrugada (0600 UTC) e a convergência atmosférica em 850 hPa e ascendência em 500 hPa durante a manhã (1200 UTC), pois maiores valores dessas variáveis estariam associados à maior possibilidade de ocorrência de LI nos horários vespertinos subsequentes.

Essas conclusões obtidas por meio da análise de dados observacionais foram revalidadas por meio de testes de sensibilidade com o modelo WRF. Os testes foram realizados para dois eventos distintos, um evento de NOC e outro de CLI ocorridos nos dias 9 e 16 de março de 2010. Embora, tenha-se analisado um evento de NOC, ele apresenta as mesmas características atmosféricas observados nos eventos de CC-, exceto pela menor umidade no perfil vertical.

As simulações com diferentes combinações de parametrizações (MYNN 2.5, MYJ e YSU para CLP e WSM3, WSM6 e Thompson para microfísica) destoam das observações pelo início da convecção sobre a ilha do Marajó no período da manhã, além da organização de núcleos no início da simulação do dia 9. A convecção espúria iniciada sobre a ilha do Marajó apresentou associação com o erro de posicionamento da ZCIT, deslocada à sul, atingindo a região costeira sobre a ilha do Marajó. Por outro

lado, durante o período da tarde e noite, as simulações, em que se adotaram as parametrizações YSU e WSM6, concordam com as observações. Dessa forma, demonstrando a capacidade do modelo WRF em simular adequadamente os eventos analisados.

Ao se prescrever a RH contida na camada 850-500 hPa para valores fixos de 20%, 40%, 60% e 80% observou-se que a iniciação de núcleos convectivos é impactada pelo conteúdo de umidade nessa camada. Ao se avaliar os núcleos convectivos iniciados na CNB, notou-se que as simulações com maior (menor) conteúdo de umidade se enquadram na categoria de CLI (NOC), enquanto que as outras simulações se enquadraram na categoria de CC. Além disso, as condições dinâmicas não apresentaram diferenças significativas entre essas simulações e seus respectivos controles. Assim, verificou-se que alterando a umidade na camada 850-500 hPa o evento originalmente de NOC pode se tornar um evento do CLI e vice-versa.

Ao se avaliar a CNB em escala local, observa-se que nas simulações mais secas não houve iniciação de núcleos de convecção, enquanto que nas outras simulações observa-se que os núcleos se iniciaram mais cedo naquelas com maior RH. Isso mostra que, nesses eventos, **o conteúdo de umidade na camada 850-500 hPa é responsável pela transição de convecção rasa para profunda**. Os núcleos mais intensos apresentaram topo mais altos e maior conteúdo de hidrometeoros na fase sólida, enquanto que os núcleos menos intensos apresentam predomínio de hidrometeoros na fase liquida, com pequena (ou nenhuma) quantidade de hidrometeoros na fase sólida.

O baixo conteúdo de hidrometeoros dos eventos de NOC mostra-se associado à iniciação de nuvens rasas. Esses eventos apresentam baixo conteúdo de umidade, que inibem o desenvolvimento de nuvens profundas. Pois sob essa condição há elevada taxa de evaporação e entranhamento, induzindo empuxo negativo. Além disso, baixo conteúdo de umidade e empuxo negativo fazem com que o topo do núcleo convectivo não supere a isoterma de 0ºC, assim, há formação de hidrometeoros somente na fase liquida.

Por outro lado, o maior conteúdo de hidrometeoros nas outras simulações pode ser atribuído à duas componentes: o número de núcleos de convecção e a extensão vertical desses. Esses eventos possuem uma quantidade maior de núcleos, fazendo com que sejam classificados como eventos de CC ou CLI. Além disso, a maior extensão vertical dos núcleos possibilita a distribuição dos hidrometeoros por toda a troposfera, assim, há maior conteúdo de hidrometeoros sobre a região. Isso sugere que maior conteúdo de umidade na camada 850-500 hPa favorece a transição de convecção rasa para profunda, pois possibilita a formação de diversas espécies de hidrometeoros em fase sólida e também favorece o desenvolvimento vertical dos sistemas.

