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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.23.20.19-TDI

PRECIPITAÇÃO NO TRIMESTRE SECO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA: CARACTERIZAÇÃO OBSERVACIONAL E ESTUDO DE CASO

Paulo Cesar Silva da Costa

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 21 de agosto de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RMG4PS>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.23.20.19-TDI

PRECIPITAÇÃO NO TRIMESTRE SECO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA: CARACTERIZAÇÃO OBSERVACIONAL E ESTUDO DE CASO

Paulo Cesar Silva da Costa

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 21 de agosto de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RMG4PS>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Costa, Paulo Cesar Silva da.

C823p Precipitação no trimestre seco no Centro de Lançamento de Alcântara: caracterização observacional e estudo de caso / Paulo Cesar Silva da Costa. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxii + 82 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/08.23.20.19-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.
Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. Centro de Lançamento de Alcântara. 2. Trimestre seco. 3. Estudo de caso. 4. Sistema convectivo de mesoescala. 5. Modelo WRF. I.Título.

CDU 551.509.313.4

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): *Paulo Cesar Silva da Costa*

Título: "PRECIPTAÇÃO NO TRIMESTRE SECO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA: CARACTERIZAÇÃO OBSERVACIONAL E ESTUDO DE CASO"

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

Dr. Clovis Angeli Sansigolo

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dr. Marcos Daisuke Oyama

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

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dr. Cristiano Wickboldt Eichholz

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dra. Sheila Santana de Barros Brito

Convidado(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 21 de Agosto de 2018

"Viva como se fosse morrer amanhã. Aprenda como se fosse viver para sempre".

Mahatma Gandhi

A minha querida mãe ***Maria****, à minha amada esposa* ***Wângela*** *e aos meus filhos* ***Gustavo*** *e* ***Leonardo***

AGRADECIMENTOS

À minha família que sempre esteve ao meu lado, sou grato pela sua presença, que mesma silenciosa, revestia-se de uma energia que estimulava a transpor as dificuldades do cotidiano. Agradeço pela paciência dispensada nos momentos de fúria e aquele sorriso carinhoso e reconfortante nos momentos de desespero.

Ao Comando da Aeronáutica e ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) a oportunidade de participar da 11° fase do programa de pós-graduação em Meteorologia. Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela capacitação e qualificação para realizar este trabalho.

Agradeço aos integrantes da Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA) do Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE) pela estrutura e dados disponibilizados, pela receptividade e convivência. Em especial, ao Dr Marcos Daisuke Oyama pela confiança, disponibilidade, competência e orientação durante o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao Sr. Karlos André Câmara Ramalho, Sr. Vinícius Milanez Couto, Dr. Fernando Pereira de Oliveira e Sr. Romero Thiago Sobrinho Wanzeler as discussões e sugestões e ao Dr. Clóvis Angeli Sansigolo as sugestões, críticas e conselhos sobre a modelagem estatística.

A todos os professores do INPE que materializaram cada etapa do nosso conhecimento e nos brindaram com o exemplo de comprometimento com a instituição e com a magistratura.

RESUMO

As atividades aeroespaciais necessitam de uma meteorologia favorável para a montagem e o lançamento de foguetes. Na estação seca do CLA, há eventos de chuva que podem inviabilizar a operação e danificar equipamentos. O presente trabalho busca caracterizar o padrão do acumulado trimestral dos dias úmidos (PWET) e do número de dias úmidos (NWET) no CLA com base nos totais diários de precipitação do CPC de 1979 a 2016 (37 anos). No aspecto observacional, verifica-se que o acumulado de chuva no trimestre seco é inferior a 50 mm e, predominantemente, as chuvas ocorrem em dias isolados. Os dias úmidos não ultrapassam, em média, três dias a cada mês. Os maiores volumes ocorrem pela manhã e os menores no final da noite. Nos anos em que os acumulados de chuva ficam acima da média, ocorrem maior quantidade de dias com chuva. As ocorrência de PWET e NWET aumentam quando associados à Gradiente negativo do Atlântico Sul (GRAD) e à intensidade do vento abaixo da média em 925 hPa. As precipitações excedentes maior ou igual a 1 mm ajusta-se à distribuição Log-normal e estabelece que é provável que 1 evento de precipitação intensa ocorra a cada dois anos e que a precipitação igual ou superior a 20 mm ocorra a cada cinco anos. Neste eventos, a atmosfera apresenta uma circulação de grande escala favorável, com convergência de massa e de umidade em baixos níveis, com correntes ascendentes e concentração de umidade em médios níveis e com divergência de massa nos níveis superiores. O evento, que ocorreu no dia 20/10/2011, apresentou padrão de grande escala com presença de vários transientes que contrbuíram para o desenvolvimento do Sistema Convectivo de Mesoescala. Ao final deste trabalho, a simulação do caso foi realizada com o modelo WRF, mas suas saídas subestimaram o desenvolvimento e deslocamento do SCM e a intensidade da precipitação na região do CLA.

Palavras-chave: Centro de Lançamento de Alcântara. Trimestre seco. Estudo de caso. Sistema Convectivo de Mesoescala. Modelo WRF.

PRECIPITATION IN THE DRY QUARTER IN THE ALCÂNARA LAUNCH CENTER: OBSERVATIONAL CHARACTERIZATION AND CASE STUDY

ABSTRACT

Aerospace activities require a favorable meteorology for assembling and launching rockets. In the CLA dry season, there are rain events that can make operation unviable and damage equipment. The present work aims to characterize the pattern of the quarterly accumulation of wet days (PWET) and the number of wet days (NWET) in the CLA based on daily CPC precipitation totals from 1979 to 2016 (37 years). In the observational aspect, it is verified that the accumulated rainfall in the dry quarter is less than 50 mm and, predominantly, rainfall occurs on isolated days. Wet days do not exceed, on average, three days each month. The largest volumes occur in the morning and the smallest in the evening. In the years in which the accumulations of rain are above average, they occur more amount of days with rain. The occurrence of PWET and NWET increases when associated with the Southern Atlantic Negative Gradient (GRAD) and below average wind intensity at 925 hPa. Excess precipitation greater than or equal to 1 mm fits the Log-normal distribution and establishes that it is likely that 1 event of intense precipitation occurs every two years and that precipitation equal to or greater than 20 mm occurs every five years. In this event, the atmosphere has a favorable large-scale circulation, with mass and humidity convergence at low levels, with upward currents and humidity concentration at medium levels and with mass divergence at higher levels. The event, which occurred on October 20, 2011, presented a large scale pattern with the presence of several transients that contributed to the development of the Mesoscale Convective System. At the end of this work, the simulation of the case was performed with the WRF model, but its outputs underestimated the development and displacement of the SCM and the intensity of precipitation in the CLA region.

Keywords: ALC. Dry quarter. Case study. Mesoscale Convective Complex - MCC. model WRF.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Baía de São Marcos 7
2.2 Linha de Instabilidade Costeira 8
2.3 Linha de Instabilidade Continental 9

3.1 Domínios do CLA 12
3.2 Conjuntos de dados CMORPH e EMS-CLA 14
3.3 Domínio do CLA baseado na grade dos dados de ROLE 15
3.4 Domínio do CLA baseado na grade do CMORPH 18

4.1 Seleção do limiar 23
4.2 Dias úmidos 26
4.3 Comparativo entre CMORPH e EMS-CLA 27
4.4 Variabilidade interanual de NWET e PWET 28
4.5 Diagrama de dispersão 29
4.6 Função densidade de probabilidade 31
4.7 Gráfico de probabilidade 32
4.8 Análise de ROLE 34
4.9 Análise de umidade específica 35
4.10 Análise da atmosfera em 850hPa 36
4.11 Análise da atmosfera em 250hPa 37

5.1 Histórico horário 39
5.2 Variação horária dos parâmetros meteorológicos 40
5.3 Representação a disposição do evento, durante e depois, na região de estudo 42
5.4 Evolução da atividade convectiva 43
5.5 Relevo da região 45
5.6 Organização espacial adiquirida pelo SCM 46
5.7 Grande escala 47
5.8 Campo de vento em 700 hPa das 12 UTC do dia 20/10/2011 48
5.9 Perfil vertical em diferentes estágios (antes, durante e depois) do SCM . 50
5.10 Saída das 18 UTC de 19/10/2011 51
5.11 CMOHPH das 00 UTC de 20/10/2011 53
5.12 Imagem de satélite, CMORPH e saída WRF das 03 UTC de 20/10/2011 54
5.13 Saída das 03 UTC de 20/10/2011 55
5.14 Imagem de satélite, CMORPH e saída WRF das 06 UTC de 20/10/2011 56
5.15 Saída das 06 UTC e das 12 UTC de 20/10/2011 58

5.16 Saída das 06 UTC e das 12 UTC de 20/10/2011 59

A.1 Acumulado médio de precipitação 73
A.2 Análise entre os campos observados e estimados e os simulados das 11 UTC do dia 19/10/2011 76
A.3 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 00 UTC do dia 20/10/2011 77
A.4 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 06 UTC do dia 20/10/2011 78
A.5 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 12 UTC do dia 20/10/2011 79
A.6 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 00 UTC do dia 20/10/2011 80
A.7 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 06 UTC do dia 20/10/2011 81
A.8 Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 12 UTC do dia 20/10/2011 82

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 Parametrizações físicas utilizadas na simulação do caso 21

4.1 Média ± desvio padrão do acumulado e do número de dias úmidos para os meses do trimestre seco (set, out e nov) e para o trimestre (SON). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos). 25

4.2 Correlação linear de Pearson (r) entre NWET ou PWET e NINO3, GRAD, MAG ou DIR. Os valores com asterisco (*) são estatisicamente significativos com confiança de 90% (valor absoluto de r acima de 0,27). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos). 30

5.1 Mostra os valores médios dos índices de instabilidade das 00 UTC e 12 UTC do mês de outubro de 2011 e os valores horários relativos às fases de atuação do SCM no CLA, ou seja, antes (vertical1), durante (vertical2) e depois (vertical3). 49

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACA	–	Divisão de Ciências Atmosféricas
AD	–	Anderson-Darling
BMJ	–	Betts-Miller-Janjic
CCD	–	Convecção Continental Diurna
CLA	–	Centro de Lançamento de Alcântara
CNB	–	Costa norte do Brasil
CPC	–	Climate Prediction Center
CV	–	Cisalhamento do vento
DIR	–	Direção
EMS-CLA	–	Estação meteorológica de superfície do CLA
ESRL	–	Earth System Research Laboratory
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
GRAD	–	Gradiente negativo do Atlântico Sul
GF	–	Grell-Freitas
HN	–	Hemisfério Norte
IL	–	Índice de levantamento
IK	–	Índice K
IAE	–	Instituto de Aeronáutica e Espaço
KF	–	Kain-Fritsch
KS	–	Kolmogorov-Smirnov
LICON	–	Linha de Instabilidade Continental
LIC	–	Linha de Instabilidade Costeira
MAG	–	Magnitude
MAM	–	Março, abril e maio
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWET	–	Número de dias úmidos
PWET	–	Acumulado trimestral dos dias úmidos
r	–	Correlação linear de Pearson
ROLE	–	Radiação de Onda Longa Emergente
SCM	–	Sistema Convectivo de Mesoescala
SON	–	Setembro, outubro e novembro
TT	–	Total totals
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO **1**

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA **5**
2.1 Características observacionais conhecidas 5
2.2 Caracteríticas dos eventos de precipitação 6
2.3 Alguns sistemas de mesoescala associados a eventos de precipitação no Nordeste brasileiro 7
2.4 Índice de instabilidade 10

3 MATERIAL E MÉTODOS **11**
3.1 Caracterização observacional 11
3.2 Estudo de caso observacional 17
3.3 Simulações 20

4 CARACTERIZAÇÃO OBSERVACIONAL **23**
4.1 Comparação entre os dados do CPC com do GPCP 23
4.2 Características dos dias úmidos 24
4.3 Ciclo diário 26
4.4 Variabilidade interanual 28
4.5 Modelagem estatística 30
4.6 Atividade convectiva e condições atmosféricas 32

5 ESTUDO DE CASO E SIMULAÇÕES **39**
5.1 Estudo observacional do caso 39
5.1.1 Descrição geral 39
5.1.2 Detalhamento 42
5.2 Simulações do caso com WRF 50

6 CONCLUSÕES **61**

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **65**

APÊNDICE A - SIMULAÇÕES PRELIMINARES **73**
A.1 Simulação para um período sem ocorrência de precipitação na região do CLA 73

A.1.1 Objetivo 73
A.1.2 Motivação 74
A.1.3 Desenho da simulação 74
A.1.4 Resultados 74
A.2 Simulação utilizando três parametrizações de convecção implícita distintas 74
A.2.1 Objetivo 74
A.2.2 Metodologia 74
A.2.3 Resultados 75

1 INTRODUÇÃO

O Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizado no litoral maranhense, é um dos órgãos do Programa Espacial Brasileiro[1]. No CLA, realiza-se o lançamento dos veículos espaciais nacionais. Nas campanhas de lançamento, a condição ideal para as operações estando o veículo exposto ao ar livre, como a integração e o lançamento, inclui a ausência de precipitação, descargas atmosféricas e ventos intensos (MARQUES; FISCH, 2005).

No CLA, o ciclo anual da precipitação caracteriza-se pela existência de uma estação chuvosa entre fevereiro e junho (PINHEIRO; OYAMA, 2013), e um trimestre seco (SON) com acumulados muito pequenos. Vários estudos para a região do CLA enfocando a precipitação no trimestre chuvoso (MAM) foram realizados (MARQUES; OYAMA, 2015). Por outro lado, os eventos de precipitação no trimestre seco têm recebido bem menos atenção. Neste trimestre, que corresponde à primavera austral, o fator limitante das operações de lançamento é, usualmente, o vento, pois em média o vento é mais intenso e os eventos de precipitação são infrequentes (PEREIRA et al., 2002; BARROS, 2008).

Os eventos de precipitação no trimestre seco, embora infrequentes, além do risco às operações nas campanhas de lançamento no CLA, podem levar a impactos socioeconômicos na região no caso de ocorrência de eventos de tempo severo. Por exemplo, no dia 20 de outubro de 2011, foram registrados totais elevados em várias localidades na costa norte do Maranhão, como no CLA (MARQUES; SOUZA, 2015) e na capital, São Luís. Em São Luís, o total diário de 70 mm (Gunter A. Reschke, comunicação pessoal, 2011) provocou alagamentos em pontos da cidade [2].

Isso significa que, mesmo havendo sobre a região do CLA condições médias desfavoráveis à ocorrência de precipitação, como é o caso no trimestre, podem ocorrer eventos de precipitação quando outros processos atuam conjuntamente para sobrepujar essas condições.

