



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/10.29.16.19.40-TDI

**PROCESSOS FÍSICOS QUE CONTROLAM A
FORMAÇÃO DE NUVENS RASAS E SUA EVOLUÇÃO
À CONVECÇÃO PROFUNDA NA REGIÃO CENTRAL
AMAZÔNICA**

Thiago Souza Biscaro

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luiz Augusto
Toledo Machado, aprovada em 07
de outubro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UAML53>>

INPE
São José dos Campos
2019

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. 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:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/10.29.16.19.40-TDI

**PROCESSOS FÍSICOS QUE CONTROLAM A
FORMAÇÃO DE NUVENS RASAS E SUA EVOLUÇÃO
À CONVECÇÃO PROFUNDA NA REGIÃO CENTRAL
AMAZÔNICA**

Thiago Souza Biscaro

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luiz Augusto
Toledo Machado, aprovada em 07
de outubro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UAML53>>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Biscaro, Thiago Souza.

B541p Processos físicos que controlam a formação de nuvens rasas e sua evolução à convecção profunda na região central Amazônica / Thiago Souza Biscaro. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xxiv + 136 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/10.29.16.19.40-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. Transição rasa-profunda. 2. Ciclo de vida de nuvens. 3. Microfísica de nuvens. 4. GoAmazon2014/5. 5. Projeto CHUVA. I.Título.

CDU 551.576(811)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *Thiago Souza Biscaro*

Título: "PROCESSOS FÍSICOS QUE CONTROLAM A FORMAÇÃO DE NUVENS RASAS E SUA EVOLUÇÃO À CONVECÇÃO PROFUNDA NA REGIÃO CENTRAL AMAZÔNICA"

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

Dr. Daniel Alejandro Vila

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Membro da Banca / CTA/IAE / SJCampos - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Rachel Ifanger Albrecht

Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Participação por Video - Conferência

() Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

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

Dr. Enrique Vieira Mattos



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 07 de outubro de 2019

*“É o seguinte aí ó
Geralmente quando os problema aparece
A gente está desprevenido né não? - Errado!
É você quem perdeu o controle da situação, sangue bom
Perdeu a capacidade de controlar os desafio
Principalmente quando a gente foge das lição que a vida coloca na
nossa frente assim, tá ligado?
Você se acha... Você se acha sempre incapaz de resolver
Se acovarda, morô?
O pensamento é a força criadora, irmão
O amanhã é ilusório, porque ainda não existe
O hoje é real...
É a realidade que você pode interferir
As oportunidade de mudança tá no presente
Não espere o futuro mudar sua vida
Porque o futuro será a consequência do presente
Parasita hoje, um coitado amanhã
Corrida hoje, vitória amanhã
Nunca esqueça disso, irmão”.*

EDI ROCK
em “A Vida é Desafio”, 2002

À Aline

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, pela orientação, pelo incentivo, por adicionar aceleração quando eu estive na inércia.

Ao Dr. Scott Giangrande e equipe do *Brookhaven National Laboratory* pelas discussões, ajuda no tratamento de dados e hospitalidade na minha visita às suas instalações.

Ao *Atmospheric Radiation Measurement Program* e ao Sistema de Proteção da Amazônia pelos dados utilizados.

Aos companheiros e amigos da pós graduação do INPE - Alice, Ana, Bianca, Carol, Cris, Domingos, Enrique, Guilherme, Ivette, Jeff, Lia, Luciano, Ludmilla, Mateus, Milena, Ramon, Rômulo, Rute, Vanessa, Vernini, Vini, e muitos que eu possa ter esquecido de mencionar.

Às pessoas que me deram incentivo nessa jornada: Anneliese Kappey, Carlos Morales, Desirée Brandt, Ernani Nascimento, Edu Dantas, Izabelly Carvalho, Rachel Albrecht, Sabrina Lessa, Suzanne de Sá, e minha tia Suzi.

A todos que conheci durante as campanhas do CHUVA.

Aos amigos do LIM Jorge Melo e Jorge Marton pelos muitos meses em que viajamos o Brasil em trabalhos de campo.

Aos meus irmãos da TM - sem exceção.

Aos meus companheiros de música Lucas, Aistem, e Du Lima.

Pelo cuidado com minha saúde mental, Sandra Cardoso e Thales Pereira.

À minha irmã Lala pela preocupação constante, carinho, e amor sincero. “Desculpe se não pulo de alegria, mas minhas costas doem...”

À minha namorada Aline, principalmente pela paciência, por me colocar na linha e fazer o máximo para eu levar as coisas à sério.

RESUMO

Neste estudo são explorados alguns fatores que controlam o desenvolvimento de nuvens precipitantes no período diurno sobre a bacia Amazônica, especificamente sobre o sítio instrumental do experimento GoAmazon 2014/5 (T3), e seu desenvolvimento para sistemas mais severos e a análise do ciclo de vida destes sistemas, incluindo a evolução dos tipos e conteúdos de hidrometeoros estimados por um radar polarimétrico. A primeira parte do estudo apresenta uma abordagem sobre como a precipitação diurna é modulada pelos eventos noturnos desenvolvidos sobre a Amazônia Central usando dados do GoAmazon2014/5, bem como radar e dados de satélite. Observações locais de ocorrências de nuvens, temperatura do solo, características da camada limite planetária e dados de satélite são usadas para identificar quais mecanismos físicos controlam as chuvas diurnas no Amazonas durante a estação chuvosa e seca. Isto é realizado através da avaliação das propriedades atmosféricas durante os períodos noturnos dos dias anteriores aos eventos de chuva. As observações são tipificadas em duas classes: a) dias sem chuva durante o período noturno e sem chuva durante o período diurno subsequente (NR-NR); e b) dias sem chuva durante o período noturno, mas com chuva observada durante o período diurno subsequente (NR-RR). As comparações entre as transições NR-NR e NR-RR são apresentadas para as estações chuvosa (janeiro a abril) e seca (junho a setembro). Os resultados sugerem que a precipitação diurna da estação chuvosa é modulada principalmente pela cobertura noturna de nuvens e efeitos locais, enquanto que na estação seca a precipitação é controlada principalmente pela circulação em grande escala. Na segunda parte do estudo um algoritmo de rastreamento é utilizado para detecção e análise da evolução de núcleos convectivos observados pelo radar banda-S de Manaus. Foi demonstrada a maior predominância de famílias de longa duração na estação seca, assim como uma maior área dos núcleos convectivos, em comparação com a estação chuvosa. O exame das taxas de expansão mostra que durante a estação chuvosa tanto a expansão quanto o decaimento dos núcleos convectivos ocorrem de forma mais intensa. A análise do movimento vertical abaixo de 0 °C mostra que há uma linearidade na tendência de aumento da expansão da área dos núcleos com o aumento da intensidade da corrente ascendente. As velocidades verticais observadas com o perfilador de vento se mostram correlacionadas com a taxa de expansão para os casos de núcleos em expansão em ambas as estações, mas com diferentes tempos de resposta - proporcionais as velocidades verticais em cada estação. A análise da classificação de hidrometeoros para cada estágio de desenvolvimento do sistema (expansão, maturação, e decaimento) mostram diferenças sazonais fisicamente coerentes com os outros resultados apresentados. A evolução temporal mostra o impacto da transformação dos hidrometeoros sólidos das camadas superiores em acordo com as observações de velocidades verticais e características esperadas de cada tipo de precipitação (convectiva ou estratiforme) nas estações chuvosa e seca.

Palavras-chave: Transição rasa-profunda. Ciclo de vida de nuvens. Microfísica de nuvens. GoAmazon2014/5. Projeto CHUVA.

PHYSICAL PROCESSES CONTROLLING SHALLOW CLOUDS FORMATION AND THEIR EVOLUTION TO DEEP CONVECTION OVER CENTRAL AMAZON

ABSTRACT

This study explores some of the factors that control the development of daytime precipitation clouds over the Amazon basin, specifically the GoAmazon2014/5 (T3) instrumental site, and their development to severe precipitation and life cycle analysis, including the evolution of hydrometeor types and contents estimated by a polarimetric radar. The first part of the study presents an approach on how daytime precipitation is modulated by night-time events developed over the Central Amazon using GoAmazon2014/5 data, as well as radar and satellite data. Local observations of cloud occurrences, soil temperature, planetary boundary layer characteristics, and satellite data are used to identify which physical mechanisms control daytime rainfall in the Amazon during the wet and dry season. This is accomplished by assessing atmospheric properties during the nocturnal periods of the days prior to rain events. Observations are categorized the observations into two classes: a) days having no rain during the nocturnal period and no rain during the subsequent diurnal period (NR-NR); and b) days having no rain during the nocturnal period, but having rain observed during the subsequent diurnal period (NR-RR). Comparisons between NR-NR and NR-RR transitions are presented for the wet (January to April) and dry (June to September) seasons. The results suggest that wet season diurnal precipitation is modulated mainly by night-time cloud coverage and local effects such as turbulence, while dry season rain events are mainly controlled by large-meso scale circulation. In the second part of the study a tracking algorithm is used to detect and analyze the evolution of convective nuclei observed by the Manaus S-band radar. The higher predominance of long-term families in the dry season is demonstrated, as well as a larger convective nuclei area compared to the wet season. Examination of area expansion rates shows that during the wet season both expansion and dissipation of the convective nuclei occur more intensely. The analysis of vertical movement below 0 °C shows that there is a linear relationship between nuclei area expansion and updraft intensity. The vertical velocities observed with the wind profiler are correlated with the expansion rate for cases of expanding cores in both seasons, but with different response times - proportional to the vertical velocities in each season. The hydrometeor classification analysis for each life-cycle stage of the systems (expansion, maturation, and dissipation) shows seasonal differences physically consistent with the other results presented. The temporal evolution shows the impact of the transformation of the upper layer solid hydrometeors in according to the vertical velocities observations and expected characteristics of each type of precipitation (convective or stratiform) in the wet and dry seasons.