Verificou-se que maiores (menores) magnitudes de TSM induziram redução (intensificação) do vento meridional. O baixo conteúdo de hidrometeoros observado no evento de NOC permitiu que se observassem características associadas à iniciação e deslocamento da frente de brisa, que se formou mais cedo (tarde) quando se prescreveu TSM menor (maior) que a observada. Trata-se de resultado que corrobora os resultados de Souza e Oyama (2017), que mostraram que o sinal da circulação de brisa na região da CNB é melhor identificado no vento meridional.

A diferença entre as simulações do evento de NOC se restringem ao horário de iniciação e deslocamento da frente de brisa, não havendo desenvolvimento de núcleos de convecção profunda sobre a CNB. Enquanto que, para o evento de CLI, as diferentes magnitudes de TSM apresentaram características distintas do evento de NOC, pois impactam diretamente à iniciação de núcleos de convecção sobre a CNB. Ao se prescrever TSM maior (menor) que a observada notou-se expansão (redução) da extensão horizontal da ZCIT, houve iniciação de mais (menos) núcleos de convecção sobre a CNB, a LI se configurou mais cedo e com maior extensão horizontal (a LI se desconfigurou).

Os resultados não mostram a conexão esperada entre brisa e LI, pois as principais características do ambiente favorável à ocorrência de LIs encontram-se nos níveis acima da camada limite planetária. Uma interpretação possível é que a brisa (marítima) assiste todos os processos convectivos, independentemente da escala e intensidade, ou seja,

tanto LIs quanto convecção fraca originam-se da convecção rasa induzida pela brisa. Por outro lado, indicaram que maior TSM induz maiores taxas de evaporação sobre a região oceânica, que por sua vez aumentam o conteúdo de umidade que é transportado para os níveis mais altos (por convecção rasa) e advectado à região costeira continental.

Como forma de expandir o conhecimento sobre as LI que se iniciam na costa norte do Brasil, sugerimos como trabalhos futuros:

- Estender o estudo para o período da estação seca, uma vez que neste estudo analisou-se um mês pertencente à estação chuvosa (março) e Oliveira e Oyama (2015) analisaram um mês pertencente ao período de transição (chuvoso-seco), com intuito de avaliar se os fatores associados às etapas de iniciação são os mesmos;

- Identificar sistemas e/ou mecanismos associados à oscilação no campo de umidade sobre a CNB, além disso, justificar a causa e consequência dessa oscilação ocorre;

- Avaliar a sensibilidade da iniciação da LI às características da região costeira, tais como, diferente alinhamento da região costeira, diferente direção do vento e diferentes tipos de vegetação;

- Avaliar o impacto na precipitação e outras condições atmosféricas associadas à LI em cenários futuros, com aquecimento de 1°C ou 2°C da TSM;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R. **Um estudo da relação entre jato de baixos níveis e Linhas de Instabilidade da Amazônia.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – USP, IAG, São Paulo, 2010, 120 p.

_____; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.

ATKINSON, B. W. **Meso-scale atmospheric circulacions**. Academic Press, 1981. p. 125-214.

BARBOSA, R. L.; OYAMA, M. D.; MACHADO, L. A. T. Climatologia das Perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.1, 107-117, 2006.

BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/33END9S>.

_____; OYAMA, M. D. Sistemas meteorológicos associados à ocorrência de precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v. 25, n.3, p. 333-344, 2010.

BETTS, A. K.; GROVER, R. W.; MONCRIEFF, M. W. Structure and motion os tropicall squall lines over Venezuela. **Q. J. R. Meteor. Soc**., v.102, p. 395-404, 1976.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 1, n. 2, p. 1-8, 1919.