Neste trabalho, busca-se, por um lado, confirmar as características da precipitação obtidas para o trimestre seco do CLA nos estudos anteriores, utilizando dados mais atualizados e padronizando os conjuntos de dados e a metodologia; por outro lado, expandir essa caracterização por meio da modelagem estatística e da investigação

[1] <http://www.aeb.gov.br/programa-espacial-brasileiro/infraestrutura-de-solo/centros-de-lancamento/>

[2] <https://jornalpequeno.com.br/2011/10/21//chuvasprovocamalagamentosemruase/avenidasdesaoluis/>

dos padrões (locais e de grande escala) associados aos eventos. Além disso, verifica-se se simulações com um modelo regional são capazes de representar adequadamente um caso selecionado de precipitação no trimestre seco.

As características da precipitação obtidas para o trimestre seco do CLA nos estudos anteriores baseiam-se em diferentes conjuntos de dados cobrindo períodos distintos e relativamente curtos. Pereira et al. (2002) e Barros (2008) utilizaram dados coletados no CLA no período de 1993-1999 (7 anos) e 1993-2006 (14 anos), respectivamente, enquanto Souza (2013) utilizou dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) no período de 1997-2012 (16 anos). Assim, especificamente, obtêm-se inicialmente as características principais dos **dias úmidos**, ou seja, dias com total diário $\geq$ 1 mm/dia (TANK et al., 2009), no trimestre seco utilizando um **único** conjunto de dados mais **longo** ($>$ 30 anos), o que permite obter médias mais próximas da normal climatológica. Então, verifica-se se a variabilidade interanual das características dos dias úmidos pode ser explicada pelas condições nos oceanos Pacífico e Atlântico e pelo escoamento (vento horizontal) em baixos níveis sobre a região do CLA (MARQUES; OYAMA, 2015).

A seguir, abordam-se os **dias com precipitação intensa**, ou seja, os dias úmidos com total diário $\geq$ 10 mm/dia (TANK et al., 2009). Inicialmente, computa-se a probabilidade de ocorrência dos dias com precipitação intensa por meio da modelagem estatística dos dias úmidos, ou de subconjuntos desses dias. Então, obtêm-se o padrão horizontal da atividade convectiva e as condições atmosféricas de maior escala associadas aos dias com precipitação intensa e convecção profunda.

Finalmente, estuda-se o caso ocorrido em 20 de outubro de 2011, quando houve um evento de precipitação intensa sobre a região do CLA, e verifica-se se o caso é simulado adequadamente pelo modelo regional WRF *Weather Research and Forecasting model*.

Objetivo geral

- Caracterizar os **dias úmidos** no trimestre seco (SON) na região do CLA.

Objetivos específicos

Para o trimestre seco na região do CLA:

- obter as características médias e a variabilidade interanual dos **dias úmi-**

dos;

- verificar a relação entre a variabilidade interanual das características dos dias úmidos e fatores tais como os índices oceânicos no Pacífico e Atlântico e o vento horizontal em baixos níveis sobre a região do CLA;
- modelar estatisticamente os **dias úmidos** ou subconjuntos desses dias;
- verificar se há um padrão (local e sinótico) comum aos eventos de precipitação;
- realizar o estudo de caso de um dia com **precipitação intensa**; e
- verificar se as simulações de tempo com o modelo regional WRF representam o caso de **precipitação intensa**.

O trabalho está organizado da seguinte forma. No capítulo 2, realiza-se a revisão bibliográfica sobre o tema. No capítulo 3, os dados e a metodologia são apresentados. No capítulo 4, os resultados referentes à caracterização dos dias úmidos, à variabilidade interanual, à modelagem estatística, à atividade convectiva e às condições atmosféricas são mostrados sequencialmente. No capítulo 5, apresentam-se o estudo de caso e as simulações. Por fim, as conclusões encerram o trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Características observacionais conhecidas

A região nordeste é influenciada por um conjunto de fenômenos meteorológicos que se manifestam com violência ou não. Os sistemas mais intensos podem ocasionar inúmeros prejuízos, tais como, perdas de vida humana e/ou materiais, como também, econômicos.

As suas principais características observacionais da precipitação na região do CLA no trimestre seco encontradas na literatura estão resumidas a seguir.

- Em média, o total trimestral encontra-se entre 30 e 40 mm (PEREIRA et al., 2002).
- Em média, ocorrem cerca de 8 eventos de precipitação no trimestre. A maioria dos eventos possui pequena intensidade ($<$ 0,5 mm/h) e ocorre com maior frequência na manhã (1200 e 1500 UTC), embora os maiores acumulados resultem dos eventos que ocorrem no início da noite (2100 a 0000 UTC) (BARROS, 2008). A minoria inclui eventos com totais elevados, como os ocorridos nos dias 18-set-2000 e 20-out-2011 na região do CLA (MARQUES; SOUZA, 2015).
- Os eventos podem estar associados à atuação de sistemas de maior escala, como a Linha de Instabilidade, o Complexo Convectivo de Mesoescala e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Desses sistemas, o principal é a Linha de Instabilidade (BARROS; OYAMA, 2010). Um outro sistema que afeta a região do CLA no trimestre seco é o Distúrbio Ondulatório de Leste (COUTINHO; FISCH, 2007), mas a sua influência na ocorrência de precipitação ainda não foi abordada.
- As características da precipitação no trimestre seco, como o total trimestral, possuem uma expressiva variabilidade interanual (SOUZA, 2013). Para uma subregião do Nordeste brasileiro que inclui o CLA (costa norte), essa variabilidade não estaria associada aos eventos de El Niño ou La Niña no Pacífico equatorial (OLIVEIRA, 2014).

A pequena frequência de eventos de precipitação no trimestre seco indica que as condições atmosféricas são normalmente desfavoráveis ao aprofundamento da convecção. Essas condições incluem a subsidência em baixos níveis sobre o Nordeste

brasileiro (MARQUES et al., 1983) e a presença de uma camada mais seca em médios níveis sobre a região do CLA (OLIVEIRA; OYAMA, 2009). Quando essas condições enfraquecem-se e/ou são superadas pela atuação de sistemas transientes com convergência em baixos níveis - e consequente ascendência - favorece-se a ocorrência de eventos de precipitação (OYAMA; OLIVEIRA, 2016). Os sistemas transientes incluem, além dos mencionados anteriormente, Sistemas Frontais, que afetam diretamente a costa leste do Nordeste brasileiro ou o norte do Sudeste brasileiro, podem influenciar remotamente a costa norte do Brasil, onde se localiza o CLA (TAVARES, 2008; MARQUES; SOUZA, 2015).

2.2 Caracteríticas dos eventos de precipitação

Conforme a literatura e também o conhecimento empírico local, os eventos de precipitação na região do CLA no trimestre seco podem ser agrupados em duas categorias.

- A primeira contém os eventos matinais de chuvisco ou chuva leve. Esses eventos são mais frequentes e caracterizados por baixo acumulado, duração curta e pequena extensão espacial (como ilustrado na 2.1). A maior frequência de ocorrência encontrada por (BARROS, 2008) entre 1200 e 1500 UTC (Cf. seção anterior)é possivelmente associada a esses eventos. A sua ocorrência está associada à presença de uma nebulosidade estratiforme de topo baixo extensa sobre a margem oeste da Baía de São Marcos no início da manhã que perdura por algumas horas (SOUZA, 2016).

- A segunda contém os eventos com maior acumulado, intensidade e duração. Os maiores totais encontrados por (BARROS, 2008) entre 2100 e 0000 UTC devem estar associados a esses eventos. A sua ocorrência pode estar associada à atuação de sistemas convectivos de escala espacial maior, como as Linhas de Instabilidade (BARROS; OYAMA, 2010).

O levantamento dos eventos da primeira categoria é dificultado devido a dois fatores: acumulado pequeno, muitas vezes insuficiente para ser registrado pelo pluviômetro; e distribuição espacial irregular da precipitação (embora a nebulosidade estratiforme associada aos eventos cubra uma área extensa, a precipitação ocorre em uma fração muito pequena dessa área). Por outro lado, para os eventos da segunda categoria, a possibilidade de falha no registro é menor, pois os acumulados são maiores e cobrem áreas mais extensas. Assim, para evitar a incerteza relacionada aos eventos da primeira categoria, consideram-se neste trabalho os **dias úmidos** do trimestre seco da região do CLA.

Figura 2.1 - Baía de São Marcos

Fotografia da margem oeste da Baía de São Marcos, onde se encontra a região do CLA, tirada durante a travessia de São Luís a Cujupe por ferryboat. As áreas sob precipitação leve estão indicadas pela letra 'R'. Essas áreas ocorrem sob uma extensa cobertura de nuvens.

Fonte: Produção do autor.

2.3 Alguns sistemas de mesoescala associados a eventos de precipitação no Nordeste brasileiro

Nesta seção, descrevem-se alguns sistemas de mesoescala que afetam o Nordeste brasileiro e atuam no evento de **precipitação intensa** ocorrido no dia 20 de outubro de 2011 (capítulo 5). Os sistemas são: Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM), Linha de Instabilidade Costeira (LIC) e Linha de Instabilidade Continental (LICON).

O SCM refere-se a uma categoria geral que se caracteriza como conjunto de nuvens do tipo Cumulonimbus organizado em mesoescala (EICHHOLZ, 2017). Os SCMs estão frequentemente associados a eventos de tempo severo, ou seja, à ocorrência de precipitação intensa, ventos fortes, granizo, e, em alguns casos, tornados. Este sistema ocorre em vários locais do globo terrestre e apresenta precipitações de origem cumuliforme e estratiforme. A região de origem dos SCMs determina aspectos distintos no seu comportamento: enquanto que os SCMs continentais tropicais apresentam dimensão e tempo de vida menores, os SCMs subtropicais abrangem maiores regiões e atuam por um período maior. Os SCMs são classificados usualmente em Linha de Instabilidade, quando os aglomerados convectivos organizam-se em um padrão linear, e Complexo Convectivo de Mesoescala, quando o padrão é circular. Segundo Eichholz (2017), o movimento das células de chuva podem ser estimadas utilizando o campo do vento do nível de 700 hPa.

A LIC (Figura 2.2) é uma Linha de Instabilidade formada paralelamente à faixa costeira. A LIC é caracterizada por elementos convectivos na sua dianteira (RIEHL, 1958; RIEHL, 1979) que podem se propagar continente adentro (GAMACHE; HOUZE JUNIOR, 1982). No Nordeste do Brasil, considera-se que a brisa marítima induz a convecção que inicia a LIC (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982).

Figura 2.2 - Linha de Instabilidade Costeira

Mostra um episódio de LIC formada sobre o litoral do Maranhão e do Pará no dia 06/06/2008. O sistema é evidenciado por uma linha vermelha.

Fonte: Adaptada de Oliveira e Oyama (2015).

Cohen (1989) verificaram que as LICs são constituídas por células convectivas isoladas que se alinham, esse sistema ocorre com maior frequência entre abril e agosto (COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011). Os jatos de baixos níveis estão presentes na maioria das ocorrências das LICs e podem estar associados ao deslocamento do sistema para o interior do continente. Alcântara et al. (2011) concluiram que, em geral, jatos mais intensos e profundos desempenham um papel significativo na propagação das LICs. Cohen et al. (1995) concluíram que a velocidade média de propagação alcança 14 m/s, que o tempo de vida médio é 12 horas e que o comprimento e a largura médios mediram 1.400 km e 170 km, respectivamente. A localização e o número de ocorrência estão relacionados com a oscilação e a estrutura da ITCZ

Cavalcanti (1982).

A LICON (Figura 2.3) é uma Linha de Instabilidade que, diferentemente da LIC, forma-se no interior do continente. A LICON possui poucos estudos. Cohen e Gandu (2002) observaram que aglomerados convectivos isolados no centro do Maranhão alinharam-se durante a passagem do distúrbio de leste. Os autores sugeriram que a onda de leste associada a ondas de gravidade interna devido à topografia favorece a formação e o desenvolvimento deste sistema.

Figura 2.3 - Linha de Instabilidade Continental

Mostra um episódio de LICON formada sobre o estado do Pará no dia 18/09/2001.
Fonte: Adaptada de Cohen e Gandu (2002).

Braga e Cohen (2004) estudaram um caso de LICON e identificaram padrões semelhantes ao estudo anterior, visto que o sistema formou-se em regiões que apresentam contrastes de vegetação e de topografia e coincidiu com a presença de um distúrbio ondulatório de leste. A atuação da LICON causa resfriamento e secagem em baixos níveis (até 700 hPa), como também, aquece e umedece os médios níveis da atmosfera. No Nordeste brasileiro, a orientação do sistema é perpendicular às LICs.

2.4 Índice de instabilidade

Os índices de instabilidade derivados de perfis termodinâmicos são utilizados com intuito de verificar o potencial de instabilidade da atmosfera cujos resultados podem indicar um ambiente favorável à formação de tempestades severas. NASCIMENTO (2005) e Rehbein (2016) empregaram os índices de instabilidade em regiões que apresentaram o desenvolvimento de SCM.

Originalmente, esses índices foram propostos em estudos relativos a latitudes médias do Hemisfério Norte (HN). No entanto, os índices mostram-se úteis também para outras regiões; em alguns casos, ajustes são necessários (NASCIMENTO, 2005). Por exemplo, Oliveira e Oyama (2009) verificaram que o índice K e K950 são recomendados para avaliar a ocorrência de precipitação na região do CLA.

O padrão desfavorável da atmosfera na região do CLA durante o trimestre seco para a formação de chuva intensa eventualmente é alterado e os índices termodinâmico e cinemáticos podem evidenciar o potencial da atmosfera para desencadear atividades convectivas severas. Neste trabalho foram calculados os Índice K (IK), Total totals (TT), Índice de levantamento (IL), Sweat e Cisalhamento do vento (CV).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização observacional

São utilizados os totais diários de precipitação do *Climate Prediction Center* (CPC)/*National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (XIE et al., 2007) do trimestre SON nos seguintes anos: 1979-2005 e 2007-2016 (37 anos). Os dados são computados utilizando uma técnica de interpolação ótima nos registros de estações pluviométricas e estão dispostos em uma grade regular de 0,5°. Em cada ponto de grade, o total de um dado dia refere-se à precipitação acumulada em 24 h a partir de 1200 UTC do dia anterior. Os totais diários para a região do CLA são computados como o valor médio dos 4 pontos de grade que circundam o CLA; logo, a **região do CLA** corresponde à área compreendida entre 2°S-3°S e 44°W-45°W (PINHEIRO; OYAMA, 2013) (como ilustrado na 3.1a). O ano de 2006 é excluído por apresentar um total trimestral irrealista (> 10 vezes do total médio). Neste trabalho, como mencionado anteriormente, consideram-se somente os **dias úmidos** (total diário $\geq$ 1 mm/dia e os **dias com precipitação intensa** (total diário $\geq$ 10 mm/dia).