Keywords: Shallow to deep convection. Cloud life cycle. Cloud Mycrophysics. GoAmazon2014/5. CHUVA project.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Ciclo de vida de uma nuvem convectiva isolada. (a) desenvolvimento, (b) estágio maduro, e (c) dissipação.	7
2.2 Ciclo de vida de uma nuvem convectiva sob condições de baixa concentração de aerossóis (painel superior) e alta concentração de aerossóis (painel inferior).	8
2.3 Precipitação a cada 5 dias em Manaus, obtida pela estação do INMET, de janeiro de 2014 até dezembro de 2015. A barra vermelha indica a ocorrência climatológica do início e fim da estação chuvosa, e a barra azul a ocorrência do início e fim da estação chuvosa para 2014-2015. A linha cinza mostra o ciclo anual climatológico de precipitação.	14
2.4 Ciclo diurno da ocorrência e quantidade de precipitação em 4 estações na zona central da Amazônia. (a) mapa das estações; (b) precipitação média em cada estação; e (c) número de eventos em cada estação.	16
3.1 Mapa descritivo da região estudada, indicando a localização do radar de Manaus (ponto branco), os anéis de distância do radar (240 km de raio, 60 km cada anel, em verde) e a localização do T3 (ponto amarelo).	21
3.2 Cone de observação das 12 primeiras elevações do radar de Manaus (em verde), com a altura do CAPPI de 3 km marcada pela linha horizontal tracejada, e a distância entre o radar e o T3 marcada pela linha vertical sólida.	24
3.3 Exemplo de como um CAPPI é formado a partir de cada PPI observado pelo radar.	26
3.4 CAPPI de refletividade em 3 km do radar de Manaus, para o dia 21 de julho de 2015, horário das 08:36 UTC. Cada anel representa 60 km de distância do centro do radar.	27
3.5 Cone de observação das 12 primeiras elevações do radar móvel do projeto CHUVA (em verde), instalado no T3.	29
3.6 CAPPI de refletividade em 3 km do radar móvel do projeto CHUVA, instalado no T3, para o dia 31 de março de 2014, horário das 06:00 UTC. Cada anel representa 25 km de distância do centro do radar.	31
3.7 Evolução temporal da refletividade (painel superior) e velocidade do ar w (painel inferior) para o dia 21 de julho de 2015, entre as 0500 e 1000 UTC. Valores negativos de velocidade indicam movimento descendente.	33

3.8	Tratamento do caso de fusão pelo algoritmo de rastreo. A evolução temporal se dá da esquerda para a direita na figura.	37
3.9	Tratamento do caso de separação pelo algoritmo de rastreo. A evolução temporal se dá da esquerda para a direita na figura.	38
3.10	Observáveis do radar banda-X e resultados de classificação de hidrometeoros recuperados às 21:26 UTC de 8 de setembro de 2014, ao longo do azimute 200°. São apresentados os valores de (a) Z_H , (b) ZDR , (c) KDP e (d) ρ_{HV} . Comparações de hidrometeoros recuperados para resultados de agrupamento baseados em (e) regras de ligação ponderadas e (f) esquema de Dolan e Rutledge (2009). Em (e) - (f), cada número corresponde a um cluster diferente. S representa a região estratiforme, enquanto C representa a região convectiva.	40
4.1	Distribuição de ocorrências de casos NR-NR e NR-RR para as estações chuvosa e seca, para os anos de 2014 e 2015. A dia zero é definido como 01/Jan para a estação chuvosa e 01/Jun para a estação seca.	45
4.2	Ocorrência de nuvens e diferença absoluta entre transições sem chuva e com chuva, para as estações chuvosa e seca. Painel (a): fração de nuvem NR-NR da estação chuvosa; (b): fração de nuvem NR-RR da estação chuvosa; (c): diferença entre fração de nuvem NR-NR e NR-RR da estação chuvosa; (d): fração de nuvem NR-NR da estação seca; (e): fração de nuvem NR-RR da estação seca; (f): diferença entre fração de nuvem NR-NR e NR-RR da estação seca. Diferenças estatisticamente não significativas estão marcadas na cor branca.	47
4.3	CAPE e CIN derivados através das radiossondagens lançadas no T3. Caixas cinzas: transição NR-RR, caixas azuis: transição NR-RR. Estação chuvosa ao lado esquerdo e seca ao direito. CAPE no painel superior e CIN no inferior.	50
4.4	Fluxo de calor latente, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.	52
4.5	Fluxo de calor sensível, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.	53
4.6	Altura da CLP derivada com um tetômetro, sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.	54
4.7	Ocorrência de precipitação sobre o T3. Barras azuis: estação chuvosa, barras cinzas: estação seca. Apenas casos do modo NR-RR.	56

4.8	TKE sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.	57
4.9	Temperatura de superfície sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.	59
4.10	Média das temperaturas de brilho do canal de 10,4 μm do GOES entre o período das 20 às 08 HL separadas por estação e transição, e diferença entre as médias de cada transição. Diferenças estatisticamente não significativas estão marcadas na cor branca. O “+” marca a posição do T3.	61
4.11	Elevação do terreno na área utilizada para análise dos dados de satélite. .	62
4.12	Distribuições de probabilidade agrupadas em intervalos de 3 horas das temperaturas de brilho do canal de 10,4 μm do GOES sobre uma área de 10 x 10 graus centrada no T3, entre o período das 2000 às 0800 HL separadas por estação e transição. O horário no título de cada painel é o horário de início do intervalo. Linhas sólidas: estação chuvosa, linhas tracejadas: estação seca, linhas pretas: transição NR-NR, linhas vermelhas: transição NR-RR.	64
4.13	Probabilidade acumulada agrupadas em intervalos de 3 horas das temperaturas de brilho do canal de 10,4 μm do GOES sobre uma área de 10 x 10 graus centrada no T3, entre o período das 2000 às 0800 HL separadas por estação e transição. O horário no título de cada painel é o horário de início do intervalo. Linhas sólidas: estação chuvosa, linhas tracejadas: estação seca, linhas pretas: transição NR-NR, linhas vermelhas: transição NR-RR.	65
5.1	Evolução temporal da família iniciada às 1524 UTC do dia 14 de junho de 2015 (marcada em rosa). A cruz indica a posição do T3, e a passagem sobre o T3 ocorre na quarta imagem, 36 minutos após a primeira detecção (a passagem é indicada pela linha vermelha no gráfico da evolução temporal do tamanho normalizado no canto inferior direito).	71
5.2	Histograma da ocorrência de NCCs observados na região de cobertura do radar de Manaus em função da área, separados estação (wet e dry). O intervalo de classe é 40 km^2	72
5.3	Histograma da ocorrência de famílias observadas na região de cobertura do radar de Manaus em função da duração, separadas por estação (wet e dry). O intervalo de classe é 12 minutos.	73

5.4	Família com rastreo iniciado às 0924 UTC do dia 16 de julho de 2015. Os 9 primeiros intervalos de tempo são apresentados nessa figura, e o núcleo convectivo chuvoso (NCC) rastreado é marcado pelo círculo rosa. O círculo em preto representa o raio de cobertura do radar de Manaus (240 km).	75
5.5	Idem à Figura 5.4, mas para os 9 segundos intervalos de tempo.	76
5.6	Idem à Figura 5.4, mas para os 9 terceiros intervalos de tempo. O sistema passa pelo T3 nos horários 1336 e 1348 UTC.	77
5.7	Idem à Figura 5.4, mas para os 9 últimos intervalos de tempo.	78
5.8	Evolução temporal das áreas observadas (painel superior) e taxas de expansão calculadas (painel inferior) para a família de sistemas com início de observação às 1524 UTC do dia 14 de Junho de 2015.	81
5.9	Evolução da área observada das 40 famílias que tiveram em algum momento pelo menos uma passagem sobre o RWP (marcada pela linha em vermelho) durante a estação chuvosa. O eixo vertical está normalizado segundo a área descrita no topo de cada painel, o eixo horizontal denota o tempo em minutos.	83
5.10	Continuação da Figura 5.9.	84
5.11	Idem à Figura 5.9, mas para a estação seca.	85
5.12	Ocorrência das taxas de expansão observadas sobre o T3 para as estações seca (dry, em preto) e chuvosa (wet, em vermelho). Valores agrupados em classes de $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Painel superior: sistemas com passagem sobre o RWP; painel inferior: todos os sistemas detectados na área do radar.	86
5.13	Espectro de potência da área observada dos sistemas separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). A linha tracejada denota o intervalo de confiança de 95%.	88
5.14	Espectro de potência dos <i>flashes</i> observados pelo GLM separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). A linha tracejada denota o intervalo de confiança de 95%.	90
5.15	Evolução temporal da correlação entre T_{exp} e w , para os casos de expansão, separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto).	92
5.16	Perfis verticais da velocidade vertical do ar, para os casos de expansão, separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). As linhas sólidas representam a mediana em cada nível e as linhas tracejadas os percentis de 25 e 75%.	93
5.17	Idem a Figura 5.15, mas para os casos de decaimento.	95
5.18	Idem a Figura 5.16, mas para os casos de decaimento.	96