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **J. Atmos. Sci**., v. 42, n. 16, p. 1711-1732, 1985.

BRETHERTON, C. S.; MCCAA, J. R.; GRENIER, H. A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine shallow subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1D results. **Mon. Wea. Rev**., v. 132, p. 864–882, 2004.

BRITO, S. S. B.; OYAMA, M. D. Daily cycle of precipitation over the northern coast of Brazil. **J. Appl. Meteor. Climatol**.,v. 53, p. 2481-2502, 2014.

BURK, S. D., THOMPSON, W. T. A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics. **Mon. Wea. Ver.,** v. 117, p. 2305–2324, 1989.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1982. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HfD3p>.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS / INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (CPTEC/INPE). **Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho**. 2008. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic> Acesso em: 10 fev. 2011.

_____. **Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho**. 2010a. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic> Acesso em: 10 fev. 2011.

_____. **Carta de superfície**. 2010b. Disponível em: <http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt> Acesso em: 20 jan. 2014.

CHABOUREAU, J.-P.; GUICHARD, F.; REDELSPERGER, J.L.; LAFORE, J.P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 130, p. 3105–3117, 2004.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system, part I: model implementation and sensitivity. **Mon. Wea. Rev**., v.129, p.569-585, 2001.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, p. 34–40, 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev**., v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; SANTOS NETO, L. Parte I - Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M.A. F. (Eds.). **Para entender tempo e clima.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 75-93. ISBN 978-85-86238-92-5.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. Academic Press, São Diego, Califórnia, 1989.

CUNNING, J. B., HOLLE, R. L., GANNON, P. T., WATSON, A. I. Convective evolution and merger in the face experimental area: mesoscale convection and boundary layer interactions. **J. Appl. Meteor**. v. 21, p. 953–977, 1982.

DEL GENIO, A. D.; WU, J. The role of entrainment in the diurnal cycle of continental convection. **Journal of Climate**, v. 23, p. 2722-2738, 2010.

DERBYSHIRE, S. H.; BEAU, I.; BECHTOLD, P.; GRANDPEIX, J.-Y.; PIRIOU, J.-M.REDELSPERGER, J.-L.; SOARES, P. M. M. Sensitivity of moist convection to environmental humidity. **Q. J. R. Meteor. Soc.,** v. 130, p. 3055–3079, 2004.

DUARTE, B. M. **Caracterização microfísica de sistemas meteorológicos de mesoescala utilizando dados do Cloudsat**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) -

Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia, Rio de Janeiro, 2012, 81 p.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **J. Atmos. Sci**., v.46, p.3077-3107, 1989.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n.1, p. 11-22, 1999.

FOVELL, R. G.; OGURA, Y. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. **J. Atmos. Sci.,** v. 46, p. 3144-3176, 1989

FU, D.; GUO, X. A cloud-resolving simulation study on the merging processes and effects of topography and environmental winds. **J. Atmos. Sci**., v. 69, p. 1232-1249, 2012.

FORTUNE, M. Properties of African squall lines inferred from time-lapse satellite imagery. **Mon. Wea. Rev**., v. 108, p. 153-168, 1980.

FRENCH, A. J.; PARKER, M. D. The Iniation and evolution of multiple modes of convection within a meso-alpha-scale region. **Wea. Forcasting**, v. 23, p. 1221-1252, 2008.

GALLUS, W. A., Jr.; PFEIFER, M. Intercomparison of simulations using 5 WRF microphysical schemes with dual-Polarization data for a German squall line. **Adv. Geosci.**, v. 16, p. 109–116, 2008

GAMACHE, J. F.; HOUZE, R. A., Jr. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Mon. Wea. Rev.,** v. 110, p. 118–135, 1982.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, Mar. 1998.

GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. In: VEBLEN, T.; YOUNG, K.; ORME, A. (Eds.) **The Physical Geography of South America**. Oxford University Press, 2007, p. 45–66.