Para a determinação dos dias úmidos são utilizados, também, os totais diários de precipitação do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP)/*National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (HUFFMAN; BOLVIN, 2013), que são estimativas de precipitação a partir de dados coletados por satélites, compreendem o período de outubro de 1996 até outubro de 2015 e estão dispostos em grade regular de 1°. Em cada ponto de grade, o total de um dado dia refere-se à precipitação acumulada em 24 h a partir de 2230 UTC do dia anterior. Os totais diários são computados para a **região do CLA** como o valor médio de 1 ponto de grade (como ilustrado na Figura 3.1b).

De posse dos totais diários de precipitação, que representam a região do CLA relativas aos dados do CPC e do GPCP, faz-se a comparação entre as duas fontes de dados para verificar se há concordância entre a frequência de dias úmidos. A comparação é realizada para os trimestres secos entre 1996 e 2015 (período comum entre os dados do CPC e do GPCP).

Para determinar o ciclo diário, são utilizadas as estimativas de precipitação obtidas pela técnica CMORPH, que utiliza dados de satélite nos canais do infravermelho e de microondas (JOYCE et al., 2004). Os dados compreendem o período de 1998 a 2015 e estão dispostos em grade regular de 0,25° e frequência temporal de 3 horas. O acumulado de precipitação para cada horário (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21UTC)

refere-se ao acumulado nas três horas subsequentes. Os totais diários são computados para a **região do CLA** como o valor médio de 16 pontos de grade (como ilustrado na Figura 3.1c).

Com o mesmo propósito, também são utilizados os acumulados horários de precipitação da estação de superfície, localizados no CLA, durante o período de 1993 até 2016. Esses dados são fornecidos pela Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA), subordinada ao Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), e coletados no pluviômetro instalado na estação meteorológica de superfície.

Figura 3.1 - Domínios do CLA

(a) CPC (b) GPCP

(c) CMORPH

As figuras ilustram o domínio adotado (quadrado em negrito) para o CLA e o número de pontos de grade necessário para calcular o total diário de precipitação para cada conjunto de dados.

Fonte: Produção do autor.

Para o trimestre SON de cada ano, calculam-se o **acumulado trimestral dos dias úmidos** (PWET) e o **número de dias úmidos** (NWET). Considerando os 37 anos, computam-se a média (μ) e o desvio-padrão (σ) de PWET e NWET. Para cada ano, o valor normalizado é dado por:

$$f^* = \frac{f - \mu_f}{\sigma_f} \tag{3.1}$$

onde f^* é o valor normalizado, e f = PWET ou NWET. Os valores normalizados são usados na análise da variabilidade interanual.

Para determinar o ciclo diário médio, utilizam-se, separadamente, os dados do CMORPH e da estação meteorológica de superfície do CLA (EMS-CLA). Inicialmente, para cada conjunto, são determinados os dias úmidos que coincidem com os dias contidos na amostra do CPC. A figura 3.2 ilustra as intersecções entre os conjuntos de dados: a amostra dos dias úmidos do CMORPH resulta dos dias contidos na região 1 e 2, e a amostra dos dias úmidos da (EMS-CLA) resulta dos dias contidos na região 2 e 3. De posse dos dias selecionados, calcula-se o acumulado médio diário, em períodos de três horas, no caso do CMORPH, ou horário, no caso da EMS. Também são obtidos períodos consecutivos com chuva (no caso do CMORPH) ou horários consecutivos com chuva (no caso da EMS).

Figura 3.2 - Conjuntos de dados CMORPH e EMS-CLA

Ilustra a seleção dos totais diários de precipitação do CMORPH e da estação meteorológica de superfície do CLA cujos dias coincidem com os totais diários do CPC selecionados na fase anterior. O conjunto é composto por totais diários de precipitação igual ou superior a 1 mm. A região 1 representa os totais diários de precipitação comuns ao CPC e CMORPH. A região 2 representa totais diários de precipitação comuns ao CPC, CMORPH e EMS-CLA. A região 3 representa os dias com chuva comuns ao CPC e EMS-CLA. A amostra do CMORPH é composta pelos dias referentes à região 1 e 2. A amostra da EMS-CLA é composta pelos dias referentes à região 2 e 3.

Fonte: Produção do autor.

Consideram-se que os índices oceânicos - NINO3 e gradiente inter-hemisférico do Atlântico (GRAD) - e a magnitude (MAG) e direção (DIR) do vento horizontal em 925 hPa sobre uma área representativa da região do CLA são fatores que podem estar associados à variabilidade interanual de PWET e NWET. O valor mensal desses fatores é obtido utilizando os dados e a metodologia apresentados em (MARQUES; OYAMA, 2015). Então, para cada ano, obtém-se a média trimestral dos fatores. O grau de associação entre a série temporal das médias trimestrais de um fator e a série temporal dos valores normalizados de PWET ou NWET é avaliada pelo coeficiente de correlação de Pearson. A significância estatística é obtida utilizando o teste *t*-

Student com nível de teste de 10%.

Para obter o padrão horizontal de atividade convectiva, os dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) do *Earth System Research Laboratory /National Oceanic and Atmospheric Administration* (ESRL/NOAA) são utilizados. O conjunto utilizado é o *OLR-Daily CDR: PSD Interpolated Version* (LEE et al., 2014). Os dados são diários, compreendem o período de jan-1979 a dez-2012 e estão dispostos em uma grade regular de 1°. Para um dia, o valor de ROLE refere-se à média entre 0000 e 2359 UTC do dia. O valor de ROLE representativo da região do CLA é calculado como a média de ROLE de dois pontos de grade: 2°S e 44,5°W; e 3°S e 44,5°W (isso é feito porque o CLA encontra-se em torno de 2,5°S, ou seja, próximo da interface entre esses pontos de grade como ilustrado pela Figura 3.3).

Figura 3.3 - Domínio do CLA baseado na grade dos dados de ROLE

A figura ilustra o domínio adotado (retângulo em negrito) para o CLA e o número de pontos de grade necessário para calcular o ROLE médio diário.

Fonte: Produção do autor.

Na literatura, não há um limiar único para identificar as regiões de convecção profunda nos campos de ROLE (LIEBMANN et al., 1999; MACHADO et al., 1998; JONES; HOREL, 1990; KOUSKY, 1988). Neste trabalho, a atividade convectiva considerada profunda ocorre quando o valor ROLE for igual ou inferior a 230 W/m^2 (FERREIRA et al., 2005) para uma determinada região.

Para obter as condições atmosféricas de maior escala, são utilizados as médias diárias (média de 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC) da reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011). Os dados compreendem o período de 1979 até o presente e estão dispostos em uma grade regular de 0,75°. São utilizados os campos de divergência atmosférica em 850 hPa e 250 hPa, e umidade específica em 500 hPa.

O padrão horizontal da atividade convectiva (com os dados de ROLE) e as condições atmosféricas associadas (com os dados de reanálise) são analisados para os 15 dias de precipitação intensa - total diário $\geq$ 10 mm/dia - e convecção profunda - ROLE sobre a região do CLA $\leq$ 230 W/m^2 (FERREIRA et al., 2005). Os campos médios referentes aos dias de precipitação intensa e convecção profunda são comparados à média trimestral (1979-2012 no caso de ROLE, 1979-2017 no caso da Reanálise). A significância estatística das diferenças é avaliada utilizando o teste *t-Student* com nível de teste de 5% (teste bilateral com 2,5% em cada extremidade).

A modelagem estatística caracteriza-se pela semelhança entre as funções de distribuição de probabilidade teórica e amostral. A distribuição gama tem sido a mais explorada nos estudos gerais relativos à precipitação (SAAD, 1990; ASSIS, 1991; CASTRO, 1994; RIBEIRO; LUNARDI, 1997; WILKS, 1999; CASTELLVI et al., 2004). Avaliando o perfil de precipitação em função de um período estabelecido, Barger e Thom (1949) salientaram que a distribuição gama é a mais adequada para ajustar-se a uma amostra de precipitação cujo período diário é considerado.

No entanto, há inúmeros estudos que comparam outras distribuições com o padrão da precipitação, uma vez que a amostra de precipitação pode sofrer variação no tempo, como também, diferenciar-se em função da influência local e sazonal. Catalunha et al. (2002) verificaram que a função Weibull apresentou melhor ajuste em relação à dados de precipitação diários mensais e decendiais para o estado de Minas Gerais, quando comparados aos resultados obtidos pelas funções exponencial, gama, log-normal e normal.

Para a modelagem estatística, utilizam-se a distribuição normal, log-normal, gama, exponencial e Weibull (NAGHETTINI; PINTO, 2007). Os parâmetros das distribuições são estimados pelo método da máxima verossimilhança (p. ex., Sansigolo (2008)) utilizando o aplicativo minitab[1].

As seguintes amostras foram avaliadas: **os dias úmidos** com base nos dados do CPC (amostra 1) e os dias com excedência igual ou superior a 1 mm. Três tes-

[1]http://www.minitab.com/pt-br/products/minitab/

tes de aderência são utilizados para verificar o ajuste das distribuições teóricas: Anderson-Darling (AD), qui-quadrado (χ^2) e Kolmogorov-Smirnov (KS), uma vez que a simples verificação visual do histograma de frequência não é conclusiva para se determinar o melhor ajuste (FILHO et al., 2004). Adota-se, como nível de teste para significância, 1%.

Após o ajuste a uma distribuição teórica, a probabilidade de ocorrer um dia com X - total ou excedência (diferença entre o total e 1 mm/dia) - acima de x é dada por (SILVA et al., 2007a):

$$P_m(X > x) = [1 - \phi(x)]\frac{n}{N} \tag{3.2}$$

onde $\phi(x)$ é a probabilidade de X ser inferior a x, segundo a distribuição teórica; n, o número de dias para os quais foi feito o ajuste da distribuição teórica; e N, o total de dias (= 37 anos $\times$ 91 dias em SON = 3367 dias).

3.2 Estudo de caso observacional

Para o estudo de caso observacional, utilizam-se várias fontes de dados, que são brevemente descritas a seguir.

Utilizam-se os totais horários de precipitação coletados pela EMS-CLA e a precipitação estimada a cada 30 minutos pela técnica CMORPH (espaçamento horizontal de 8 km). São utilizados os dados de reanálise do ERA - Interim, com espaçamento de grade de 0,75° $\times$ 0,75°. Obtêm-se os campos das componentes zonal e meridional do vento (m/s) em 925 hPa, 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa, da umidade específica (Kg/Kg) em 925 hPa e do campo de omega (Pa/s) em 500 hPa.

Figura 3.4 - Domínio do CLA baseado na grade do CMORPH

A figura ilustra o domínio adotado (quadrado em negrito) para o CLA e o número de pontos de grade necessário para calcular o acumulado médio horário de precipitação.

Fonte: Produção do autor.

O perfil vertical é obtido por meio de sondagens realizadas no CLA em intervalos regulares de 12 horas (00 UTC e 12 UTC). O estudo sinótico é baseado nas análises das Imagens de satélites visível/infravermelho/vapor d'água do GOES-12/METEOSAT-9 disponibilizadas a cada 15 minutos pelo CPTEC/INPE, no Boletim de monitoramento e análise climática (CLIMANÁLISE), no boletim técnico do CPTEC e nas Cartas de pressão ao nível do mar, que são disponibilizadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha[2].

Para a obtenção dos acumulados horários de precipitação com base nos dados do CMORPH é considerado o domínio que representa a estação do CLA (02°S, 03°S, 44°W e 45°W). O valor do total horário de precipitação representa a somatória dos valores em cada ponto de grade divida pelo número de pontos de grade contido no domínio (Figura 3.4).

O padrão médio do perfil vertical é calculado utilizando os parâmetros coletados pela sondagem de todos os dias do mês de outubro de 2011, exceto os perfis coletados antes, durante e depois da ocorrência do evento. Os perfis são classificados da seguinte forma: a sondagem lançada às 00 UTC do dia 20 de outubro de 2011 (antes da formação do sistema - denominada de vertical 1), às 12 UTC do dia 20 de outu-

[2]https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-smm-cartas-sinoticas/cartas-sinoticas

bro de 2011 (próximo ao momento de atuação do sistema no CLA - denominada de vertical 2) e às 00 UTC do dia 21 de outubro de 2011 (depois da atuação do sistema no CLA - denominada de vertical 3).

As sondagens são utilizadas para verificar o perfil termodinâmico da atmosfera com objetivo de estabelecer um potencial atmosférico favorável à formação de tempestades severas e comparar qual índice responde mais adequadamente à ocorrência de convecção. Os índices calculados são: Índice K (IK), Total totals (TT), Índice de levantamento (IL), sweat e Cisalhamento Vertical (CV).

O IK baseia-se na diferença vertical de temperatura entre 850 hPa e 500 hPa, na disponibilidade de umidade em baixos níveis medida por meio do ponto de orvalho em 850 hPa e na sua extensão vertical demostrada pela depressão em 700 hPa, calor e umidade em abudância acarretam valores altos do índice.

O TT relaciona a taxa de variação vertical de temperatura, representada pela diferença entre as temperaturas de 850 hPa e 500 hPa, com a umidade em baixos níveis, esse índice carece de valores elevados de calor e umidade em 850 hPa e ar frio em 500 hPa para estabelecer um potencal para desenvolvimento de tempestades.

O IL compara a temperatura do ambiente no nível de 500 hPa com a temperatura da parcela elevada na atmosfera pela razão adiabática úmida, a partir de uma camada mais úmida em baixos níveis, quanto mais quente a temperatura da parcela em relação ao ambiente maior será a instabilidade associada.

O Sweat é elaborado para representar a presença de cinco parâmetro com o objetivo de verificar a possibilidade de ocorrência de tempestades severas e tornados. São considerados a umidade em baixos níveis pelo cáculo do ponto de orvalho em 850 hPa, a instabilidade utilizando o valor do índice TT, a presença dos ventos em baixos e altos níveis representado pelo vento em 850 hPa e 500hPa e , por fim, a advecção entre 850 e 500 hPa que é representado pela diferença entre a direção do vento entre os dois níveis que deve estar adequado para o hemisfério sul.

O Cisalhamento vertical pode determinar a categoria de intensidade atingido por uma célula convectiva e para medir o grau de influência no estudo de caso foi utilizado o método aplicado por Fogaccia (2001) que calcula o cisalhamento vertical entre os níveis de 1000 a 500 hPa, conforme a seguinte expressão:

$$C = \frac{V_m}{h} \tag{3.3}$$

$$V_m = \sqrt{(u_m^2 + v_m^2)} \tag{3.4}$$

$$u_m = \frac{(u_1 + u_2 + u_3)}{3} \tag{3.5}$$

$$v_m = \frac{(v_1 + v_2 + v_3)}{3} \tag{3.6}$$

$$\begin{aligned} u_1 &= u_{850} - u_{1000}; \\ u_2 &= u_{700} - u_{850}; \\ u_3 &= u_{500} - u_{700}; \\ v_1 &= v_{850} - v_{1000}; \\ v_2 &= v_{700} - v_{850}; \\ v_3 &= v_{500} - v_{700}; \end{aligned}$$

onde:

h é a altura da camada de 500 hPa e v_m é o vento médio horizontal da baixa troposfera.