5.19	Taxas de expansão em função da velocidade vertical do ar calculada com o RWP, separadas por estação. Pontos vermelhos - estação chuvosa (wet) e pontos pretos, estação seca (dry).	97
5.20	Ocorrência de hidrometeoros classificados conforme método de Ribaud et al. (2019) utilizando os dados observados pelo radar banda-X. A linha horizontal denota o nível de congelamento e a linha vertical a separação estratiforme/convectiva segundo critério de Steiner et al. (1995).	101
5.21	Diferença absoluta da ocorrência de hidrometeoros observados na Figura 5.20.	103
5.22	Evolução da ocorrência média dos hidrometeoros observados entre 0 e 4 km, para os estágios de expansão, sistemas maduros, e em decaimento.	104
5.23	Idem à Figura 5.22, mas para observações entre 4 e 7,5 km.	105
5.24	Idem à Figura 5.22, mas para observações entre 7,5 e 10 km.	106

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Características gerais do radar banda-S de Manaus.	25
3.2 Características gerais do radar Banda-X instalado no T3.	30
3.3 Tipos de hidrometeoros classificados pelo algoritmo desenvolvido por Ribaud et al. (2019) de acordo com a classificação de regime (convectivo/estratiforme) baseada em Steiner et al. (1995).	41
5.1 Tipos de hidrometeoros classificados pelo algoritmo desenvolvido por Ribaud et al. (2019) e definições das siglas utilizadas.	100

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Questões científicas	3
1.2 Objetivos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Convecção na Amazônia	5
2.1.1 Microfísica de nuvens convectivas profundas	8
2.1.2 Parametrização da convecção em modelos numéricos	10
2.1.3 Transição da convecção rasa para profunda	11
2.1.4 Ciclo de vida	13
2.2 Ciclo diurno da precipitação	14
2.3 Camada limite amazônica	17
2.4 Classificação de hidrometeoros	18
3 DADOS E METODOLOGIA	21
3.1 Campanha CHUVA-GoAmazon2014/5	21
3.1.1 Projeto CHUVA	22
3.1.2 Projeto GoAmazon2014/5	22
3.2 Instrumentos e produtos	23
3.2.1 Radar meteorológico banda-S	23
3.2.2 Radar meteorológico banda-X	28
3.2.3 Produto <i>Active Remote Sensing of Clouds</i> (ARSCL)	32
3.2.4 Radar perfilador de vento	32
3.2.5 Radiossondas	34
3.2.6 Outros instrumentos	35
3.3 Rastreamento de sistemas convectivos	35
3.4 Classificação de hidrometeoros utilizando radar banda-X	38
4 INICIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO CENTRAL AMAZÔNICA	43
4.1 Classificação de eventos chuvosos e não chuvosos	43
4.2 Resultados	46
4.2.1 Observações locais	46

4.2.1.1	Ciclo diurno de nuvens baixas	46
4.2.1.2	Parâmetros termodinâmicos derivados de radiossonda	49
4.2.1.3	Análise dos fluxos de calor latente e sensível	51
4.2.1.4	Análise da camada limite planetária	54
4.2.1.5	Observações locais - resumo	59
4.2.2	Análise de meso/larga escala	60
4.3	Conclusões parciais	66
5	CICLO DE VIDA DOS SISTEMAS CONVECTIVOS, RELAÇÕES COM O MOVIMENTO VERTICAL E CONTEÚDO DE HIDROMETEOROS	69
5.1	Análise do ciclo de vida	69
5.2	Taxas de expansão e relações com o movimento vertical observado	79
5.2.1	Taxa de expansão: definição e análise	80
5.2.2	Análise das velocidades verticais	91
5.3	Classificação de hidrometeoros	98
5.4	Conclusões parciais	108
6	CONCLUSÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	111
6.1	Modelo conceitual	114
6.2	Sugestões para trabalhos futuros	116
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

1 INTRODUÇÃO

As nuvens desempenham um papel fundamental no sistema climático global. É através das nuvens e de seus mecanismos físicos associados que ocorre o acoplamento entre os processos dinâmicos e hidrológicos como transporte de calor sensível e latente, formação de hidrometeoros e precipitação. As nuvens afetam o balanço de radiação através do espalhamento e absorção de radiação e influenciam no acoplamento dos processos oceânicos e terrestres através de interações com a camada limite planetária (ARAKAWA, 1975). Embora as nuvens sejam fundamentais para uma descrição correta do sistema atmosférico, uma das maiores causas de incertezas na previsão numérica de tempo e clima é a sua representação errônea, incompleta, ou inadequada em modelos de circulação global (GCMs), dos processos convectivos ocorrentes na região tropical. Esses problemas são observados tanto na representação da convecção profunda (BETTS; JAKOB, 2002a; DAI, 2006), quanto da convecção rasa e da transição rasa para profunda (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006; ZHANG; KLEIN, 2010).

A representação do ciclo diurno da precipitação em GCMs tem sido estudada por várias décadas, tanto usando abordagens de modelagem numérica (BECHTOLD et al., 2004; SATO et al., 2009; STRATTON; STIRLING, 2012) como técnicas observacionais (ITTERLY et al., 2016; MACHADO et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2016). Apesar de muitos anos de estudo, pode-se apontar diversos problemas ainda não resolvidos em modelos climáticos sobre os trópicos como: a) fase incorreta do ciclo diurno da precipitação sobre o continente, que favorece a ocorrência de chuva precocemente durante o dia (GENTINE et al., 2013); b) a posição e duplicação da Zona de Convergência Intertropical (HWANG; FRIERSON, 2013); e c) a subestimativa da precipitação sobre a floresta amazônica (HUNTINGFORD et al., 2004).

Devido a sua localização tropical única, propensão para convecção profunda e influência na circulação global, várias campanhas científicas têm focado nos processos convectivos, transporte de aerossóis e interações solo-atmosfera que ocorrem sobre a floresta amazônica durante os últimos 30 anos (MACHADO et al., 2014; MARTIN et al., 2017; SILVA DIAS et al., 2002; WENDISCH et al., 2016). O ciclo hidrológico da floresta amazônica causa grande impacto em todo o sistema atmosférico global, afetando o transporte de umidade para as regiões sul e sudeste do Brasil e norte da Argentina (ARRAUT; SATYAMURTY, 2009), o jato subtropical na América do Norte (KOUSKY, 1985), e a baroclinicidade das latitudes médias (HOU, 1998). Esse impacto reforça a importância dos esforços para um melhor entendimento da convecção sobre a região

amazônica.

Específico para estudos da Bacia Amazônica, as abordagens em modelos para representação da convecção rasa e de transições de nuvens para modos convectivos mais profundos foram identificados como um possível desafio para a descrição correta do ciclo diurno da precipitação em GCMs (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006). Como a convecção é parametrizada em GCMs com escalas de nuvem convectivas variando de menor a maior que a resolução de grade típica, as diferenças na escala convectiva impulsionadas pela circulação em grande escala devem ser consideradas em esquemas de parametrização por convecção e estimativa de chuva por satélite (RICKENBACH et al., 2002). Além disso, as diferenças dinâmicas, microfísicas e até mesmo ambientais entre os regimes convectivos organizados (ou maiores, tais como Sistemas Convectivos de Meso-escala (HOUZE, 2018)) e sistemas convectivos localizados ou isolados (SCHIRO; NEELIN, 2018) precisam ser melhor compreendidas para uma representação correta dos processos convectivos.

Uma das principais razões para a baixa qualidade da reprodução dos processos físicos e dinâmicos que ocorrem no interior das nuvens nos modelos é a dificuldade na observação direta dos processos internos das nuvens. Campanhas para observação de núcleos de tempestades com aeronaves foram realizadas na região continental tropical (BRANDES et al., 1995; MUSIL et al., 1986; ROSENFELD et al., 2006; SAND, 1976), mas além da dificuldade ou impossibilidade do uso de aviões em tempestades mais severas, devido ao risco de ocorrência de granizo e correntes verticais de alta intensidade, a própria observação por aeronaves tem como característica a baixa representação espacial e temporal (GIANGRANDE et al., 2013). Embora os dados coletados nessas campanhas tenham ajudado a esclarecer muitas dúvidas sobre a formação e sobre o ciclo de vida das nuvens, se faz necessário o uso de outros métodos para obter uma melhor representação dos sistemas observados.