GARSTANG, M.; MASSIE JR., H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev**., v. 112, p. 608-622, 1994.

_____; WHITE, S.; SHUGART, H. H.; HALVERSON, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon Rainforest. **Meteorol. Atmos. Phys**., v. 67, p. 199-212, 1998.

GILL, A. E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. **Q. J. R. Metorol. Soc.**, v. 106, p. 447-462, 1980.

GRABOWSKI, W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A.; FORBES, R.; HALLIWELL, C.; KHAIROUTDINOV, M.; LANG, S.; NASUNO, T.; PETCH, J.; TAO, W. -K.; WONG, R.; WU, X.; XU, K. –M. Daytime convective development over land: a model intercomparison based on LBA observations. **Q. J. R. Meteorol. Soc**., v. 132, p. 317-344, 2006.

GRASSO, L.; LINDSEY, D. T.; LIM, K. S.; CLARK, A; BIKOS, D.; DEMBEK, S. R. Evaluation of and Suggested Improvements to the WSM6 Microphysics in WRF-ARW Using Synthetic and Observed GOES-13 Imagery. **Mon. Wea. Rev**., v. 142, p. 3635-3650, 2014.

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 93, p. 17001-17014, 1990.

_____; SCALA, J.; HALVERSON, J.; MASSIE Jr. H. L.; TAO, W. K.; GARSTANG, M. Amazon coastal squall lines. Part II - Heat and moisture Transports. **Mon. Wea. Rev**., v. 122, p. 623-635, 1994.

GUEDES, R. L.; MACHADO, L. A. T. Climatologia da estrutura vertical das perturbações convectivas sobre a América do sul e adjacências. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v. 18, n. 2, p. 213-228, 2003.

HAGOS, S.; LEUNG, L. R. Large-scale environmental variables and transition to deep convection in cloud resolving model simulations: A vector representation. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 4, p. 1-11, 2012.

HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, M. A. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quart. J. Roy. Meteor.Soc**., v. 71, p. 231-265, 1945.

HOLLOWAY, C.; NEELIN, J. Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. **J. Atmos.Sci**., v. 66, p. 1665–1683, 2009.

HONG, S, -Y; LIM, J.O.J. The WRF Single-Moment 6-Class Scheme (WSM6). **Journal of Korean Meteorological Society**, v. 42, 2, p. 129-151, 2006.

_____; DUDHIA, J.; CHEN, S. –H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. **Mon. Wea. Rev**., v. 132, p. 103–120, 2004.

_____; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Mon. Wea. Rev.,** v. 134, p. 2318-2341, 2006.

HOUSTON, A. L.; NIYOGI, D. The sensitivity of convective initiation to the lapse rate of the active cloud-bearing layer. **Mon. Wea. Rev**., v. 135, p. 3013-3032, 2007.

_____; WILHELMSON, R. B. The Dependence of Storm Longevity on the Pattern of Deep Convection Initiation in a Low-Shear Environment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, p. 3125-3138, 2011.

HOUZE, R. A., Jr. Structure and dynamics of a tropical squall-line system**. Mon. Wea. Rev.**, v. 105, p. 1540-1567, 1977.

_____. Mesoscale convective systems. **Rev. Geophys**., v. 42, RG4003, 2004.

JANJIC, Z. I. **Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model**. NCEP Office Note, n. 437, 2002, 61 p.

JOYCE, R.J.; JANOWIAK, J.E.; ARKIN, P.A.; XIE, P. CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **J. Hydrometeor**. v. 5, p. 487–503, 2004.

KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. **J. Appl. Meteor**., v. 43, p. 170–181, 2004.

KHAIROUTDINOV, M. F.; RANDALL, D. A. High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. **J. Atmos. Sci.**, 63, 3421–3436, 2006.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev**., v.108, p. 488–498, 1980.

KUANG, Z.; BRETHERTON, C. S.A Mass-flux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**,v. 63, 1895–1909, 2006.