3.3 Simulações

São utilizados dados de Reanálise do ERA-Interim dispostos em grade regular de 0,7° × 0,7° e frequência temporal de 6 horas (00, 06, 12, e 18 UTC), disponível para 60 níveis de pressão, desde 1.000 hPa até 0,1 hPa como condição inicial e de contorno das simulações.

Outras características da simulação são:

- 56 níveis na vertical;
- Número de pontos zonal e meridional de 180 × 140, grade-mãe (domínio externo), e 133 × 151, grade ou domínio aninhado;
- Domínios: 27 km e 9 km (razão de 1:3 entre o espaçamento dos domínios) e
- As parametrizações físicas seguem (SILVA; FISCH, 2013) e estão mostrados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Parametrizações físicas utilizadas na simulação do caso

Microfísicas	WRF Single-Moment 3-class
Radiação	RRTM para ondas longas Esquema de Dudhia para ondas curtas
Camada Superficial	MM5 similarity
Superfície	Noah-LSM
CLP	Yonsei University Scheme
Cumulus	Kain Fritsch

Fonte: Adaptada de Silva e Fisch (2013)

O tempo de integração é de 6 h (spin up) + 48 h (período útil) a partir de 18 UTC de 18/10/2011. As parametrizações dinâmicas seguem o modelo de configuração padrão do WRF.

A simulação é configurada com dois domínios de integração com objetivo de verificar se a representação do sistema que gerou a chuva intensa é melhorada em uma escala espacial mais refinada (espaçamento horizontal menor).

4 CARACTERIZAÇÃO OBSERVACIONAL

4.1 Comparação entre os dados do CPC com do GPCP

A figura 4.1 mostra o comportamento do total diário de precipitação em função da variação de um limiar estabelecido para as duas fontes de dados (CPC e GPCP). O número do total diário decai rapidamente à medida que os limiares aumentam para ambos os conjuntos.

Figura 4.1 - Seleção do limiar

O eixo das ordenadas representa o total diário de precipitação e o eixo das abscissas a variação do limiar. Essa função compara as duas fontes de estimativa de precipitação. O CPC está representado pela linha contínua azul e o GPCP, pela linha vermelha.

Fonte: Produção do autor.

Para os limiares inferiores a 0,65 mm, ocorre uma queda significativa do total diário de precipitação do CPC, o que pode caracterizar que os eventos de precipitação integram a primeira categoria de chuva da região descrita anteriormente. À medida que o limiar aumenta, as duas séries mantêm uma diferença quase constante. Como o estudo de precipitação realizado neste trabalho baseia-se em dados obtidos por meio de medição não-convencional, os valores que representam as séries dependem

significativamente do método aplicado a cada produto (interpolação no caso do CPC e estimativa de precipitação no caso do GPCP), devido a isto, os baixos valores de acumulado de precipitação estão sujeitos à maior incerteza.

No intervalo de 0,65 a 5 mm, verifica-se uma diferença máxima de 40 dias entre os totais diários de precipitação das duas fontes de dados, aproximadamente, ou seja, uma redução em torno de 75% em relação à diferença verificada no marco inicial ou limiar zero.

Considerando que os totais diários de precipitação convergem à medida que o limiar aumenta e que há uma queda significativa na sua diferença a partir do limiar de 0,65, escolhe-se o limiar de 1 mm. Esse limiar corresponde ao de dias úmidos (TANK et al., 2009), e é aplicado aos dados do CPC para obter os valores de PWET e o NWET.

Não se confirma a suposição de que à medida que se aumenta o valor do limiar, os totais diários de precipitação contabilizados ocorrem em dias idênticos. Verifica-se que os dias úmidos coincidentes não superam a metade dos totais diários de precipitação selecionados em cada fonte. Essa diferença pode advir do período diferenciado de 24 horas adotado como referência para o cômputo do acumulado de chuva, ou também da metodologia aplicada em cada produto para obter os acumulados diários.

4.2 Características dos dias úmidos

A Tabela 4.1 mostra a média e o desvio-padrão de PWET e NWET no trimestre seco do CLA. Em média, ocorrem cerca de 9 dias úmidos no trimestre (ou seja, 3 dias/mês), e o total trimestral (acumulado nos dias úmidos) é cerca de 32 mm. Esses valores concordam com os obtidos por Pereira et al. (2002) e Barros (2008) utilizando dados do pluviômetro instalado no CLA. Barros (2008) verificou que, para o trimestre seco, o número médio de eventos por mês é em torno de três. Ressalta-se que o critério estabelecido por Barros para selecionar os eventos de precipitação no período de setembro de 1993 a março de 2007 é diferente do apresentado neste trabalho; o critério consistiu em selecionar o evento que apresenta um período consecutivo de horas com precipitação maior que 0,1 mm.

Tabela 4.1 - Média ± desvio padrão do acumulado e do número de dias úmidos para os meses do trimestre seco (set, out e nov) e para o trimestre (SON). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos).

	set	**out**	**nov**	**SON**
número de dias úmidos (dias)	2,9 ± 3,3	2,4 ± 2,9	3,3 ± 3,0	8,7 ± 7,2
acumulado dos dias úmidos (mm)	8,9 ± 11,1	9,7 ± 14,6	13,1 ± 18,4	31,6 ± 15,6

Fonte: Produção do autor.

Em novembro, o total e o número de dias com precipitação são um pouco maiores que nos outros meses. Isso concorda com o obtido por Souza (2013) utilizando dados do GPCP, de 1997 a 2012. O autor obteve uma climatologia para o trimestre seco dos eventos e dos acumulados de chuva. O autor constatou que a frequência de eventos de chuva variam de 1,5 a 3,5 em média, e que alguns deles acumularam uma quantidade de precipitação superior a dez vezes a média climatológica do mês. Além disso, verificou que o mês de novembro apresentou o maior acumulado médio, acima de 16 mm, e o maior número de eventos, de 3 a 3,5. O mês de outubro foi o mais variável, apresentando um desvio padrão de 14 mm. Logo, os valores obtidos neste trabalho concordam com os encontrados na literatura que utilizam outros conjuntos de dados.

Houve dias com acumulados muito expressivos. Os maiores ocorreram no ano de 1989, levando a um acumulado para o mês de novembro de 78,2 mm, e no ano de 1995, em que o acumulado em novembro foi de 63,1 mm.

A figura 4.2 mostra a frequência de casos de dias úmidos consecutivos. A frequência decai rapidamente com o aumento do número de dias consecutivos. Cerca de 72% dos dias úmidos corresponde a dias isolados (ou seja, sem precipitação no dia anterior e posterior ao dia úmido). O restante (cerca de 28%) distribui-se em casos de 2 a 5 dias úmidos consecutivos. Os casos com 4 ou 5 dias consecutivos são raros; em todos os anos considerados (37 anos), houve somente 7 (em média, 1 caso a cada 5 anos). Nos anos em que ocorreram esses casos (1979, 1984, 1986 e 1989), o total trimestral e o número de dias úmidos no trimestre seco ficaram muito acima da média (Figura 4.4). Em particular, nos 2 casos com 5 dias consecutivos, os acumulados foram expressivos: 37 e 57 mm. O fato de existir um número considerável de casos de dias úmidos consecutivos sugere que o enfraquecimento das condições desfavoráveis à

convecção profunda no trimestre seco pode perdurar por alguns dias.

Figura 4.2 - Dias úmidos

Frequência de dias úmidos consecutivos para os meses do trimestre seco (SON). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos).

Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, a estiagem - intervalo temporal sem dias úmidos - é bastante variável, podendo chegar a mais de 1 mês (não mostrado), ratificando Barros (2008). Usualmente, as estiagens mais longas encontram-se entre 1 e 2 meses. Excepcionalmente, a estiagem passa de 2 meses; por exemplo, em 1981, houve uma estiagem com 76 dias consecutivos sem chuva, ilustrando como as condições desfavoráveis à convecção profunda podem ser muito persistentes durante o trimestre seco.

4.3 Ciclo diário

Baseado nos dados do CMORPH, são selecionados 38 dias com precipitação acumulada igual ou superior a 1 mm e considerados dias úmidos com os dados do CPC. A figura 4.3 mostra o acumulado médio de chuva ao longo do dia a cada 3 horas. Verifica-se que o ciclo diário é bem uniforme e apresenta um acumulado máximo

entre 12 e 15 UTC.

Figura 4.3 - Comparativo entre CMORPH e EMS-CLA

Ciclos diários dos acumulados médios de precipitação durante o trimestre seco (SON) no CLA referentes aos dados estimados pela técnica CMORPH (linha contínua verde) e registrados pela EMS-CLA (linha contínua preta), cujos períodos levantados são 1998 a 2015 e 1993 a 2016, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Baseado nos dados da EMS-CLA (dados horários), são selecionados 17 dias com precipitação acumulada igual ou superior a 1 mm e considerados dias úmidos com os dados do CPC. Na figura 4.3, verifica-se que um padrão similar ao do CMORPH, com máximo entre 12 e 15 UTC e mínimo entre 00 e 03 UTC, mas menos uniforme.

O ciclo da EMS-CLA concentra a chuva no período diurno, entre 09 e 18 UTC, diferentemente do ciclo do CMORPH, que a distribui ao longo do dia. Essa diferença pode advir de vários fatores, como a técnica aplicada para obtenção da precipitação, do pequeno conjunto de dias selecionado e da abrangência da área a que se refere o dado.

O ciclo diário coincide com a frequência de eventos ao longo do dia descrito por Barros (2008), principalmente quando se considera o resultado baseado nos dados da estação meteorológica, no entanto diverge da afirmação, da mesma autora, de que na estação seca os maiores totais de precipitação ocorrem no período noturno. Os mesmos motivos mencionados acima podem ter contribuído para esta discordância.

4.4 Variabilidade interanual

A Figura 4.4 mostra as séries temporais das anomalias normalizadas de PWET e NWET, segundo a Eq. 3.1, no trimestre seco. Ambas as séries possuem expressiva variabilidade interanual, confirmando o trabalho de Souza (2013), bem como uma ligeira tendência de diminuição ao longo do tempo. Essa tendência é oposta à encontrada por Oyama e Oliveira (2016) para a frequência de eventos extremos de precipitação utilizando dados do CPC, e pode estar associada não somente a variabilidades mais longas, mas também ao fato do número de estações para obter os dados do CPC ter diminuído ao longo do tempo (SILVA et al., 2007b; PINHEIRO; OYAMA, 2013). Em relação à magnitude das anomalias, as maiores anomalias positivas concentraram-se antes de 1990 (notadamente em 1984 e 1989 para PWET e NWET, e 1986 para NWET).

Figura 4.4 - Variabilidade interanual de NWET e PWET

Série temporal dos valores normalizados de NWET (linha azul escura com quadrados) e PWET (linha vermelha com triângulos), e retas de regressão linear (reta em cor preta para NWET e em cor vermelha para PWET). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos).

Fonte: Produção do autor.

Há anos em que o acumulado de chuva ultrapassa a média climatológica em 40 mm ou mais e, em outros, ficam abaixo da média, em torno de 20 mm ou menos. Os anos de anomalia positiva apresentam maior variabilidade em magnitude em comparação com os anos de anomalia negativa.

Na figura 4.4, é possível notar que as séries temporais estão em fase em muitos períodos. Para testar a relação entre as anomalias de PWET e as de NWET, a figura 4.5 mostra o diagrama de dispersão entre essas duas variáveis. Existe uma clara correlação linear positiva entre as variáveis (r = 0,82), ou seja, quanto maior (menor) é PWET, maior (menor) é NWET. Além disso, em 70% dos anos considerados, o sinal das anomalias de PWET e NWET é o mesmo. Essa concordância é particularmente clara nos anos em que o valor absoluto das anomalias é maior que o desvio-padrão para ambas as variáveis (1979, 1981, 1984, 1986, 1989 e 1992).

Figura 4.5 - Diagrama de dispersão

Diagrama de dispersão entre os valores de NWET e PWET. A reta de regressão, considerando uma relação linear sem coeficiente linear, está indicada pela reta azul. Os parâmetros da regressão estão mostrados no canto superior esquerdo. Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos).

Fonte: Produção do autor.

A relação entre a variabilidade interanual de PWET e NWET e os fatores utilizados por Marques e Oyama (2015) - NINO3, GRAD, MAG e DIR - está mostrada na Tabela 4.2. Tanto para PWET quanto para NWET, a correlação linear não é significativa com NINO3 - confirmando o trabalho de Oliveira (2014) - e DIR, mas é significativa e negativa com GRAD e MAG. Isso significa que maiores valores de PWET e NWET estão associados a GRAD negativo (apontando para sul, ou seja, Atlântico Sul mais aquecido que o Atlântico Norte) e magnitude do vento abaixo da média do trimestre seco (ou seja, inferior a 8,9 m s^{-1}). Apesar de haver correlação linear significativa, a fração de variância explicada (coeficiente de determinação, r^2) por GRAD e MAG é pequena para PWET - 10% (= 0,31 × 0,31) para GRAD e

9% (= 0,30 × 0,30) para MAG - e maior para NWET - 15% (= 0,39 × 0,39) para MAG e 27% (=0,52 × 0,52) para GRAD.

Tabela 4.2 - Correlação linear de Pearson (r) entre NWET ou PWET e NINO3, GRAD, MAG ou DIR. Os valores com asterisco (*) são estatisicamente significativos com confiança de 90% (valor absoluto de r acima de 0,27). Período: 1979 a 2016, exceto 2006 (37 anos).

	NINO-3	**GRAD**	**MAG**	**DIR**
NWET	-0,10	$-0,52^*$	$-0,39^*$	+0,10
PWET	-0,14	$-0,31^*$	$-0,30^*$	+0,10

Fonte: Produção do autor.

4.5 Modelagem estatística

Para os dias úmidos, as distribuições teóricas (normal, log-normal, gama, exponencial e Weibull) não possuem aderência significativa às distribuições do total diário de precipitação obtido com base nos dados do CPC (amostra 1). Assim, opta-se por restringir as amostras para os dias com excedência $\geq$ 1 mm/dia, ou seja, com total diário $\geq$ 2 mm/dia. Para a nova amostra, a distribuição log-normal, com parâmetros iguais a 0,1631 (média) e 1,326 (desvio-padrão) estimados pelo método da máxima verossilhança, possue aderência significativa (nível de teste de 1%) à distribuição observada da excedência ($\geq$ 1 mm/dia) em todos os testes (χ^2, Kolmogorov-Smirnov e Anderson-Darling). Há uma excelente concordância visual entre as distribuições acumuladas (teórica e observada) da excedência $\geq$ 1 mm/dia, ratificando os resultados dos testes de aderência 4.6.