Um projeto de destaque realizado no Brasil com o objetivo de estudar os processos de formação de nuvens é o CHUVA (MACHADO et al., 2014). Destaca-se aqui o experimento realizado em Manacapuru/AM, feito em cooperação com os projetos GoAmazon2014/5 (MARTIN et al., 2016) e ACRIDICON-CHUVA (WENDISCH et al., 2016), durante os anos de 2014 e 2015. Um completo grupo de instrumentos como perfiladores atmosféricos, radares meteorológicos, aviões instrumentados, radiossondas, radiômetros, disdrômetros, analisadores de gases, entre outros, foi enviado para um sítio experimental possibilitando a coleta de um robusto conjunto de dados para caracterização macro e microfísica dos sistemas atmosféricos atuantes sobre a região.

Utilizando os dados dessa campanha pretende-se acompanhar todo o ciclo de desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a Amazônia, desde sua iniciação a partir do céu claro, passando pela transição rasa-profunda, até o seu estágio maduro e decaimento. Serão estudadas as características dinâmicas, termodinâmicas, e microfísicas responsáveis por essas transições.

1.1 Questões científicas

Como citado anteriormente, apesar dos vários estudos já realizados sobre a convecção e caracterização de nuvens e ciclo hidrológico na região amazônica, diversos fatores ainda são motivos de discussões científicas e permanecem como questões não resolvidas. Algumas dessas questões serão abordadas nesse trabalho, a seguir:

- Qual a hierarquia dos processos físicos que controlam a formação de nuvens e precipitação?
- Quais os mecanismos físicos responsáveis pela precipitação diurna na região central amazônica em cada estação (chuvosa e seca)?
- Como as características dinâmicas e microfísicas influenciam o ciclo de vida de tempestades em cada estação?

1.2 Objetivos

Para responder as questões científicas apresentadas serão analisados os dados coletados durante as estações seca e chuvosa da região central amazônica entre os anos de 2014 e 2015. O objetivo principal desse estudo é analisar a convecção na região tropical, identificando o elo entre a dinâmica e a microfísica de nuvens, e apontar as diferenças sazonais observadas. Alguns objetivos específicos podem ser destacados:

- Verificar os fatores responsáveis pela ocorrência ou ausência de precipitação diurna sobre a região de interesse, analisando as condições atmosféricas noturnas na fase pré-convectiva.
- Analisar o ciclo de vida de sistemas precipitantes e as relações entre movimento vertical e propriedades macroscópicas das nuvens usando a instrumentação disponível no sítio experimental do CHUVA-GoAmazon2014/5.
- Descrever e analisar as características microfísicas dos sistemas atuantes na Amazônia em função da sazonalidade e ciclo de vida através da classificação de hidrometeoros utilizando dados observacionais de radar polarimétrico.

Esse trabalho se estrutura do seguinte modo: o Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica com enfoque nos processos convectivos ocorrentes na região amazônica e suas características observacionais. O Capítulo 3 descreve os dados e metodologia empregados para alcançar os objetivos propostos. O Capítulo 4 apresenta os resultados referentes à iniciação da precipitação na região amazônica, descrevendo as condições atmosféricas noturnas favoráveis à ocorrência de precipitação no dia subsequente, analisando quais os mecanismos físicos mais importantes em cada estação. O conteúdo desse Capítulo, no momento de escrita desse trabalho, encontra-se submetido para publicação no Journal of Geophysical Research - Atmospheres. O Capítulo 5 descreve a evolução do ciclo de vida das tempestades e observações de movimento vertical de núcleos convectivos, além de observações de hidrometeoros efetuadas com radar polarimétrico. As conclusões, descrição do modelo conceitual proposto e sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 6.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste trabalho são avaliadas as influências dos fatores dinâmicos e microfísicos na evolução dos sistemas convectivos observados na região central amazônica utilizando dados observacionais. As subseções a seguir apresentam uma revisão dos estudos já feitos nessa área, enfatizando a importância do ciclo hidrológico da floresta amazônica no clima global. Serão descritas as teorias da dinâmica e microfísica da formação de nuvens convectivas incluindo a parametrização de nuvens em modelos numéricos e suas deficiências, a transição entre nuvens rasas e profundas, e a caracterização do ciclo diurno da precipitação sobre a Amazônia.

2.1 Convecção na Amazônia

A região amazônica é um dos locais mais convectivamente ativos no mundo, junto com a região equatorial africana e as áreas de monções indianas (MARENGO et al., 2017). Na Amazônia a convecção é um dos componentes principais do sistema climático, impactando diretamente o balanço de energia e ciclo hidrológico, e tem sido motivo de estudos e campanhas científicas durante os últimos 30 anos (GARSTANG et al., 1990; MACHADO et al., 2014; MARTIN et al., 2017; SILVA DIAS et al., 2002; WENDISCH et al., 2016). O impacto da Floresta Amazônica no clima global já foi discutido em vários estudos. Arraut e Satyamurty (2009) citam o transporte de umidade para o sul/sudoeste do Brasil e norte da Argentina, fator que junto com a topografia dos Andes e entradas de frentes frias advindas do sul da América do Sul favorece o desenvolvimento de algumas das mais intensas tempestades observadas no mundo (ZIPSER et al., 2006). Não só o clima da América do Sul é afetado, como também o da América do Norte e de regiões de latitudes médias (HOU, 1998; KOUSKY, 1985), através de mudança nas circulações da alta troposfera e nos gradientes de temperatura observados nestas regiões.

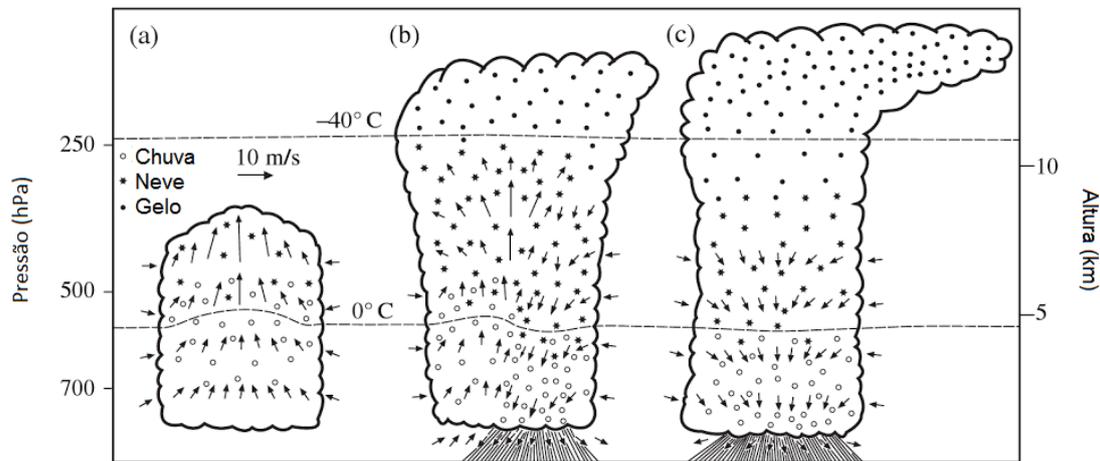
A convecção na Amazônia é influenciada por fatores dinâmicos, como o fluxo de umidade advindo do Atlântico equatorial pelos ventos de leste (ANGELINI et al., 2011) e a variação nos ventos de baixos níveis, especialmente em sua região sudoeste (RICKENBACH et al., 2002); microfísicos, como a influência de aerossóis provenientes de queimadas ou outras atividades antropogênicas (ANDREAE et al., 2004); e por efeitos de topografia e superfície (NEGRI et al., 2002). Muitas vezes esses fatores estão ligados, ou são retroalimentados, como nos processos de camada limite planetária, que tem sua evolução diurna como uma função da interação entre fluxos de superfície e o perfil vertical atmosférico e advecção de propriedades atmosféricas (ITTERLY et al., 2016).

Entre os principais fatores na geração de convecção e possível desenvolvimento de nuvens precipitantes ou tempestades na região central amazônica (Manaus e arredores), podem ser destacadas a disponibilidade de energia e instabilidade úmida (NEELIN, 1997) e condições dinâmicas como movimento vertical e cisalhamento (COHEN et al., 1995; GARSTANG et al., 1994). Aerossóis antropogênicos podem modular a precipitação e levar a uma ocorrência maior de tempestades severas (GONÇALVES et al., 2015). Os sistemas convectivos que atingem a região podem ser organizados pela circulação de meso/larga escala, como linhas de instabilidade (LI) que se formam na costa nordeste e se propagam para oeste para dentro da floresta (COHEN et al., 1995) e complexos convectivos de mesoescala (CCM) (LAURENT et al., 2002), ou sistemas locais, como nuvens isoladas geradas localmente por aquecimento radiativo da superfície, que geralmente causam precipitação após o meio-dia local (RICKENBACH, 2004).