LAU, K. –M.; WU, H. –T.; BONY, S. The Role of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Relationship between Tropical Convection and Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 10, p. 381-392, 1997.

LEMONE, M. A.; ZIPSER, E. J.; TRIER, S. B. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. **J. Atm. Sci.**, v. 55, p. 3493-3518, 1998.

LOUREIRO, R. S.; GOMES, R. G.; ROCHA, E. J. P. Análise de uma Linha de Instabilidade costeira na região do estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 258-270, 2006

MACEDO, S. R.; VILA, D.; MACHADO, L. B. **Fortracc** – previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos. Fortracc v1.1 – guia do usuário. São José dos

Campos:Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2004. Disponível em: http://pirandira.cptec.inpe.br/fortracc/pdf/fortracc.pdf. Acesso em: 04 de abr. de 2011.

MACHADO, L. A.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, p. 1630–1654, 1998.

MARQUES, R. F. C.; FISCH, G. F. As atividades de meteorologia aeroespacial no Centro Técnico Aeroespacial (CTA). **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia,** v.29, n.3, p.21-25, 2005.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In:CAVALCANTI. I. F. A. et al (eds.). **Tempo e Clima no Brasil** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.25–41.

MLAWER, E.J.; TAUBMAN, S.J.; BROWN, P.D.; IACONO, M.J.; CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. **J. Geophys. Res**., v.102, n. D14, p. 16663-16683, 1997.

MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. In: DICKERSON, R. (ed.).**The geophysiology of Amazonia**: vegetation and climate interactions. Wiley Interscience, 1987. p. 391-407.

_____; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1-10, 2002.

NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: its design and verification. **Bound.-Lay. Meteorol**., v. 112, p. 1–31, 2004.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; CHAMBERS, J. Q.; GUIMARAES, G.; ZENG, H.; RAUPP, C. F. M.; MARRA, D. M.; RIBEIRO, G. H. P. M.; SAATCHI, S. S.;

NELSON, B. W.; HIGUCHI, N. Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. **Geophys. Res. Lett.**, v. 37, L16701, 2010. doi:10.1029/2010GL043733.

_____; KAPOS, V.; ADAMS, J. B.; OLIVEIRA, W. J.; BRAUN, O. P. G.; do AMARAL, I. L. Forest disturbance by large blowdowns in the Brazilian Amazon. **Ecol.**, v. 75, p. 853-858, 1994.

OLIVEIRA, F. P. **Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do Centro de Lançamento de Alcântara no mês de julho**. 2012. 99p. (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.06.17.21-TDI). Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

_____; OYAMA, M. D. Antecedent atmospheric conditions related to squall-line initiation over the Northern Coast of Brazil in July. **Wea.Forecasting**, v. 30, p. 1254–1264, 2015.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bull. Amer. Meteor. Soc**., v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, F. P. Prediction of squall line occurrence over the Alcântara Launch Center in July. In:SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA,2013, Florianópolis, Brasil. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2013. [Disponível online em http://sic2013.web2105.uni5.net/inexx/anais.]

PEREIRA, E.I.; MIRANDA, I.; FISCH, G.F.; MACHADO, L.A.T.; ALVES, M.A.S. **Atlas climatológico do Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial, 2002. Relatório de desenvolvimento, ACA/RT-01/01, GDO-000000/B0047.

PINHEIRO, U.A.;OYAMA, M.D. Rainy season features for the Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 5, p. 439-448, 2013.

RANDALL, D. A.; KHAIROUTDINOV, M.; ARAKAWA, A.; GRABOWSKI, W. Breaking the cloud-parameterization deadlock. Bull. Amer. **Meteor. Soc.,** v. 84, p. 1547–1564, 2003.

RAUPP, C. F. M.; SILVA DIAS, P. L.; TABAK, E. G.; MILEWSKI, P. Resonant wave interactions in the equatorial waveguide. **J. Atmos. Sci.**, v. 65, p. 3398-3418, 2008.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long–lived squall lines. **J. Atmos. Sci.,** v.45, p. 463–485, 1988.