A ocorrência de dias com totais elevados é rara. Esse comportamento aparece no histograma observado como frequências pequenas distribuídas de forma esparsa ao longo das classes dos totais mais elevados. A distribuição teórica permite obter a probabilidade de ocorrência dos totais mais elevados - ou seja, das excedências mais altas - de forma mais precisa.

Figura 4.6 - Função densidade de probabilidade

Ajuste estatístico à amostra de precipitação excedente diária $\geq$ 1 mm (linha azul) e distribuição acumulada log-normal (linha vermelha). Parâmetro de posição (Loc = média de ln (x)), escala (desvio padrão de ln (x)) e o número de observação (N).

Fonte: Produção do autor.

Baseada na distribuição log-normal com os parâmetros obtidos para excedências $\geq$ 1 mm/dia, a probabilidade de ocorrência de total diário acima de um dado valor, calculada por meio da Eq. 3.2, está mostrada na figura 4.7. A probabilidade decresce rapidamente com o aumento do valor. A frequência média de NWET corresponde a 9,6% dos dias do trimestre (= 8,7 / 91), e o total médio nos dias úmidos é de 3,6 mm/dia (= 31,6 / 8,7) (Tabela 4.1). A probabilidade de ocorrência de totais acima dessa média é de somente 2,4%. Para totais mais elevados, como dos dias com precipitação intensa, a probabilidade de ocorrência é de somente 0,5%. Embora muito infrequentes, existe um claro padrão espacial da atividade convectiva e das condições atmosféricas nos dias com precipitação intensa com convecção profunda, como será mostrado nas próximas seções. Para os dias com precipitação muito intensa (total diário $\geq$ 20 mm/dia; (TANK et al., 2009), como o caso de 20/out/2011, a probabilidade decai para 0,2%.

Figura 4.7 - Gráfico de probabilidade

Probabilidade de ocorrência (%) de total diário acima de um dado valor (eixo horizontal) baseada na modelagem estatística com a distribuição log-normal.

Fonte: Produção do autor.

4.6 Atividade convectiva e condições atmosféricas

Os campos de ROLE foram analisados com objetivo de comparar o perfil médio da atividade convectiva (climatologia) com o padrão convectivo associado aos dias com convecção profunda e precipitação intensa no CLA durante o trimestre seco.

Em média no trimestre seco, a atividade convectiva na faixa tropical da América do Sul ocorre sobre uma ampla região disposta no eixo NW-SE que se estende desde a Colômbia até o Brasil Central, passando pelo Estado do Amazonas (região A na figura 4.8a). A atividade convectiva máxima ocorre no noroeste da Colômbia. Outra região com atividade convectiva é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que atua no Atlântico Norte entre 5°N e 10°N (região B na figura 4.8a). Em ambas as regiões, A e B, ocorre claramente convergência em 850 hPa (Figura 4.10a), divergência em 250 hPa (Figura 4.11a) e maior umidade em 500 hPa (Figura 4.9a), ou seja, condições que favorecem a ocorrência de convecção profunda. Entre as regiões A e B, separando-as, encontra-se a costa norte do Brasil (CNB). Na CNB, os valores de ROLE são altos (> 240 W/m^2), indicando convecção profunda infrequente e/ou pouco expressiva, e as condições atmosféricas são opostas às das regiões A e

B: divergência em 850 hPa (Figura 4.10a), convergência em 250 hPa (Figura 4.11a) e menor umidade em 500 hPa (Figura 4.9a).

Nos dias com precipitação intensa e convecção profunda, ocorre a expansão da atividade convectiva da região A em direção à CNB e da região B para oeste, e a intensificação da convecção (ROLE $\leq$ 210 W/m^2) em algumas áreas no interior do continente (como o centro-norte do Estado do Maranhão) e na ZCIT (Figura 4.8b). As anomalias de ROLE mostram uma ampla faixa na direção NW-SE que inclui a CNB com valores negativos expressivos (Figura 4.8c) e significativos (Figura 4.8d), o que indica surgimento e/ou intensificação da convecção. Essa faixa é semelhante à encontrada por Oyama e Oliveira (2016) nos casos de precipitação extrema e mantém-se mesmo considerando um conjunto maior de dias, como os 42 dias com total acima da média nos dias úmidos (ou seja, $>$ 3,6 mm/dia) e ROLE $\leq$ 230 W/m^2 (não mostrado). Sobre a faixa, a atividade convectiva está associada ao enfraquecimento significativo das condições desfavoráveis à convecção, com a presença de maior umidade em 500 hPa (Figura 4.9c), anomalias de divergência em 250 hPa (Figura 4.11c) e, no lado continental da faixa, anomalias de convergência em 850 hPa (Figura 4.10c) e de convergência de umidade em 925 hPa (não mostrado). A presença de anomalias de convergência de umidade nos níveis troposféricos mais baixos sobre a costa norte do Brasil concorda com Marques e Souza (2015).

A extensão da faixa indica que, nos dias com precipitação intensa com convecção profunda no trimestre seco, a atividade convectiva não ocorre de forma isolada ou esparsa, mas se organiza em um padrão definido envolvendo escalas horizontais maiores. As condições atmosféricas de maior escala são coerentes com a convecção profunda sobre a faixa: convergência em baixos níveis, divergência em altos níveis e maior umidade em médios níveis. A média de casos, embora útil na identificação de características comuns, não permite obter claramente os transientes associados aos eventos (como, por exemplo, Sistemas Frontais que podem afetar indiretamente a costa norte do Brasil; (TAVARES, 2008; MARQUES; SOUZA, 2015)). Para abordar esse aspecto, estudos de casos (eventos) seriam necessários.

Figura 4.8 - Análise de ROLE

Média de ROLE (W m^{-2}) no trimestre SON no período de 1979 a 2012 (a), média dos 15 dias de precipitação intensa e convecção profunda (b), diferença entre as médias (c) e valor do teste t-Student da diferença de médias (d) ; as áreas em azul e vermelho referem-se a diferenças significativas a um nível de teste de 5%). "A" e "B" indicam áreas com convecção profunda no trimestre seco (descritas no texto).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.9 - Análise de umidade específica

Média de umidade específica em 500 hPa (g/kg) no trimestre SON no período de 1979 a 2017 (a), média dos 15 dias de precipitação intensa e convecção profunda (b), diferença entre as médias (c) e valor do teste t-Student da diferença de médias (d; as áreas em azul e vermelho referem-se a diferenças significativas a um nível de teste de 5%).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 - Análise da atmosfera em 850hPa

(a) (b)

(c) (d)

Semelhante à figura (4.8), mas para a divergência atmosférica em 850 hPa ($10^{-6}\ s^{-1}$). Nos painéis "a" e "b", as linhas de corrente estão plotadas.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Análise da atmosfera em 250hPa

Semelhante à figura (4.8), mas para a divergência atmosférica em 250 hPa ($10^{-6}\ s^{-1}$). Nos painéis "a" e "b", as linhas de corrente estão plotadas.

Fonte: Produção do autor.

5 ESTUDO DE CASO E SIMULAÇÕES

Neste capítulo, enfoca-se a ocorrência de um evento chuva intensa sobre o CLA no dia 20 de outubro de 2011. Inicialmente (seção 5.1) realiza-se um estudo observacional em que se analisam a evolução temporal do padrão horizontal de convecção profunda, o quadro sinótico sobre a região, as variáveis de grande escala que contribuíram para organizar a convecção e o perfil termodinâmico da atmosfera. Então (seção 5.2), avalia-se a capacidade do modelo WRF em simular o caso, ou seja, em simular a formação, o desenvolvimento e o deslocamento do sistema convectivo que levou à chuva intensa sobre o CLA.

5.1 Estudo observacional do caso

5.1.1 Descrição geral

Entre o dia 19 a 21 de outubro de 2011, houve um acumulado de 56,1 mm na região do CLA, segundo os dados do CPC. No dia 20/10/2011, a média diária de ROLE sobre a região foi de 173,5 W/m^2. O evento de chuva intensa acarretou transtornos em São Luís-MA. Uma reportagem jornalística (JORNALPEQUENO, 2011) relatou a ocorrência da forte chuva que alagou ruas e avenidas da capital maranhense, causando impacto na mobilidade urbana e danos materiais. No dia 20/10/2011, a EMS-CLA registrou um acúmulo de precipitação de 68,7 mm.

Figura 5.1 - Histórico horário

Mostra os totais horários de precipitação obtidos da EMS-CLA (colunas azuis) e do CMORPH (linhas contínuas em vermelho).

Fonte: Produção do autor.

O aumento da nebulosidade sobre a região foi registrado nas observações de superfície do aeródromo de São Luís. Segundo as informações meteorológicas aeronáuticas regulares e especiais (METAR/SPECI disponíveis em https://www.redemet.aer.mil.br/), houve aumento gradativo de nebulosidade e precipitação intermitente às 0500 UTC do dia 20/10/2011 (não mostrado). Às 1100 UTC, um sistema convectivo atingiu a cidade de São Luís. A precipitação foi contínua e sua intensidade variou de leve a moderada. Houve presença de trovoada sobre o aeródromo a partir das 1132 UTC até as 1300 UTC.

Figura 5.2 - Variação horária dos parâmetros meteorológicos

(a)

(b)

(c)

Comportamento da pressão (a), da direção (azul) e velocidade (vermelho) do vento (b), da temperatura (vermelho) e umidade relativa (azul) do ar (c) em superfície no período de 00 UTC do dia 19 até 24 UTC do dia 21.

Fonte: Produção do autor.

De acordo com a EMS-CLA (Figura 5.1), a chuva iniciou-se às 1001 UTC e manteve-se entre 1301 UTC e 2159 UTC. A chuva foi mais intensa entre 1300 e 1359 UTC, quando o acumulado significativo foi de 36,8 mm. Com os dados do CMORPH, estima-se que o sistema convectivo passou a atuar na região ao redor do CLA duas horas antes. A série temporal da quantidade de chuva estimada com os dados do CMORPH é mais contínua e suavizada, e a quantidade máxima é inferior à observada na EMS-CLA, o que é esperado, pois as estimativas do CMORPH foram calculadas como uma média em área. A máxima intensidade está defasada em 2 horas em relação aos dados da EMS-CLA.

A figura 5.2 mostra uma brusca variação de pressão (Figura 5.2a), em torno de 4 hPa, entre 21 e 24 UTC, no período que antecedeu a formação do evento. O vento de superfície (Figura 5.2b) apresenta-se de norte-nordeste e injeta umidade na região, antes da formação e desenvolvimento do sistema. A aproximação do sistema intensifica a velocidade do vento no período da madrugada/manhã (Figura5.2b). Há uma queda na temperatura (Figura 5.2c) e um aumento da umidade (Figura 5.2c) durante a atuação do sistema na região do CLA.

Figura 5.3 - Representação a disposição do evento, durante e depois, na região de estudo

(a) 1215 UTC (b) 1800 UTC

Ilustra a atuação do SCM na região do CLA (a) e o deslocamento do sistema até Belém-PA (b) durante o dia 20/11/2011 por meio das imagens de satélite METEOSAT9 no canal infravermelho com realce.

Fonte: CPTEC/INPE.

Analisando as imagens de satélite das 13 às 20 UTC do dia 20, verifica-se uma ampla atividade convectiva sobre o Maranhão e o leste do Pará que se mantém na região por 7 horas. Inicialmente, às 1215 UTC, a região de máxima atividade convectiva concentra-se sobre o nordeste do Maranhão (Figura 5.3a) e sua borda mais ao norte provoca chuvas intensas no CLA. Seis horas depois, o sistema desloca-se para noroeste em plena atividade e atinge Belém-PA (Figura 5.3b), enquanto que outro sistema convectivo desenvolve-se sobre o norte do Piauí, permanecendo estacionário até seu enfraquecimento. O evento contribui para que os totais pluviométricos mensais ultrapassem a climatologia do mês de outubro no norte da Região Nordeste (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, 2011).

5.1.2 Detalhamento

A figura 5.4 mostra a evolução das atividades convectivas até o momento da formação do Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) que, posteriormente, ocasionou a

chuva intensa sobre a região do CLA. O sistema resultou de aglomerados convectivos provenientes das atuações da Convecção Continental Diurna (CCD), de uma LIC e de uma LICON que geraram um SCM com uma organização circular e que, posteriormente, interage com outro SCM, com características morfológicas semelhantes, sobre o nordeste do Pará e estabelece expansão de aglomerados convectivos desorganizados.

Figura 5.4 - Evolução da atividade convectiva

(a) 20UTC 19/10/2011 (b) 23UTC 19/10/2011 (c) 00UTC 20/10/2011

(d) 02UTC 20/10/2011 (e) 04UTC 20/10/2011

Mostra uma sequência de imagens de satélite METEOSAT-9 no canal infravermelho com realce antes da atuação do SCM sobre o CLA. O domínio estabelecido para a simulação do WRF é representado pelo quadrado em amarelo e sinalizado pela letra (A), esse painel ilustra a gênese do SCM localizado entre o Piauí e o Maranhão.

Fonte: CPTEC/INPE.

A CCD ocorreu em função do aquecimento da superfície e expandiu-se sobre a

região Centro-Oeste, Norte e Nordeste, atingindo sua máxima intensidade no final da tarde e mínima na madrugada. A partir das 00 UTC do dia 20, é nítido seu enfraquecimento (Figuras 5.4c-d). Integrada à CCD ocorreu a formação de uma LICON sobre o oeste da Bahia (Figura 5.4b). Em geral, solos e relevo heterogêneos são fatores favoráveis ao desenvolvimento da LICON (COHEN; GANDU, 2002; BRAGA; COHEN, 2004). A figura 5.5 apresenta o relevo da região que ilustra o chapadão localizado a oeste da Bahia (polígono pontilhado em azul); nas suas adjacências (polígono pontilhado em verde), estabeleceram-se os aglomerados convectivos que deram origem a LICON. Este sistema formou-se orientada na direção nordeste - sudoeste, e estendeu-se entre os polígonos demarcados quase perpendicularmente à costa do Maranhão, similar aos casos estudados por Cohen e Gandu (2002), Braga e Cohen (2004). Na figura 5.4a, a LIC é identificada no estágio maduro, atuando do litoral nordeste do Pará até o norte do Piauí. A LIC teve uma discreta propagação para o interior do continente (Figura 5.4b).