Existem diferenças significativas entre a formação de sistemas organizados (linhas de instabilidade, complexos convectivos de mesoescala) e desorganizados (nuvens convectivas isoladas). Linhas de instabilidade estão ligadas à magnitude e espessura do jato de baixos níveis (COHEN et al., 1995). Complexos convectivos de mesoescala, apesar de muitas vezes terem sua formação analisada pela teoria da parcela (onde parcelas de ar são levantadas a partir da superfície), são mais corretamente descritos se assumirmos que toda uma camada é levantada, e não “bolhas” com empuxo positivo (HOUBE, 2004). Há uma clara diferença causada no ambiente após a passagem de sistemas organizados e isolados, onde variações no perfil de temperatura potencial e probabilidade de ocorrência de *downdrafts* são distintas (SCHIRO; NEELIN, 2018). As diferenças na escala espacial e temporal entre esses sistemas faz com que a observação e representação de sistemas convectivos isolados seja muito mais complexo, necessitando de instrumentos com alta resolução temporal para seu acompanhamento. No caso da reprodução numérica desses sistemas, o desafio compreende em representar um sistema cujo tamanho é menor ou muito próximo do tamanho do espaço de grade de um modelo de previsão de tempo ou clima.

Nuvens convectivas isoladas são caracterizadas pelo seu curto tempo de vida (aproximadamente 30 minutos), por terem apenas uma região de corrente ascendente e adicionalmente uma região de corrente descendente, e por se moverem junto com o escoamento médio em larga escala. Horizontalmente possuem dimensões da ordem de alguns quilômetros, e verticalmente podem atingir a tropopausa (LIN, 2007). Sua evolução é descrita graficamente na Figura 2.1 e ocorre em 3 estágios: desenvolvimento, estágio maduro, e dissipação.

Figura 2.1 - Ciclo de vida de uma nuvem convectiva isolada. (a) desenvolvimento, (b) estágio maduro, e (c) dissipação.



Fonte: Adaptado de Byers e Braham (1949).

O estágio de desenvolvimento é caracterizado por uma corrente ascendente vigorosa, e é onde começam-se a formar gotas de chuva dentro da nuvem e partículas de gelo em altos níveis. Precipitação significativa na camada abaixo da nuvem ainda não é observada, e ocorre um entranhamento do ar do ambiente nas fronteiras laterais da nuvem. No estágio maduro a nuvem continua a crescer e a precipitação começa a ocorrer abaixo da base da nuvem. A evaporação da precipitação resfria o ar não saturado abaixo da base da nuvem criando uma região conhecida como “piscina fria” ((DRAGER; HEEVER, 2017)). O cisalhamento horizontal fraco faz com que a precipitação caia diretamente sobre a corrente ascendente, enfraquecendo-a e dando início ao estágio de dissipação.

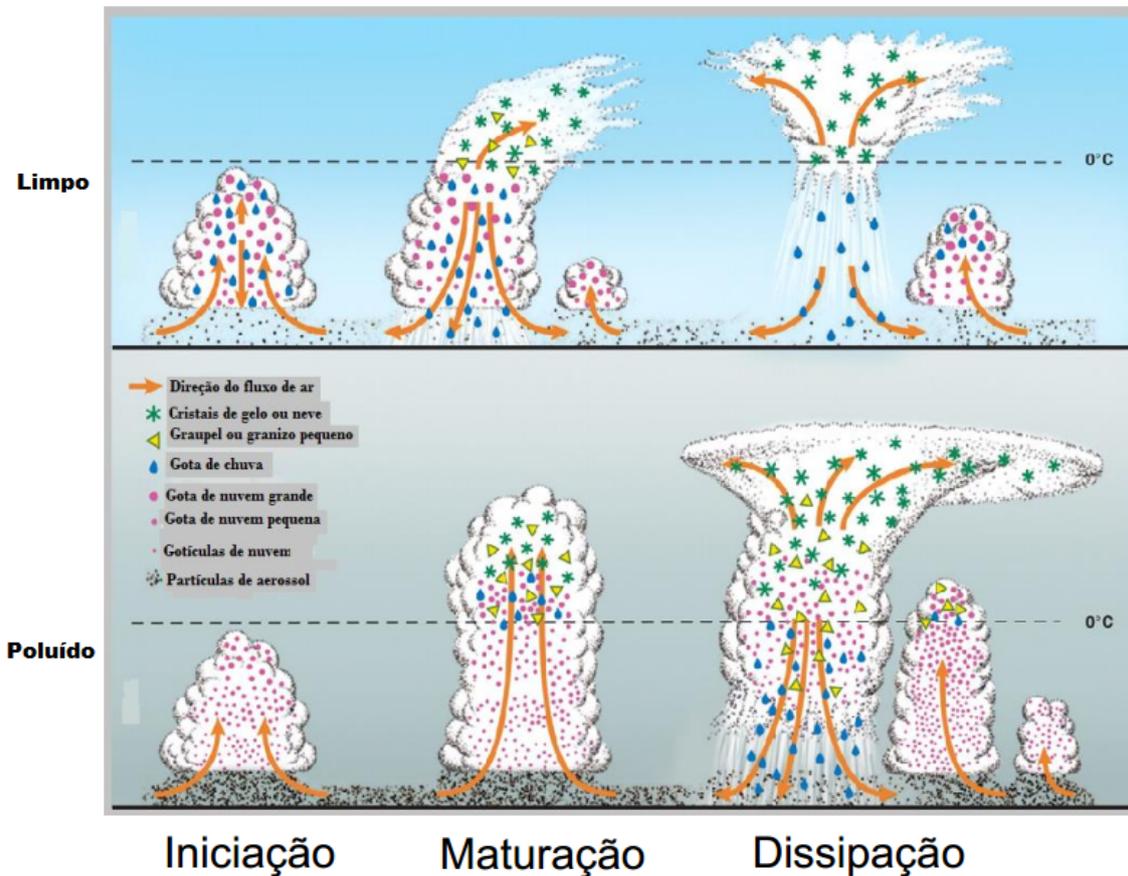
A observação direta do movimento vertical dentro das nuvens é um assunto complexo devido à dificuldade de observação dentro de nuvens convectivas profundas. Voos instrumentados são uma opção, mas a presença de granizo e de correntes verticais intensas torna essa operação complexa e perigosa. Além disso, medições por aviões tem baixa resolução temporal e espacial, além de um alto custo envolvido. Uma opção utilizada para a observação do movimento vertical de nuvens são radares perfiladores de apontamento zenital, que observam a velocidade doppler dos hidrometeoros (GIANGRANDE et al., 2013) e que através de algumas aproximações podem fornecer a componente vertical da velocidade do ar (w), como será descrito

na Seção 3.

2.1.1 Microfísica de nuvens convectivas profundas

Os processos microfísicos de formação da nuvem possuem diferenças de acordo com o tipo e a concentração de aerossóis presentes na região onde ela se forma. As gotas se formam quando o ar úmido condensa sobre uma partícula que tem afinidade com a água, partículas essas chamadas de núcleos de condensação de nuvens (*cloud condensation nuclei* – CCN). Aerossóis na atmosfera são exemplos de CCN, e a quantidade e tipo de aerossol presentes na atmosfera são fatores importantes para se determinar o desenvolvimento de uma nuvem. Uma descrição gráfica do desenvolvimento de nuvens sob baixa e alta concentração de CCN é apresentada na Figura 2.2.

Figura 2.2 - Ciclo de vida de uma nuvem convectiva sob condições de baixa concentração de aerossóis (painel superior) e alta concentração de aerossóis (painel inferior).



Fonte: Adaptado de Rosenfeld et al. (2008).

Altas concentrações de aerossóis levam à maior competição das gotículas formadas pela umidade disponível, atrasando a conversão de gotículas para gotas de nuvem. Já sob baixa concentração de aerossol as gotículas crescem mais rapidamente, chegando mais cedo ao raio efetivo crítico de $14 \mu\text{m}$ necessário para o início dos processos de coalescência, segundo medidas observacionais por avião e satélite (FREUD; ROSENFELD, 2012; ROSENFELD; GUTMAN, 1994) imprescindíveis para a iniciação da precipitação. Uma iniciação mais rápida do desenvolvimento de gotas de chuva dificulta o transporte vertical de gotículas para níveis mais altos pelas correntes ascendentes, implicando que áreas com menores concentrações de aerossóis apresentarão maior formação de nuvens quentes. Logo, altas concentrações de CCN podem inibir a formação da precipitação em nuvens com pouco desenvolvimento vertical, aumentando o tempo do ciclo de vida da nuvem, possibilitando um maior desenvolvimento vertical. Por outro lado, alguns estudos observacionais (ANDREAE et al., 2004; GONÇALVES et al., 2015; ROSENFELD; WOODLEY, 2003) mostram que esse mecanismo não é linear, e altas concentrações de CCN podem dificultar a precipitação em nuvens que por fatores dinâmicos tem seu desenvolvimento suprimido. Esses mesmos estudos mostram que caso a nuvem se desenvolva para a fase fria, altas quantidades de CCN acarretarão em nuvens mais vigorosas.

O desenvolvimento da nuvem em regiões mais altas da atmosfera, com temperaturas abaixo de 0°C , implica no surgimento dos processos de formação de gelo, levando ao desenvolvimento de tempestades com descargas elétricas e altos valores de precipitação (WILLIAMS, 2002). Nuvens formadas sobre floresta (na ausência de queimadas ou transporte de aerossóis de regiões urbanas) se desenvolvem num ambiente com alta disponibilidade de umidade e baixa concentração de aerossóis (ALBRECHT, 1989; ROBERTS et al., 2001; ROSENFELD et al., 2008). Na Amazônia há uma clara distinção no desenvolvimento das nuvens e na precipitação gerada por elas sob condições limpas e sob condições poluídas (ANDREAE et al., 2004; MARTINS; SILVA DIAS, 2009; ROSENFELD et al., 2008; WENDISCH et al., 2016).