SANTOS NETO, L. A. **Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na Costa Norte-Nordeste da América do Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 2004.41 p.

SATOH, M.; IGA, S.; TOMITA, H.; TSUSHIMA, Y.; NODA, A. T. Response of Upper Clouds in Global Warming Experiments Obtained Using a Global Nonhydrostatic Model with Explicit Cloud Processes. **Journal of Climate**, v. 25, p. 2178-2191, 2012.

SCHLESINGER, R. E. A. Three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part I: Comparative experiments for variable ambient wind shear. **J. Atmos. Sci**., v. 35, p. 690-713, 1978.

SILVA DIAS, M. A. F. An increase in the number of tornado reports in Brazil. **Wea., Climate, and Soc.**, v. 3, p. 209-217, 2011.

_____; FERREIRA, R. N. Application of a linear spectral model to study of Amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 97, p. 20405-20419, 1992.

SIMPSON, J.; KEENAN, Th. D.; FERRIER, B.; SIMPSON, R. H.; HOLLAND, G. J. Cumulus Mergers in the Maritime Continent Region. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 51, p. 73-99, 1993.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. **A description of the advanced research WRFversion 3**. Boulder, Colorado, USA: National Center for Atmospheric Research, 2008.113 p.(NCAR/TN–475+STR).

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Breeze potential along the Brazilian northern and northeastern coast. **Journal of Aerospace Technology and Management**, 2017. (Aceito)

SPIEGEL, M. R. **Estatística**.São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1979. 580p.

STALKER, J. R., KNUPP, K. R. Cell merger potential in multicell thunderstorms of weakly sheared environments: cell separation distance versus planetary boundary layer depth. **Mon. Wea. Rev.,** v. 131, p. 1678–1695, 2003.

TAO, W.; SIMPSON, J. A further study of cumulus interactions and mergers: Three-dimensional simulations with trajectory analyses. **J. Atmos. Sci**., v. 46, p. 2974–3004, 1989.

TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: the role of cold pools. **J. Atmos. Sci**., v. 58, p. 1650-1672, 2001.

_____; CRAIG, G.C. Sensitivity of tropical convection to sea surface temperature in the absence of large-scale flow. **Journal of Climate**, v. 12, p. 462-476, 1999.

THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; RASMUSSEN, R. M. HALL, W. D.Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. **Mon. Wea. Rev**., v. 136, p. 5095-5115, 2008.

VILA, D. B.; MACHADO, L. B. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTracCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, p. 233-245, 2008.

WATTS, A. J. Sea breeze on Thorney Island. **Meteorological Magazine**, v. 84, p. 42–48, 1955.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Mon. Wea. Rev**., v. 110, p. 504-520, 1982.

_____; _____. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. **Mon. Wea. Rev**., v. 112, p. 2479-2498, 1984.

_____; ROTUNNO, R. "A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines" Revisited. **J. Atmos. Sci**., v. 61, n. 4, p. 361-382, 2004.

_____; KLEMP, J. B.; ROTUNNO, R. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **J. Atmos. Sci**., v. 45, p. 2603-2622, 1988.

WU, C.; STEVENS, B.; ARAKAWA. A. What controls the transition from shallow to deep convection? **J. Atmos. Sci.,** v. 66, p. 1793–1806, 2009.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.-H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **J. Atmos. Sci**., v. 30, p. 611–627, 1973.

ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: inferences from observations of the diurnal cycle collected at the ARM Southern great plains site. **J. Atmos. Sci.**, v. 67, p. 2943–295, 2010.

ZIPSER, E. J. The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. **J. Appl. Meteor**., v. 8, p. 799-814; 1969.

_____. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. **Mon. Wea. Rev.,** v. 105, p. 1568-1589, 1977.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São as sequências de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.