Figura 5.5 - Relevo da região

Mostra o relevo da região nordeste, parte da região norte e centro oeste. A área delimitada pelo polígono em azul é composta pelo chapadão da Bahia e a depressão do Tocantins. A área delimitada pelo polígono em verde representa o local onde os sistemas convectivos intensificaram. O domínio foi utilizado no modelo WRF para simulação do caso.

Fonte: Produção do autor.

O centro-sul do Piauí e sudeste do Maranhão é a região onde ocorre o encontro dos três sistemas em estágio de dissipação (Figuras 5.4c-d). Houve, porém, a manutenção de algumas células convectivas, que se intensificam nos horários posteriores. Essa intensificação (Figura 5.4e) decorreu de um ambiente que apresenta convergência de umidade em baixos níveis e um padrão de grande escala favorável (Figura 5.7; parágrafo seguinte). A topografia (Figura 5.5) também indica que pode ter havido circulação vale-montanha na intensificação das células. O aglomerado convectivo desenvolveu-se e ocupou predominantemente o estado do Maranhão. A partir das 0500 UTC do dia 20 (Figura 5.6a), tornou-se um SCM com formato circular. Neste momento, o SCM apresentou uma área estimada em 119.930 km^2 e uma temperatura de brilho predominante de -70°C. Às 0745 UTC, do dia 20 (Figura 5.6b), No entanto, o SCM não foi classificado como CCM pois a sua duração foi inferior a 6 horas,

não atendendo a um dos critérios adotados por Maddox (1980).A oeste do SCM, desenvolveu-se outro SCM. Às 0800 UTC do dia 20, esses dois SCM fundiram-se, resultando em uma ampla região composta por aglomerados convectivos que se deslocam de acordo com o padrão de vento 700 hPa (Figura 5.8),ou seja, no sentido noroeste (EICHHOLZ, 2017). Nesse trajeto, a borda norte do SCM ocasionou precipitações expressivas no CLA.

Figura 5.6 - Organização espacial adiquirida pelo SCM

(a) 0500 UTC de 20/10/2011 (b) 0745 UTC de 20/10/2011

Mostra duas imagens de satélite METEOSAT-9 no canal infravermelho com realce que apresenta a estrutura física apresentada pelo SCM. Em (a) estima-se a área adquirida pelo topo do SCM com temperatura de brilho em torno de -70°C. Em (b) estima-se a excentricidade do SCM mais a leste e área do topo do SCM mais a oeste antes da junção dos sistemas.

Fonte: CPTEC/INPE.

A análise sinótica evidencia que, no dia 19/10/2011, houve uma frente que atuou no litoral da Bahia, como evidenciado por bandas de nebulosidade que se estenderam do litoral norte ao sul da Bahia, no qual estiveram presentes aglomerados convectivos embutidos que se prolongaram até o sul do Ceará. O sistema frontal estacionou no dia 20 (Figura 5.4) e manteve-se conectado a uma Zona de Convergência de Umidade. Este padrão reforçou a convergência de umidade sobre a região Nordeste

e favoreceu a formação das atividades convectivas nas regiões Norte, Centro-Oeste e Nordeste. No leste da Bahia, predominou um sistema de alta pressão que impediu a formação de núcleos convectivos sobre o estado. A ZCIT oscilou mais para o sul, ultrapassando a latitude de 5° N, no dia 19/10, e favoreceu o desenvolvimento da LIC (CAVALCANTI, 1982).

Figura 5.7 - Grande escala

Mostra campos de reanálise próximo do horário de desenvolvimento do SCM (0600 UTC de 20/10/2011). Campo de divergência do fluxo de umidade em 925 hPa (10^{-6} 1/s)(a), Campo de divergência de massa em 850 hPa (10^{-6} 1/s) (b) Campo de anomalia de Omega em 500 hPa (Pa/s)(c) Campo de anomalia de umidade em 500 hPa (g/kg) (d) e Campo de divergência de massa 250 hPa (10^{-6} 1/s) (e)

Fonte: Produção do autor.

Durante a formação e desenvolvimento do sistema, verifica-se um padrão de convergência de umidade nos níveis inferiores (Figura 5.7a) associado à convergência de massa em 850 hPa (Figura 5.7b), uma anomalia de velocidade vertical ascendente e de umidade em médios níveis (Figuras 5.7c-d) e divergência de massa nos superiores (Figura 5.7e), portanto, condições favoráveis ao desenvolvimento sistemas intensos conforme visto na seção 4.6.

Figura 5.8 - Campo de vento em 700 hPa das 12 UTC do dia 20/10/2011

Mostra o padrão de vento sobre a região do CLA a partir de dados de reanálise do ERA-Interim

Fonte: Produção do autor.

Realiza-se uma análise do perfil termodinâmico e cinemático do ambiente com base nas sondagens executadas no CLA. Os IK, TT, IL, Sweat e CV são calculados e mostrados na tabela 5.1. De um modo geral, os valores mensais médios sugerem um padrão desfavorável à instabilidade ou instabilidade extrema (TT e Sweat) ou uma pequena possibilidade de ocorrência de trovoadas isoladas (IL e IK). Antes, durante e depois do evento, o IK manteve-se elevado e sintetizou adequadamente o potencial instabilidade do ambiente, confirmando (OLIVEIRA; OYAMA, 2009). O TT subestimou o potencial de instabilidade, indicando a possibilidade de tempestades

esparsas. O IL retrata parcialmente a condição de instabilidade apresentada, pois apresenta uma condição para formação de tempestades convectivas somente antes da atuação do SCM sobre o CLA. Os índices SWEAT e CV indicaram, respectivamente, um padrão desfavorável à instabilidade extrema e uma região com valores baixo de cisalhamento entre os níveis de 1000 hPa e 500 hPa.

Tabela 5.1 - Mostra os valores médios dos índices de instabilidade das 00 UTC e 12 UTC do mês de outubro de 2011 e os valores horários relativos às fases de atuação do SCM no CLA, ou seja, antes (vertical1), durante (vertical2) e depois (vertical3).

Índices	Média (00 UTC)	Média (12 UTC)	Vertical 1	Vertical 2	Vertical 3
Índice K	25,2	24,3	36,0	38,0	36,7
Total totals	43,9	41,4	47,3	43,2	43,6
IL	-1,6	-2,2	-5,4	0,9	-0,1
Sweat	216,2	200,5	199,8	250,6	209,6
CV	0,00036	0,00035	0,0002	0,00095	0,00059

Fonte: Produção do autor.

Os perfis verticais de temperatura, umidade e vento zonal ao longo da atividade convectiva também foram analisados. A sucessão temporal mostra que a atmosfera foi submetida a um processo de resfriamento e secagem em baixos níveis e um aquecimento e umedecimento nos médios níveis 5.9a-b. O padrão vertical do vento zonal mostra um afastamento do padrão médio antes da formação do sistema e uma aproximação nas duas etapas subsequentes 5.9c.

No decorrer deste estudo, verifica-se que as primeiras atividades convectivas estavam associadas ao aquecimento térmico diurno, não-uniformidade horizontal do solo e à oscilação da ITCZ mais para o sul. Os sistemas convectivos resultantes deslocaram para uma região onde havia suporte de umidade e convergência atmosférica em baixos níveis, correntes ascendentes nos médios níveis e divergência atmosférica em altos níveis, e estes fatores proporcionaram a manutenção de alguns núcleos convectivos durante a madrugada, os quais se intensificaram e formaram um SCM. Portanto, o cenário era ideal para a sua formação e o seu desenvolvimento.

Figura 5.9 - Perfil vertical em diferentes estágios (antes, durante e depois) do SCM

(a) (b)

(c)

Representa a temperatura potencial equivalente (°K) (a), a razão de mistura (g/Kg) (b) e a componente zonal do vento (m/s) (c) sobre a região do CLA. As sondegens foram realizadas às 00 e 12 UTC do dia 20/11/2011 e 00 UTC do dia 21/11/2011. O perfil vertical em preto representa a média do parâmetro no mês de outubro de 2011.

Fonte: Produção do autor.

O SCM, então, direcionou-se para o noroeste em função dos ventos que predominavam no nível de 700 hPa, conhecido como "steering level"(LAURENT et al., 2002; EICHHOLZ, 2017), e propagou-se para a região do CLA. Portanto, o SCM foi o sistema responsável pelos acumulados significativos de chuva no dia 20 de outubro de 2011.

5.2 Simulações do caso com WRF

Analisam-se as saídas horárias do campo de precipitação do modelo WRF na simulação do evento ocorrido no dia 20 de outubro de 2011 (grade principal e grade aninhada). As grades são comparadas aos produtos horários de imagem de satélite e aos acumulados horários de chuva estimados pela técnica CMORPH. O modelo WRF é configurado com a parametrização KF que obteve os melhores resultados em

simulações preliminares A.2. Outrossim, avaliam-se os campos de corrente vertical em 500 hPa e de divergência de umidade em 900 hPa.

Buscam-se identificar os detalhes regionais por meio de análise subjetiva de semelhanças/diferenças na organização dos sistemas de mesoescala e de escala sinótica. Como ponto de partida, as condições que precedem o cenário de formação, desenvolvimento e deslocamento do SCM resultam no campo de precipitação simulada mostrado na figura 5.10. A partir das 0300 UTC, é analisado o desempenho do WRF nas simulações das etapas associadas ao desenvolvimento do SCM até o instante de atuação sobre o CLA.

Figura 5.10 - Saída das 18 UTC de 19/10/2011

Campo de acumulado horário de precipitação da saída do modelo WRF. Ilustra a saída que melhor representa o cenário meteorológico observado na Imagem de satélite e nos campos de precipitação estimados do CMORPH.

Fonte: Produção do autor.

Nos horários que antecederam a formação do CCM, verifica-se que a ITCZ é simulada mais para o norte da sua posição observada (não mostrado). A CCD é simulada adequadamente no Brasil, principalmente, sobre os estados de Mato Grosso, Tocantins e Piauí. O ciclo diário da convecção segue o padrão de aquecimento solar ao longo do dia e ao resfriamento noturno. Seus núcleos mais intensos assemelham coerentemente

com as atividades observadas na imagem de satélite e as regiões de elevada precipitação estimadas pelo CMORPH e estão dispostos na direção sudoeste-nordeste. No entanto, observa-se que o modelo antecipa a formação da convecção. Por exemplo, a convecção que ocorreu sobre o sul e o centro do Piauí é simulada em horários anteriores ao observado.

Os núcleos convectivos associados à convergência de umidade sobre a região nordeste estão posicionados adequadamente, no entanto, sua área de atuação é superestimada, chegando até o centro norte do Piauí em alguns horários. Há acumulados de chuva superestimados sobre o norte da Bahia, oeste de Pernambuco e centro do Piauí; essa superestimativa pode estar associada à convergência de umidade que contribui para elevar o teor de umidade sobre a região. Os valores altos de umidade podem ter influenciado no resultado da simulação do campo de acumulado de chuva.

A formação da LIC é simulada sobre o norte do Piauí e centro norte do Maranhão pelo modelo WRF. O seu deslocamento também é simulado. No entanto, tanto a formação quanto o deslocamento são antecipados, este adiantamento da convecção foi verificado por (MATOS; COHEN, 2016).

O desenvolvimento da CDD sobre o centro do país acarreta a formação de uma atividade convectiva em forma de linha no sentido nordeste que atinge o setor central do Piauí. Este evento pode estar relacionado com a ocorrência da LICON sobre a região, mas isso não é claramente evidenciado nas saídas do modelo, devido ao grande número de núcleos convectivos simulados. No entanto, o desenvolvimento em forma de linha assemelha-se a um sistema independente, caracterizado por um rastro de atividade convectiva, mas sua magnitude é subestimada. Outros aglomerados convectivos, nas demais áreas do domínio, também, apresentam defasagem em relação ao posicionamento e à intensidade de precipitação.

Na grade aninhada, evidencia-se o avanço das atividades convectivas sobre o Piauí e ressalta-se o desenvolvimento da LIC no litoral norte da região Nordeste. Esta grade representa fidedignamente o padrão meteorológico definido pela grade principal, pois mostra o desenvolvimento e enfraquecimento da CCD e da LIC, bem como, o deslocamento associado à LIC. Esses fatores precederam a formação do CCM.

A saída das 18 UTC do dia 19 de outubro de 2011 (Figura 5.10) simboliza estes estágios, pois apresenta o cenário meteorológico mais próximo do observado. Mostra uma organização espacial da convecção coerente e consegue representar adequadamente a maioria dos sistemas meteorológicos, seus posicionamentos e estruturas,

mas subestimando as suas intensidades. Especificamente, é possível identificar o padrão espacial alcançado pela ITCZ e suas atividades convectivas mais intensas, como também, são mostradas as convecções térmicas sobre a região central, norte e parte do nordeste, com destaques para convecções intensas sobre Rondônia, leste do Mato Grosso, Tocantins, sul do Piauí e norte do Pará que coincidem com aquelas apresentadas nas imagens de satélite e campos de precipitação estimados do CMORPH. Ainda, evidenciam-se a LIC, entre os estados do Pará e Piauí, a atuação do sistema frontal no litoral da Bahia e a convergência de umidade sobre o nordeste do Brasil, mas, neste caso, há uma superestimativa da precipitação, principalmente, sobre o norte da Bahia, alagoas e Pernambuco.

Figura 5.11 - CMOHPH das 00 UTC de 20/10/2011

Campo do acumulado horário de precipitação estimada. Evidencia o acumulado significativo sobre o centro do Piauí associado às primeiras células convectivas que originou o SCM.

Fonte: Produção do autor.

Às 00 UTC do dia 20 de outubro de 2011, a presença marcante dos aglomerados convectivos no limite central entre o Piauí e Maranhão destaca a gênese do SCM,

que pode ser identificado nas imagens de satélite (Figura 5.4c). É possível verificar que, neste momento, o sistema atua significativamente sobre a região desencadeando precipitação abundante (estimativa CMORPH) (Figura 5.11). Analisam-se as saídas do modelo WRF três horas depois deste horário. A partir deste momento, a simulação mostra uma atividade convectiva organizada em linha, desde o Suriname até o leste do Maranhão, que se acopla a convergência de umidade da região nordeste, onde se encontram dois núcleos de máxima precipitação situados no norte do Piauí e no sul do Ceará, evidenciados pela figura 5.12c. A convecção simulada sobre o Piauí é subestimada em relação às observações (Figuras 5.12a e 5.12b). O núcleo ao sul do Ceará, que está conectado à convergência de umidade, apresenta um localização coerente com a convecção observada, mas não é isolado. A grade aninhada acompanha o padrão mostrado pela grade principal (Figura 5.13).