A distribuição de tamanhos de gotas (em inglês, *drop size distribution* - DSD) na região amazônica já foi descrita anteriormente (ALBRECHT; SILVA DIAS, 2005; MARTINS et al., 2010; TOKAY et al., 2002), principalmente em estudos resultantes do experimento LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) (SILVA DIAS et al., 2002). Para o experimento GoAmazon2014/5, Wang et al. (2018) mostram que as DSDs observadas durante as estações seca e chuvosas tem características diferentes: na estação chuvosa as DSDs são mais parecidas com as observadas em regiões oceânicas (ou seja, em ambientes com aerossóis menores), e durante a esta-

ção seca as DSDs tem características mais continentais, são marcadas pela falta de características estratiformes, e apresentam mais casos de eventos convectivos do que na estação chuvosa.

2.1.2 Parametrização da convecção em modelos numéricos

As nuvens não são resolvidas numericamente em modelos de previsão de tempo e clima, tanto pelo peso computacional na resolução das equações que regem a dinâmica e microfísica das nuvens como pelo tamanho das mesmas, que em muitos casos são menores que o espaçamento horizontal de grade dos modelos. Desse modo, são incluídas parametrizações de nuvens nos modelos, ou seja, de acordo com o comportamento médio dos campos do modelo inicia-se a formação de nuvens em um determinado ponto de grade.

As parametrizações mais convencionais são baseadas na energia potencial disponível para convecção (CAPE) (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974), ou no balanço e convergência de umidade em larga escala (KUO, 1974; TIEDTKE, 1989), também conhecidos como esquemas de fluxo de massa.

Nos modelos numéricos a parametrização da convecção tem como objetivo primário a estimativa do aquecimento vertical da atmosfera por *cumulus*, e um esquema mais realístico de parametrização deve levar em conta também os processos microfísicos de geração de água e gelo e o transporte de massa dentro da nuvem (ARAKAWA, 2004).

Um problema comum à maioria dos modelos numéricos de tempo e clima e suas parametrizações é a má representação do ciclo diurno da precipitação, que geralmente tem seu início adiantado em relação ao observado, em fase com o ciclo diurno de CAPE (BECHTOLD et al., 2004; GENTINE et al., 2013; WANG et al., 2007). Estudos apontam que essa deficiência é parcialmente explicada pela falta de representação de um estágio intermediário de *cumulus* rasos e médios e seus efeitos associados como a umidificação gradual da troposfera livre (GUICHARD et al., 2004). Uma solução encontrada para resolver a questão do início precoce da precipitação devido à omissão da fase rasa em modelos é a variação do coeficiente de entranhamento conforme o passar do dia (GRABOWSKI et al., 2006). Outros problemas recorrentes observados em simulações numéricas são a duplicação e localização da Zona de Convergência Intertropical (HWANG; FRIERSON, 2013), e de extrema importância para a região de estudo, a subestimativa da precipitação sobre a floresta amazônica (HUNTINGFORD et al., 2004).

As características diurnas da precipitação sobre o continente estão fortemente ligadas com a atividade convectiva produzida pelo aquecimento radiativo da superfície, logo, a simulação da variação da precipitação é correlacionada e altamente sensível a parametrização de *cumulus* nos modelos (CHOI et al., 2015; KOO; HONG, 2010). A maioria dos modelos utiliza parametrizações separadas para convecção rasa, convecção profunda, e camada limite planetária. Estudos com modelos estocásticos de plumas (D'ANDREA et al., 2014; GENTINE et al., 2013) sugerem que a unificação dessas parametrizações é um passo importante para a melhor representação do ciclo diurno da precipitação, já que remove a retroalimentação decorrente do uso de parametrizações separadas (HOHENEGGER; BRETHERTON, 2011). Um esquema de fechamento convectivo diagnóstico dependente de CAPE e sujeito a forçante de camada limite planetária (BECHTOLD et al., 2014) melhorou significativamente a representação do ciclo diurno da convecção.

2.1.3 Transição da convecção rasa para profunda

Uma das etapas do desenvolvimento de nuvens profundas, que ainda é causa de muitos estudos, é a transição da convecção rasa para a convecção profunda. Nos trópicos, a distribuição de nuvens é tri-modal, e os tipos de nuvens mais encontrados são *cumulus* rasos, *cumulus congestus*, e *cumulonimbus* (JOHNSON et al., 1999). *Cumulus* rasos são aqueles cuja base se encontra pouco acima da CLP (aproximadamente 1500) e topos não passam da camada de inversão dos ventos alísios, o que na região amazônica ocorre na altitude de aproximadamente 3 km, ou 700 hPa em nível de pressão. O ciclo de vida completo de uma tempestade é geralmente conceitualizado como uma progressão entre o desenvolvimento de uma camada limite convectiva seca, o surgimento de *cumulus* rasos, a transição para *cumulus* profundos, e daí a possível organização em um sistema de mesoescala e evolução desse sistema (WU et al., 2009). Estudos de modelagem numérica (BECHTOLD et al., 2004; BETTS; JAKOB, 2002b; GUICHARD et al., 2004) apontaram que a iniciação precoce da precipitação em simulações na representação do ciclo diurno sobre o continente em comparação com dados observados está relacionado ao fato de modelos omitirem a fase rasa da convecção.

A ideia do efeito negativo do entranhamento do ar seco em suprimir o empuxo de plumas convectivas, e por consequência, a transição de nuvens rasas em sistemas profundos, surgiu de diversos estudos usando *cloud resolving models* (CRMs) (CHABOUREAU et al., 2004; DERBYSHIRE et al., 2004). Esses trabalhos mostraram que o desenvolvimento da convecção profunda depende do conteúdo de umidade disponí-

vel na troposfera (especialmente quando a saturação é atingida próxima à altura da base da nuvem) e quão sensível é o desenvolvimento convectivo à umidade relativa. Um ambiente seco não é favorável à convecção profunda pois o entranhamento de ar seco do ambiente leva a um resfriamento evaporativo e empuxo negativo das nuvens. Esses argumentos foram testados em simulações numéricas, onde aumentando de maneira horizontalmente uniforme o valor de razão de mistura acima de 3 km quando as nuvens rasas começam a se desenvolver, levaram ao estágio de convecção profunda (KUANG; BRETHERTON, 2006).

Experimentos onde o efeito da evaporação da chuva foi retirado do modelo não provocaram transição de nuvens rasas para profundas (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2006). Esse resultado levou os autores à hipótese de que piscinas frias produzidas pelas correntes descendentes de nuvens *congustus* ajudam a organizar as circulações de mesoescala que ajudam no desenvolvimento de nuvens maiores horizontalmente. Como nuvens maiores são menos suscetíveis a serem dissipadas pelo entranhamento de ar seco, elas tendem a se desenvolver mais verticalmente, causando precipitação mais intensa, gerando piscinas frias mais fortes e realimentando o processo. Outro efeito importante da piscina fria é o fortalecimento dos fluxos de calor latente e sensível na superfície e o aumento do aquecimento convectivo na camada de nuvem, mesmo sem modificar substancialmente o fluxo de massa convectivo (KUROWSKI et al., 2018).

Há a hipótese de que a convecção rasa persiste até que o ambiente se torne instável o suficiente para permitir a transição em convecção profunda (RAYMOND et al., 2003; WU et al., 2009). Ao analisar a evolução temporal do lapse-rate da temperatura potencial virtual do ambiente com a das nuvens em camadas de *cumulus* rasos, Wu et al. (2009) mostraram que a transição coincide com o momento onde o lapse-rate das nuvens se torna maior que o do ambiente, ou seja, quando as nuvens rasas desenvolvem um empuxo positivo na média.

Medidas observacionais mostraram que a não homogeneidade da energia estática úmida e do vento horizontal na camada limite planetária é correlacionada com altas taxas de precipitação nos estágios iniciais das chuvas observadas. Alta umidade relativa acima da CLP (Camada Limite Planetária) é correlacionada com um adiantamento da ocorrência da precipitação e maior duração desses eventos, enquanto que a instabilidade atmosférica entre 2-4 km acima da superfície está correlacionada com o total e o máximo de precipitação observada (ZHANG; KLEIN, 2010). Essas observações são coerentes com as teorias que enfatizam a importância de uma

baixa troposfera úmida e camada limite planetária não homogênea como fatores chave para a transição entre convecção rasa e profunda. Observações durante o GoAmazon2014/5 (CHAKRABORTY et al., 2018; ZHUANG et al., 2017) sugerem que os principais fatores que levam a transição rasa-profunda são a instabilidade e a abundância de umidade, e que há uma dependência desses fatores conforme a estação (seca ou chuvosa): durante a estação seca a camada úmida tem que ser mais extensa entre a CLP e a média troposfera do que durante a estação chuvosa para promover o desenvolvimento de nuvens profundas. O cisalhamento do vento é significativo apenas na estação seca.