Figura 5.12 - Imagem de satélite, CMORPH e saída WRF das 03 UTC de 20/10/2011

(a) (b) (c)

Representa o desenvolvimento do SCM localizado entre o Piauí e o Maranhão, satélite METEOSAT-9 no canal infravermelho com realce (a). Campo estimado de precipitação, evidencia o acumulado significativo sobre o centro do Piauí associado ao desenvolvimento do SCM (b). Campo simulado de precipitação, representa a convecção significativa no Piauí e no sul do Ceará (c).

Fonte: Produção do autor.

Três horas depois, a imagem de satélite e o campo de precipitação estimada do CMORPH mostram que o sistema formado sobre o Piauí e o Maranhão intensifica-se e desloca-se para oeste (Figura 5.14a e 5.14b). enquanto que modelo WRF simula uma pequena mobilidade do núcleo de intensa precipitação que estaria associado à convecção máxima observada (Figura 5.14c). Além disso, o modelo mostra que o enfraquecimento da convecção sobre o sul do Ceará e apresenta um aumento sobre o centro-norte do Piauí. A comparação subjetiva em relação ao deslocamento do sistema mostra que o modelo subestimou o deslocamento para oeste. O WRF vincula

o núcleo de intensa precipitação sobre o Piauí às instabilidades que se conservaram ao longo da noite em função de uma dinâmica de grande escala favorável e que estavam associadas a ZCAS, ao Sistema Frontal e a convergência de umidade sobre o nordeste, e, por isso, o SCM não foi simulado adequadamente, pois havia condições de grande escala que dominavam o ambiente meteorológico.

Apesar das diferenças apontadas anteriormente, o padrão espacial simulado das atividades convectivas apresenta algumas semelhanças. O corredor convectivo, que parte do sul Maranhão e invade o norte do Mato Grosso, é bem representado, ainda que levemente deslocado para sudeste em relação ao padrão observado/estimado (Figuras 5.14a, 5.14b e 5.14c). Ademais, o modelo indica um padrão de velocidade vertical e de divergência de umidade favoráveis ao desenvolvimento dos sistemas convectivos que se destacaram ao longo do período estudado, notadamente, nas convecções de origem térmica, na LIC, na convergência de umidade sobre o Nordeste (Figuras 5.15a e 5.15b).

Figura 5.13 - Saída das 03 UTC de 20/10/2011

Grade aninhada que representa o Campo de acumulado horário de precipitação. Ratifica o resultado da grade principal.

Fonte: Produção do autor.

Os campos simulados de velocidade vertical em 500 hPa e de divergência de fluxo de umidade em 900 hPa são coerentes com o padrão espacial do acumulado de chuva simulado das 06 UTC e das 12 UTC do dia 20 pelo WRF (Figuras 5.15a, 5.15b, 5.15c e 5.15d). Às 06 UTC, verifica-se uma ampla área de ascendência e convergência de umidade que domina a faixa norte do Mato Grosso, atravessa o estado do Tocantins até chegar ao sul do Maranhão. A partir deste ponto, ocorre uma bifurcação que atinge o nordeste do Pará e sul do Ceará e que estão diretamente ligados aos núcleos intensos de convecção que, supostamente, representariam os SCMs formados nestas regiões. Os dados de reanálise do campo de Omega em 500 hPa apresentam um padrão semelhante; no entanto, salientam os expressivos valores de correntes ascendentes e convergência de umidade no nordeste do Pará, no Piauí, no Maranhão e no norte do Piauí e que estariam associados ao desenvolvimento do SCM (não mostrados).

Às 09 UTC do dia 20 (Figura 5.16a), os sistemas observados que dominam o estado do Maranhão e o nordeste do Pará são subestimados pelo WRF. O modelo mostra apenas núcleos intensos localizados no nordeste do Pará e norte do Piauí. O núcleo sobre o Piauí insere-se no corredor convectivo, após se deslocar levemente para oeste.

Figura 5.14 - Imagem de satélite, CMORPH e saída WRF das 06 UTC de 20/10/2011

(a) (b) (c)

Representa o desenvolvimento do SCM e seu deslocamento para oeste, satélite METEOSAT-9 no canal infravermelho com realce (a). Campo estimado de precipitação, evidencia o desenvolvimento do SCM e seu deslocamento para oeste (b). Campo simulado de precipitação, representa o enfraquecimento da convecção sobre o sul do Ceará e o fortalecimento do sistema sobre o Piauí (c).

Fonte: Produção do autor.

Às 12 UTC do dia 20, os dados de reanálise (não mostrado) refletem o movimento ad-

quirido pelo SCM nas três horas anteriores, culminando em uma ampla região que apresenta acúmulo de umidade nos níveis baixos e ascendência nos médios níveis sobre o norte do Piauí. Por outro lado, os núcleos convectivos mantêm-se exclusivamente associado ao corredor convectivo localizado na região central do Brasil. Nesse momento, o modelo não simula o deslocamento do sistema em direção à região do CLA (Figura 5.16b), conforme verificado pela observação (Figura 5.3).

Os dois núcleos, apontados nas simulações das três horas anteriores, unem-se e a região com maior intensidade predomina sobre o noroeste do Tocantins. O SCM permanece subestimado e unido a CCD que está disposta entre o Maranhão e o Mato Grosso. A ocorrência de precipitação sobre a região do CLA é simulada pelo modelo WRF apenas nos horários seguintes. Os resultados mostram somente alguns núcleos que aparecem isoladamente sobre o noroeste do Maranhão, ou seja, o modelo prevê uma precipitação isolada que pode estar associada aos erros sistemáticos verificados em simulações preliminares (chuva leve entre 11 UTC e 16 UTC, Figura A.1).

Em suma, a simulação em ambas as grades representaram adequadamente a CDD no interior do país. Posiciona a convecção coerentemente no decorrer do dia (eixo nordeste-sudeste). Sinaliza as mudanças de intensidade, apresentando uma acentuada convecção durante o dia e um processo de enfraquecimento à noite. No entanto, os horários de ocorrência foram antecipados na simulação.

A formação e o deslocamento da LICon fica subentendida em função da ampliação de núcleos convectivos que se formaram sobre o Piauí. O WRF antecipa o momento da formação da LIC, mas estima com certa precisão o seu desenvolvimento e deslocamento para o interior do continente, como também superestima a intensidade e duração das nuvens convectivas associadas à convergência de umidade sobre a região nordeste.

Figura 5.15 - Saída das 06 UTC e das 12 UTC de 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Ilustra os Campos de velocidade vertical (cm/s) em 500 hPa e de divergência do fluxo de umidade (10^{-6} 1/s) em 900 hPa. As correntes ascendentes (cor azul) (a) e a convergência de umidade (cor azul) (b) predominam sobre áreas com atividades convectivas. As correntes ascendentes (c) e a convergência de umidade (d) não evidenciam um padrão relacionado ao desenvolvimento do SCM.

Fonte: Produção do autor.

O modelo simula a fusão da CCD com o canal úmido situado na região Nordeste. Esse padrão não foi evidenciado nas imagens de satélite e nas estimativas de precipitação dos dados do CMORPH, o que pode indicar que o WRF interpreta um ambiente com alta umidade como uma região propícia à ocorrência de precipitação.

A formação do SCM foi estimada parcialmente pelo modelo. Identifica-se uma convecção significativa desenvolvendo-se sobre o Piauí que se mantém quase estacionada e ligada aos demais sistemas convectivos. Fica evidente que o WRF subestima a in-

tensidade, duração e movimento do SCM. Outrossim, verifica-se que as simulações subestimam a quantidade acumulada de precipitação, uma vez que os valores estimados de acumulado de chuva (CMORPH) apresentam resultados bem acima de 4,5 mm.

Figura 5.16 - Saída das 06 UTC e das 12 UTC de 20/10/2011

(a) (b)

Campo de acumulado horário de precipitação. Representa as convecções intensas sobre nordeste do Pará e norte do Piauí (a). Representa a junção dos núcleos convectivos mais intensos com a CCD. O local de atuação predomina sobre o noroeste do Tocantins (b).

Fonte: Produção do autor.

O SCM que surge a partir da união entre dois SCMs não é simulado corretamente; o WRF vicula-o ao corredor convectivo (Figura 5.16b), evidenciado sobre o norte do Tocantins. Portanto, a causa da precipitação significativa sobre o CLA não foi simulada, uma vez que as saídas horárias apresentam uma precipitação isolada e intermitente que contrasta com os dados observados. Os fenômenos de escala maior foram simulados de forma mais realista, pois apresentam um alinhamento condizente com os parâmetros de grande escala simulado e com os padrões dos sistemas meteorológicos observados.

6 CONCLUSÕES

Neste trabalho, abordaram-se os dias úmidos na região do CLA (domínio de 1° × 1° aproximadamente centrado no CLA) no trimestre seco (SON). Totais diários de precipitação do CPC/NOAA em 1979-2005 e 2007-2016 (37 anos) foram utilizados para fazer o levantamento dos dias úmidos. Em média, ocorrem 9 dias úmidos no trimestre, e o total trimestral dos dias úmidos é de 32 mm. Esses valores confirmam os obtidos em trabalhos anteriores (PEREIRA et al., 2002; BARROS, 2008). Cerca de 72% dos dias úmidos corresponde a dias isolados; o restante distribui-se em casos de 2 a 5 dias úmidos consecutivos. Em todos os anos considerados, houve somente 2 casos com 5 dias consecutivos.

A frequência e o acumulado trimestral dos dias úmidos (NWET e PWET, respectivamente) possuem expressiva variabilidade interanual, e essa variabilidade não está associada ao índice NINO3. Isso confirma os resultados de trabalhos anteriores (SOUZA, 2014; OLIVEIRA, 2014). PWET e NWET estão correlacionados positiva e significativamente entre si, ou seja, quanto maior (menor) PWET, maior (menor) NWET. A variabilidade de PWET e NWET possui correlação significativa com GRAD e MAG. Maiores valores de PWET e NWET estão associados a GRAD negativo (apontando para sul, ou seja, Atlântico Sul mais aquecido que o Atlântico Norte) e MAG inferior à média do trimestre seco (ou seja, inferior a 8,9 m/s).

As excedências $\geq$ 1 mm/dia (ou seja, os totais diários $\geq$ 2 mm/dia) podem ser modeladas estatisticamente por meio de uma distribuição log-normal com parâmetros iguais a 0,1631 (média) e 1,326 (desvio-padrão). Baseada nessa distribuição, a probabilidade de ocorrência de um dia de precipitação intensa (total diário $\geq$ 10 mm/dia) é de somente 0,5% no trimestre seco.

No trimestre seco, em média, a atividade convectiva na faixa tropical da América do Sul ocorre sobre uma extensa região orientada na direção NW-SE estendendo-se a Colômbia até o Brasil Central. Nos dias com precipitação intensa e convecção profunda, essa região expande-se em direção à costa norte do Brasil. Isso leva a anomalias de ROLE negativas e significativas estatisticamente sobre uma ampla faixa que cobre a costa norte do Brasil. Essa faixa é semelhante à encontrada por Oyama e Oliveira (2015) nos dias de precipitação extrema sobre a região do CLA. Sobre a faixa, a atividade convectiva está associada à presença de maior umidade em 500 hPa, anomalias de divergência em 250 hPa e, no lado continental da faixa, anomalias de convergência em 850 hPa. A grande extensão da faixa indica que, nos dias com precipitação intensa com convecção profunda no trimestre seco, a atividade

convectiva não ocorre de forma isolada ou esparsa, mas se organiza em um padrão definido envolvendo escalas horizontais maiores.

Os resultados mostraram o desenvolvimento de um CCM que predominou sobre o estado do Maranhão. Os ciclos diários de precipitação no CLA (EMS-CLA e CMORPH) apresentaram um comportamento similar e evidenciaram a longevidade do sistema. A flutuação temporal dos parâmetros meteorológicos revela que houve uma oscilação significativa no campo de pressão antes da atuação do CCM. O comportamento do vento é alterado em relação aos dias adjacentes, anterior e posterior, apresentando velocidade mais intensa no início do dia e direção de nordeste e menos intensa no final da tarde e noite com direção de sul/sudoeste, como também, são identificadas queda na temperatura e aumento de umidade em superfície.

O CCM surge a partir de núcleos convectivos persistentes e isolados localizados entre o Piauí e Maranhão resultando do enfraquecimento de três sistemas: CCD, LIC e LICON. As imagens de satélite mostraram o desenvolvimento e evolução destes sistemas que atingiram sua maturidade no início da tarde e à noite/madrugada enfraqueceram. O quadro sinótico aliado a um padrão de grande escala contribuiu para o desenvolvimento do CCM. Verifica-se que na região de origem havia um padrão de convergência atmosférica e de umidade em baixos níveis, associado a correntes ascendentes nos níveis médios somado a uma divergência atmosférica nos níveis altos. Ressalta-se, também, a importância do relevo no desenvolvimento de núcleos convectivos associado à LICON, como também, o mecanismo típico de vale-montanha na gênese do CCM. Os ventos em 700 hPa foram determinantes para que o sistema deslocasse para CLA.

A média dos índices termodinâmicos para o mês de outubro (00 UTC e 12 UTC) confirma a tendência desfavorável à formação convectiva severa. Para o dia analisado, verifica-se que o IK apresenta resultados mais adequados à magnitude e à duração do sistema, enquanto que o IL indica apenas condições favoráveis para a formação. O Sweat e TT subestimam a instabilidade da atmosfera. O índice CV torna-se elevado durante a passagem do sistema sobre o CLA. Neste episódio, o perfil vertical é submetido a um processo de resfriamento e secagem em baixos níveis, enquanto que, nos médios níveis, ocorrem aquecimento e umedecimento, em função do mecanismo que transporta ar quente e úmido da superfície e ar frio e seco da atmosfera média e alta. O padrão vertical do vento zonal antes da formação do sistema difere significativamente do perfil médio do mês, enquanto que nas fases posteriores o comportamento aproxima-se da média.