2.1.4 Ciclo de vida

Estudos prévios baseados em satélites geoestacionários (pré GOES 16) se restringiam a baixa resolução temporal das imagens, que geralmente era de 3 h (8 imagens por dia). Essa deficiência levava à não caracterização do ciclo de vida de sistemas isolados menores, que tem seu ciclo de vida completo ocorrendo num período menor que o tempo de fornecimento de dados do satélite. Isso limitava o estudo do ciclo de vida aos sistemas maiores como linhas de instabilidade (GARSTANG et al., 1994) ou complexos convectivos de mesoescala (MACHADO et al., 1998).

Utilizando dados do GoAmazon2014/5, Machado et al. (2018) mostraram (valores médios) que as nuvens têm um tempo de vida de aproximadamente 1,5 hora e 75 km de raio efetivo, enquanto que as células de chuva associadas à essas nuvens têm um tempo de vida de 36 minutos e raio efetivo de 7,5 km. Em termos de valores máximos os autores encontraram aglomerados de nuvens que excedem 300 km de raio efetivo e tempo de vida de 24 horas, e células de chuva com 60 km de raio efetivo e duração de duas horas. Essas escalas temporais e espaciais mostram que é necessário o uso de radares para captar com detalhes a evolução do ciclo de vida de nuvens precipitantes. Por outro lado, a baixa cobertura espacial de um radar (tipicamente 240 km de raio na banda S) limita o acompanhamento e a amostragem dos sistemas ocorrentes na região.

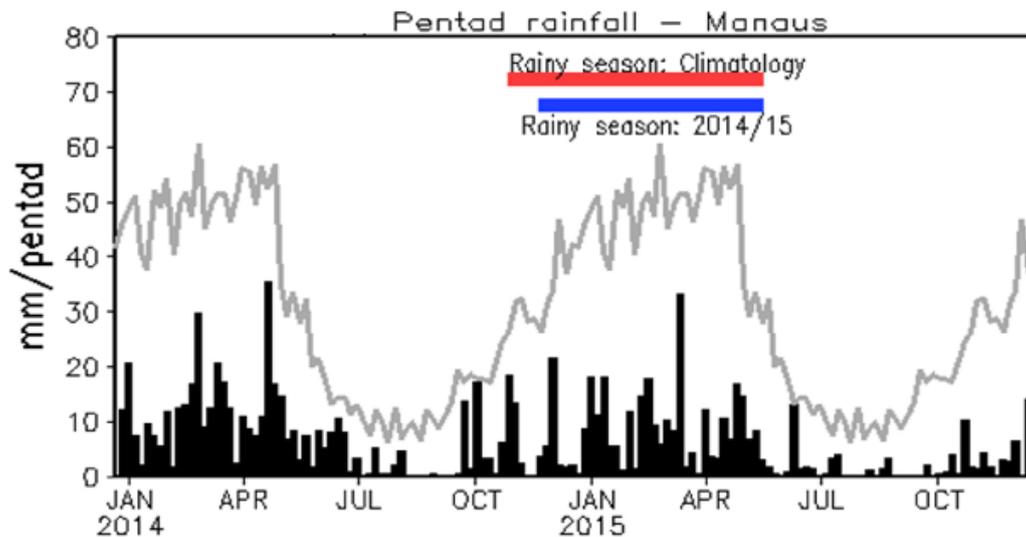
Atualmente, o satélite GOES-16, que cobre todo o Brasil, opera com resolução temporal de 10 minutos (SCHMIT et al., 2017) no modo disco-cheio (*full-disk* em inglês), mais alta que os radares que cobrem a região amazônica (São Gabriel da Cachoeira, Tabatinga, Tefé, e Manaus/AM, Cruzeiro do Sul/AC, Porto Velho/RO, Boa Vista/RR, Macapá/AC, Belém e Santarém/PA), que geram com um *volume scan* a cada 12 minutos, abrangendo um raio de 240 km. A evolução da resolução temporal dos satélites geoestacionários, aliada com o aumento de canais e melhoria

na resolução espacial da instrumentação em comparação com os GOES anteriores que serviram nossa região terá um grande impacto no estudo do ciclo de vida das tempestades, não só sobre a região amazônica, mas no Brasil como um todo.

2.2 Ciclo diurno da precipitação

A região amazônica possui uma característica muito marcante que a diferencia das outras regiões do Brasil em relação à climatologia sazonal das chuvas, possuindo um verão e outono muito mais chuvoso do que o inverno e a primavera. Na literatura é comum o uso da terminologia “estação chuvosa” e “estação seca” para caracterizar esses períodos, que geralmente variam de janeiro até abril (estação chuvosa) e junho até setembro (estação seca) (GIANGRANDE et al., 2017; MACHADO et al., 2018). A Figura 2.3 apresenta os dados observados de precipitação para Manaus nos anos de 2014 e 2015, de acordo com (MARENGO et al., 2017).

Figura 2.3 - Precipitação a cada 5 dias em Manaus, obtida pela estação do INMET, de janeiro de 2014 até dezembro de 2015. A barra vermelha indica a ocorrência climatológica do início e fim da estação chuvosa, e a barra azul a ocorrência do início e fim da estação chuvosa para 2014-2015. A linha cinza mostra o ciclo anual climatológico de precipitação.

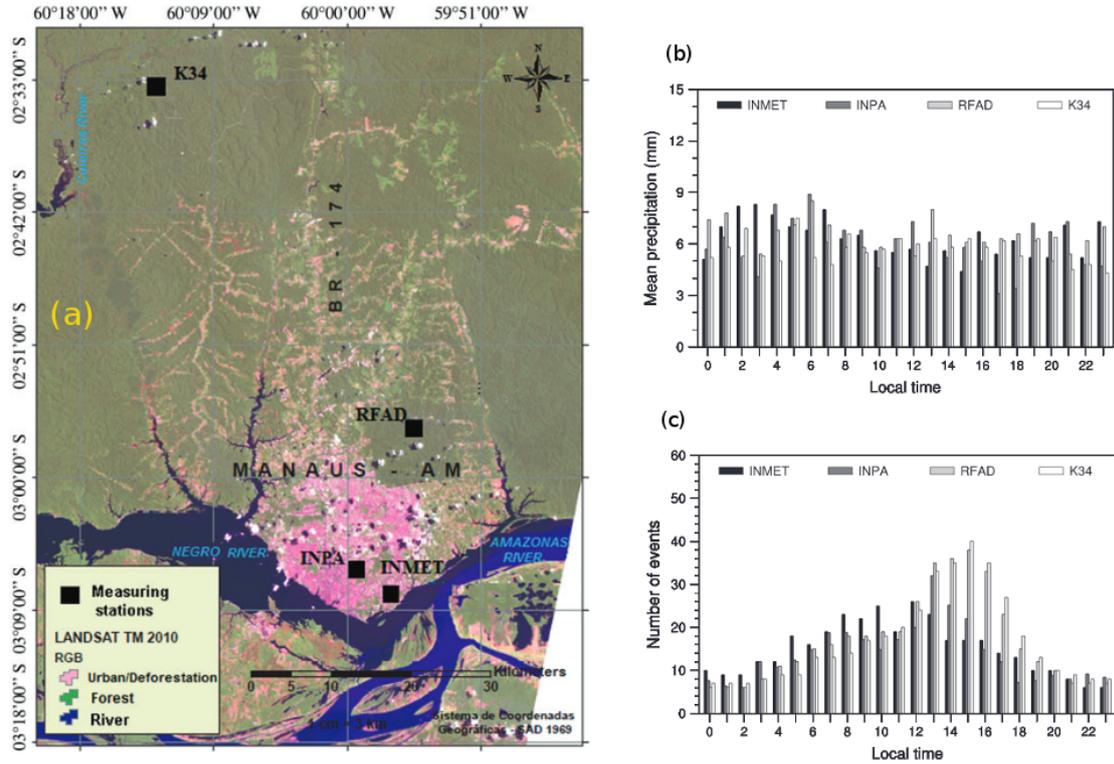


Fonte: Marengo et al. (2017).

Climatologicamente, as estações seca e chuvosa são bem definidas e estão associadas com o chamado Sistema Sul-Americano de Monções (SAMS) (CARVALHO et al., 2011). Dentro desse sistema, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) representa uma característica dominante da estação chuvosa e é observada como uma faixa larga de precipitação que se estende do noroeste até o sudeste da bacia amazônica, chegando até o sudeste do Brasil, junto à costa litorânea do oceano Atlântico. As ZCASs podem persistir por vários dias e são associadas com extremos de precipitação na região central e sudeste do Brasil (CARVALHO et al., 2004). A proximidade com o equador e o oceano Atlântico faz a região ser afetada pela Zona de Convergência Inter-tropical (ZCIT) (HASTENRATH, 1984), o que afeta diretamente a parte norte da bacia. Anomalias na ZCIT tem um impacto direto na precipitação na bacia amazônica, incluindo a ocorrência de períodos de seca (MARENGO et al., 2011).