Os resultados da simulação mostram que a grade principal e a aninhada representaram bem a CCD ao longo do dia. Posiciona-a em local coerente, preserva sua direção (eixo nordeste-sudeste) e acompanha os processos térmicos diários. Algumas saídas anteciparam a ocorrência dos eventos. A LICON não é descriminada claramente pelo modelo, ao contrário da LIC que foi bem caracterizada sobre estado do Maranhão, bem com, seu deslocamento para o sul do Piauí. A convergência de umidade sobre o nordeste é apresentada como uma região que apresenta um índice de precipitação elevado contrariando a observação. Por fim, verifica-se que a simulação subestima a formação, desenvolvimento e deslocamento do CCM, portanto não evidencia adequadamente a causa da precipitação no CLA. Outrossim, indica uma condição de grande escala favorável ao desenvolvimento de tempestades na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R.; DIAS, M. A. S.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. Verification of the role of the low level jets in amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 1, p. 36–44, 2011. 8

ASSIS, F. **Modelagem da ocorrência e da quantidade de chuva e de dias secos em Piracicaba-SP e Pelotas-RS**. 1991. 134 p. Tese (Doutorado em Agronomia) — Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1991. 16

BARGER, G. L.; THOM, H. C. Evaluation of drought hazard. **Agronomy Journal**, v. 41, n. 11, p. 519–529, 1949. 16

BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008. 1, 2, 5, 6, 24, 26, 27, 61, 74

BARROS, S. S.; 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. 5, 6

BRAGA, R. H. M.; COHEN, J. C. P. Estudo termodinâmico de casos de linhas de instabilidade no leste da amazônia. caso 2: Linha de instabilidade continental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza, CE. **Proceedings...** [S.l.], 2004. 10, 44

CASTELLVI, F.; MORMENEO, I.; PEREZ, P. Generation of daily amounts of precipitation from standard climatic data: a case study for Argentina. **Journal of Hydrology**, v. 289, n. 1-4, p. 286–302, 2004. 16

CASTRO, R. **Distribuição probabilística da frequência de precipitação na região de Botucatu-SP**. 1994. 101 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) — Universidade Estadual Paulista, Botucatu, 1994. 16

CATALUNHA, M. J.; SEDIYAMA, G. C.; LEAL, B. G.; SOARES, C. P. B.; RIBEIRO, A. Aplicação de cinco funções densidade de probabilidade a séries de precipitação pluvial no estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 10, n. 1, p. 153–162, 2002. 16

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982. 8, 9, 47

COHEN, J. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 160 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1989. 8

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 8

COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Linha de instabilidade continental na amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu-PR. **Anais...** [S.l.], 2002. p. 3745–3751. 9, 44

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios ondulatórios de leste (dols) na região do Centro de Lançamento de Alcântara-ma. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 193–203, 2007. 5

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; BAUER, P. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. 16

EICHHOLZ, C. W. **Análise cinemática e dinâmica da propagação de células de chuva e aglomerados de nuvens**. 157 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.28.15.17>. Acesso em: 2018. 7, 46, 50

FERREIRA, N.; REPELLI, C.; ALVEZ, J.; SOUZA, E. Loczcit um procedimento numérico para localização do eixo central da zona de convergência intertropical no atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 159–164, 2005. 15, 16

FILHO, A. C.; MATZENAUER, R.; TRINDADE, J. K. Ajustes de funções de distribuição de probabilidade à radiação solar global no Estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 39, n. 12, p. 1157–1166, 2004. 17

FOGACCIA, C. V. C. **Análise de eventos de turbulência e cisalhamento do vento na área do Aeroporto Internacional de São Paulo em Guarulhos.** 131 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP), São Paulo, 2001. 19

GAMACHE, J. F.; HOUZE JUNIOR, R. A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 2, p. 118–135, 1982. 8

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T. **Version 1.2 GPCP one-degree daily precipitation data set documentatio GPCP**. 2013. Disponível em: <ftp://rsd.gsfc.nasa.gov/pub/1dd-v1.2/1DD_v1.2_doc.pdf.>. Acesso em: 10 janeiro 2017. 11

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Boletim de monitoramento e análise climática**. São José dos Campos: INPE, 2011. 42

JANJIĆ, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. 74

_____. Comments on "development and evaluation of a convection scheme for use in climate models". **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 21, p. 3686–3686, 2000. 74

JONES, C.; HOREL, J. D. A circulação da alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista brasileira de Meteorologia**, v. 5, n. 1, p. 379–387, 1990. 15

JORNALPEQUENO. **Chuvas provocam alagamentos em ruas e avenidas de São Luís**. 2011. Disponível em: <https://jornalpequeno.com.br/2011/10/21/chuvas-provocam-alagamentos-em-ruas-e-avenidas-de-sao-luis/>. Acesso em: 03 agosto 2017. 39

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. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004. 11

KAIN, J. S. The kain–fritsch convective parameterization: an update. **Journal of applied meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004. 74

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 8

_____. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988. 15

LAURENT, H.; MACHADO, L. A.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the wetamc/lba experiment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–21, 2002. 50

LEE, H.; SCHRECK, C.; KNAPP, K. Generation of the daily olr climate data record. In: **Proceedings of the EUMETSAT Meteorological Satellite Conference**. Geneva: [s.n.], 2014. p. 22–26. 15

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, 1999. 15

MACHADO, L.; ROSSOW, W.; GUEDES, R.; WALKER, A. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. 15

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374–1387, 1980. 46

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. 1

MARQUES, R. F. C.; OYAMA, M. D. Interannual variability of precipitation for the Centro de Lançamento de Alcântara in enso-neutral years. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 7, n. 3, p. 365–373, 2015. 1, 2, 14, 29

MARQUES, R. F. C.; SOUZA, T. E. Estudos de eventos de chuva no Centro de Lançamento de Alcântara na estação seca. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 6., 2015, Natal, RN. **Anais...** [S.l.], 2015. 1, 5, 6, 33

MARQUES, V. S.; RAO, V. B.; MOLION, L. C. B. Inter-annual and seasonal variations in the structure and energetics of the atmosphere over northeast Brazil. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 35, n. 2, p. 136–148, 1983. 6

MATOS, A. P. de; COHEN, J. C. P. River breeze circulation and precipitation band on the east bank of the marajó bay. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 21, 2016. 52

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. A. **Hidrologia estatística**. [S.l.]: CPRM, 2007. 561 p. 16

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005. 10

NETO, A. V. P.; OYAMA, M. D. Mudanças do esquema de convecção profunda kain-fritsch para a região do centro de lançamento de alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 4, p. 579–590, 2011. 74

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Radiosounding-derived convective parameters for the alcântara launch center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 1, n. 2, p. 211–216, 2009. Doi: 10.5028/jatm. 2009.0102211216. 6, 10, 48

_____. Antecedent atmospheric conditions related to squall-line initiation over the northern coast of Brazil in july. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 5, p. 1254–1264, 2015. 8

OLIVEIRA, P. T. **Estudo estatístico sobre eventos de precipitação intensa no nordeste do Brasil**. 2014. 114 p. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas) — Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2014. 5, 29, 61

OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. M. O papel do entranhamento no aprofundamento da convecção sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara: estudo preliminar. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 6., 2015, Natal-RN. **Anais...** [S.l.], 2015. 61

_____. Extreme precipitation events in the Alcântara Launch Center region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 662–674, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786312314b20150157>. 6, 28, 33

PEREIRA, E. I.; MIRANDA, I.; FISCH, G. F.; MACHADO, L. A. T.; ALVES, M. A. S. **Atlas climatológica do Centro de Lançamento de Alcântara-MA**. São José dos Campos: CTA/IAE-Divisão de Ciências Atmosféricas, 2002. 1, 2, 5, 24, 61

PINHEIRO, U. A.; OYAMA, M. D. Rainy season features for the Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 5, n. 4, p. 439–448, 2013. 1, 11, 28

REHBEIN, A. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na bacia Amazônica durante o projeto GOAmazon**. 170 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP), São Paulo, 2016. 10

RIBEIRO, A. A.; LUNARDI, D. A precipitação mensal provável para Londrina-PR, através da função gama. **Energia na Agricultura**, v. 12, n. 4, p. 37–44, 1997. 16

RIEHL, H. On the heat balance of the equatorial trough zone. **Geophysica**, v. 6, p. 503–538, 1958. 8

_____. The heat balance of the equatorial trough zone, revisited. **Beitraege zur Physik der Atmosphaere**, v. 52, p. 287–305, 1979. 8

SAAD, J. **Estudo das distribuicoes de frequencia da evapotranspiracao de referencia e da precipitacao pluvial para fins de dimensionamento de sistemas de irrigacao**. 124 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) — Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"(ESALQ), Piracicaba, 1990. 16

SANSIGOLO, C. A. Distribuições de extremos de precipitação diária, temperatura máxima e mínima e velocidade do vento em Piracicaba, SP (1917-2006). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 341–346, 2008. 16

SILVA, A. F. G.; FISCH, G. F. Avaliação do modelo WRF para a previsão do perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, 2013. 20, 21

SILVA, J. C.; HELDWEIN, A. B.; MARTINS, F. B.; TRENTIN, G.; GRIMM, E. L. Análise de distribuição de chuva para Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 1, p. 67–72, 2007. 17

SILVA, V. B.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; HIGGINS, R. W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 4, p. 851, 2007. 28

SOUZA, D. C. **Brisa na costa do Norte e Nordeste brasileiro**. 176 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. 6

SOUZA, T. E. **Estudo Climatológico sobre a Ocorrência de precipitação no CLA para o Trimestre: setembro, outubro e novembro**. São José dos Campos: INPE, 2013. Relatório de pesquisa final. 2, 5, 25, 28

_____. **Estudo de eventos de precipitação na estação seca do Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: IAE, 2014. 7 p. 61

TANK, A. M. K.; ZWIERS, F. W.; ZHANG, X. **Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation**. [S.l.]: WMO, 2009. 2, 24, 31

TAVARES, P. **Um estudo observacional da incursão de sistemas frontais no nordeste brasileiro e sua influência na atmosfera do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)**. 152 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008. 6, 33

WILKS, D. S. Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 93, n. 3, p. 153–169, 1999. 16

XIE, P.; CHEN, M.; YANG, S.; YATAGAI, A.; HAYASAKA, T.; FUKUSHIMA, Y.; LIU, C. A gauge-based analysis of daily precipitation over east Asia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 607–626, 2007. 11

APÊNDICE A - SIMULAÇÕES PRELIMINARES

A.1 Simulação para um período sem ocorrência de precipitação na região do CLA

A.1.1 Objetivo

Verificar se o modelo regional WRF é capaz de simular a ausência de precipitação observada no período de 4 a 11 de outubro de 2011 (8 dias consecutivos). Neste período, os dados estimados pelo CPC e GPCP, e os registrados pela estação meteorológica no CLA mostraram ausência de precipitação.

Figura A.1 - Acumulado médio de precipitação

(a) 00/10 UTC (b) 11/16 UTC

(c) 17/23 UTC

Ilustra o campo simulado do acumulado médio de precipitação das 00 UTC até as 10 UTC (a), das 11 UTC até as 16 UTC (b) e das 17 UTC até as 23 UTC (c), considerando o período de 4 a 11 de outubro de 2011.

Fonte: Produção do autor.

A.1.2 Motivação

Em trabalhos anteriores, simulações com o modelo MM5 para a região do CLA mostraram a ocorrência de erros sistemáticos expressivos no trimestre seco (BARROS, 2008; NETO; OYAMA, 2011).

A.1.3 Desenho da simulação

A simulação com o modelo WRF estende-se por 8 dias (4 a 11 de outubro de 2011) e utiliza as configurações mostradas na tabela 3.1.

A.1.4 Resultados

De modo geral, verifica-se que a média horária para o período não apresenta valores expressivos para a região do CLA. Considerando os intervalos entre 00 e 10 UTC e 17 UTC e 23 UTC, verifica-se que as saídas médias horárias no período simulam ausência de chuva (0,0 mm) na região do CLA (Figuras A.1a-c). Já os campos médios de chuva, entre 11 e 16 UTC, mostram que os valores simulados não ultrapassam um acumulado 0,3 mm na região do CLA (Figura A.1b).

A.2 Simulação utilizando três parametrizações de convecção implícita distintas

A.2.1 Objetivo

Identificar qual esquema de parametrização de convecção implícita possui melhor desempenho na simulação do caso estudado.

A.2.2 Metodologia

Realizam-se simulações com modelo WRF utilizando os esquemas de Kain-Fritsch (KF) (KAIN, 2004), Betts-Miller-Janjic (BMJ) (JANJIĆ, 1994; JANJIĆ, 2000) e Grell-Freitas (GF) para os dias 19 e 20 de outubro de 2011. Comparam-se visualmente as saídas horárias dos campos de precipitação simulada com as imagens de satélite e os campos de precipitação estimada pela técnica CMORPH. Além disso, comparam-se as saídas simuladas de convergência de umidade e velocidade vertical com os campos correspondentes da reanálise do ERA-Interim.

A.2.3 Resultados

Os esquemas de KF e GF apresentam os melhores resultados, além de representar satisfatoriamente a organização sinótica e a evolução dos sistemas no domínio. Entre esses dois esquemas, o de KF apresenta resultados levemente superiores. São apresentadas as figuras das 11 UTC do dia 19 de outubro de 2011 (Figuras A.2) para ilustrar a análise visual realizada.

A sequência de campos ilustra (Figuras A.3, A.4, A.5, A.6, A.7 e A.8) que o padrão de circulação de grande escala da reanálise é reproduzido pelo modelo WRF, ainda que haja diferenças entre as saídas dos diferentes esquemas. Os esquemas de KF e GF são ligeiramente superiores ao BMJ. Nesta simulação, amplas regiões dominadas por ascendência, segundo a reanálise, apresentam-se como uma combinação de ascendência e subsidência, que pode ser notado sobre os estados do Piauí, Tocantins, Mato Grosso e sudeste do Pará, nas saídas das 00, 06 e 12 UTC do dia 20. Há, também, ligeiras discordâncias no padrão de divergência de umidade sobre os estados do Pará e Maranhão.

Figura A.2 - Análise entre os campos observados e estimados e os simulados das 11 UTC do dia 19/10/2011

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

Ilustra o campo observado a partir da imagem de satélite METEOSAT9 no canal infravermelho com realce (a), campo estimado pela técnica CMORPH (b), saídas do modelo WRF que foi configurado com o esquema Kain Fritsch (c), Betts-Miller-Janjic (d) e Grell-Freitas (e). A região sinalizada com uma cruz representa ausência ou presença de sistemas simulados que não foram evidenciados na observação/estimativa. A região poligonal evidencia os eventos coincidentes nos diversos campos.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 00 UTC do dia 20/10/2011

Ilustra as saídas dos campos de ascendência e subsidência do WRF. O modelo foi configurado com o esquema Betts-Miller-Janjic (a), Grell-Freitas (b) e Kain Fritsch (c). Campos de ascendência e subsidência calculados a partir dos dados de reanálise do ERA-Interim (d).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 06 UTC do dia 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Semelhante a Figura A.3.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 12 UTC do dia 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Semelhante a Figura A.3.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.6 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 00 UTC do dia 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Ilustra as saídas dos campos de convergência e divergência de umidade do WRF. O modelo foi configurado com o esquema Betts-Miller-Janjic (a), Grell-Freitas (b) e Kain Fritsch (c). Campos de convergência e divergência de umidade calculados a partir dos dados de reanálise do ERA-Interim (d).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.7 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 06 UTC do dia 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Semelhante a Figura A.6.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.8 - Análise entre os campos simulados pelo WRF e o campo de reanálise do ERA-Interim das 12 UTC do dia 20/10/2011

(a) (b)

(c) (d)

Semelhante a Figura A.6.

Fonte: Produção do autor.