Há uma clara diferenciação no ciclo da precipitação nas diferentes regiões da Amazônia (ANGELIS et al., 2004). Na área de estudo desse trabalho, a zona central, a precipitação é mais frequente durante o dia (assim como nas áreas sudeste e oeste da Amazônia), enquanto que na parte norte a chuva é mais frequente durante a noite. Mesmo analisando apenas a área de Manaus e seu entorno podemos observar diferenças locais: em áreas de floresta o horário mais comum da precipitação é entre às 12 e 16 horas (horário local - LT), e nas cidades próximas aos rios esse horário é entre 10 e 14 LT (TANAKA et al., 2014), conforme apresentado na Figura 2.4. Essa diferença é explicada pela circulação local, especialmente o efeito de brisa causado pela interação rio-continente.

Figura 2.4 - Ciclo diurno da ocorrência e quantidade de precipitação em 4 estações na zona central da Amazônia. (a) mapa das estações; (b) precipitação média em cada estação; e (c) número de eventos em cada estação.



Fonte: adaptado de Tanaka et al. (2014).

A convecção associada com a propagação para o continente da brisa fluvial durante a estação chuvosa foi demonstrada estar em fase com o ciclo diurno da convecção profunda nos sítios do GoAmazon2014/5 (BURLEYSON et al., 2016). Os mesmos autores mostraram que a 80 km a nordeste do T3, do outro lado do Rio Negro, há uma maior ocorrência de convecção profunda (25% maior do que no T3) e maiores taxas de precipitação durante à tarde (36% maior do que no T3), reforçando a variabilidade espacial do ciclo da precipitação mesmo em escalas locais.

Durante o experimento LBA, Machado et al. (2002) sugeriram o seguinte modelo conceitual para o ciclo diurno da convecção sobre o sudoeste da Amazônia: a diminuição da nebulosidade pela manhã permite uma maior insolação sobre a superfície e um aumento da temperatura potencial equivalente. Devido à alta disponibilidade

de umidade, a camada limite se umidifica devido ao gradiente de umidade específica e fluxo de calor latente no solo. Logo após ao meio-dia local a convecção se desenvolve rapidamente, aumentando a cobertura de nuvens e o máximo de precipitação é observado. Os autores sugerem que o calor latente liberado pelas torres convectivas na média atmosfera contribui para um pós-desenvolvimento de nuvens maiores e organizadas, o que explicaria o máximo de atividade convectiva e fração de nuvens observadas mais à tarde. A precipitação, por outro lado, diminui, devido ao fluxo de vapor d'água advectado para a bigorna que dá origem a parte estratiforme dos sistemas convectivos.

Na parte leste da bacia, próximo a confluência dos rios Amazonas e Tapajós, [Fitzjarrald et al. \(2008\)](#) encontraram grandes variações no ciclo diurno da precipitação entre estações próximas aos rios, que não registraram chuva convectiva significativa durante à tarde, e mais chuva noturna do que nas estações a poucos quilômetros de distância dos rios. Esse efeito muito localizado devido a brisa de rio é um problema significativo tanto em modelos numéricos como em campos de reanálise de chuva, que não captam essa variação devido ao alisamento e espaçamento de grade.

Como descrito anteriormente, uma das grandes deficiências nos modelos numéricos é a correta representação do ciclo diurno da precipitação sobre a região continental, o que inclui a região de estudo deste trabalho. Erros na representação da precipitação foram encontrados tanto em modelos de circulação global ([JANOWIAK et al., 2007](#); [LEE et al., 2007](#)), modelos climáticos regionais ([DAI et al., 1999](#); [POHL et al., 2014](#)) e até CRMs de alta resolução ([LEE et al., 2010](#)). Todos estes estudos apontaram deficiências na reprodução do ciclo diurno da precipitação, adiantando temporalmente a ocorrência de chuva sobre o continente. [Khairoutdinov e Randall \(2006\)](#) citam que, especificamente para a Bacia Amazônica, um dos desafios para uma descrição mais precisa do ciclo diurno da precipitação é a melhoria na abordagem da parametrização da convecção rasa e nas transições para nuvens mais profundas.

2.3 Camada limite amazônica

As características da CLP sobre a Amazônia foram estudadas observacionalmente inicialmente pelos experimentos *Amazon Boundary-Layer Experiment* (ABLE), em agosto de 1985 (ABLE-2A) e abril e maio de 1987 (ABLE-2B) ([GARSTANG et al., 1990](#); [HARRISS et al., 1988](#)). Os experimentos LBA e GoAmazon2014/5 também contaram com vasta instrumentação para caracterização da CLP, como torres de fluxo, anemômetros sônicos, sensores de superfície, entre outros, com suas características sendo descritas por exemplo por [Carneiro e Fisch \(2019\)](#). Hoje há um experimento a

aproximadamente 200 km a nordeste de Manaus, denominado *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO) (ANDREAE et al., 2015) que já tem gerado alguns resultados sobre a camada limite em área de floresta (OLIVEIRA et al., 2018; OLIVEIRA et al., 2019; SANTANA et al., 2018).

Em florestas densas a maior parte da radiação solar incidente não penetra a região da copa das árvores, ou seja, não atinge o solo. Em regiões desflorestadas, como Manaus e seus arredores, há uma maior incidência de radiação solar na superfície, o que aumenta a espessura da CLP durante o dia.

Diferenças sazonais são notadas no comportamento da CLP amazônica, principalmente devido à diferença de nebulosidade observada entre as estações seca e chuvosa. Na estação chuvosa, há uma maior ocorrência de nebulosidade, e a profundidade da camada mista abaixo da base das nuvens, assim como a umidade relativa próxima ao solo e o nível de condensação por levantamento (NCL) são fortemente acoplados na CLP convectiva diurna (BETTS et al., 2006). Em dias livres de nuvens, com uma maior incidência de radiação solar à superfície, o aumento do fluxo de calor latente acarreta num aumento da altura da camada de mistura, que atinge seu máximo por volta do meio dia local (FISCH, 1995).

A CLP convectiva também apresenta diferentes características dependendo da ocupação do solo. Em estudos no sudoeste da Amazônia (Ji-Paraná/RO) durante o experimento LBA, Fisch et al. (2004) mostraram que o desenvolvimento da CLP convectiva é independente da estação em áreas de floresta e tem aproximadamente 1000 m de altura, enquanto que em áreas de pastagem há uma clara sazonalidade, com essa altura atingindo 1650 m na estação seca e 1000 m na estação chuvosa. Essas diferenças estão ligadas com a variabilidade da umidade do solo e por consequência com a variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente, fatores que têm um grande impacto na formação de nuvens e no balanço de energia.

2.4 Classificação de hidrometeoros

O uso de dupla polarização linear em radares meteorológicos foi proposto em meados dos anos 70, já que em baixas elevações os estados horizontal e vertical do campo elétrico da onda emitida pelo radar estão alinhados com os eixos principais das gotas oblatas em suspensão na atmosfera (SELIGA; BRINGI, 1976; SELIGA; BRINGI, 1978). A possibilidade de se obter detalhes sobre a forma dos hidrometeoros observados, junto com informações adicionais como altura do nível de congelamento ou perfil de temperatura, permite que se use os observáveis do radar (principalmente o fator

de refletividade horizontal Z , fator de refletividade diferencial ZDR , fase diferencial específica KDP , e coeficiente de correlação ρ_{HV}) como ferramenta para classificação de hidrometeoros.

Diversos métodos para classificação de hidrometeoros foram desenvolvidos desde os anos 80, a grande maioria utilizando técnicas de lógica *fuzzy*. Esses algoritmos de classificação são chamados de supervisionados, ou seja, necessitam de uma informação *a priori* dos tipos de hidrometeoros (derivadas através de modelos ou de maneira empírica) e de suas relações com os valores dos observáveis do radar. Alguns exemplos são os métodos criados por Dolan e Rutledge (2009), Liu e Chandrasekar (2000), e Vivekanandan et al. (1999). Recentemente surgiram os métodos chamados de não-supervisionados ou semi-supervisionados (BECHINI; CHANDRASEKAR, 2015; GRAZIOLI et al., 2015), que diferentemente dos algoritmos que baseados em lógica *fuzzy*, utilizam semelhanças nos padrões observados entre as variáveis para criar grupos (também chamado de *clusters*) que são associados com classes de hidrometeoros através de uma interpretação posterior.

Na literatura nota-se que a grande maioria dos algoritmos de classificação foram desenvolvidos para radares banda-S, e testados e validados em regiões latitudes médias do hemisfério norte, apesar de estudos observacionais sobre as características microfísicas dos sistemas precipitantes atuantes na Bacia Amazônica existirem (ex.: Pereira Filho et al. (2002), Rocco e Pereira Filho (2003)). Adaptações desses algoritmos foram feitas para radares banda-C e -X, mas a validação sobre a região tropical, e o desenvolvimento de um algoritmo próprio para radares de frequência mais alta não foi feita até o trabalho de Ribaud et al. (2019). Neste estudo, os autores apresentam o primeiro algoritmo não-supervisionado totalmente desenvolvido para a região tropical brasileira utilizando um radar polarimétrico na banda X. Esse algoritmo usa classificações diferentes para estação chuvosa (11 classes de hidrometeoros) e seca (12 classes), além de separação *a priori* de regiões convectivas e estratiformes. Mais detalhes sobre esse algoritmo serão apresentados na Seção 3.4.

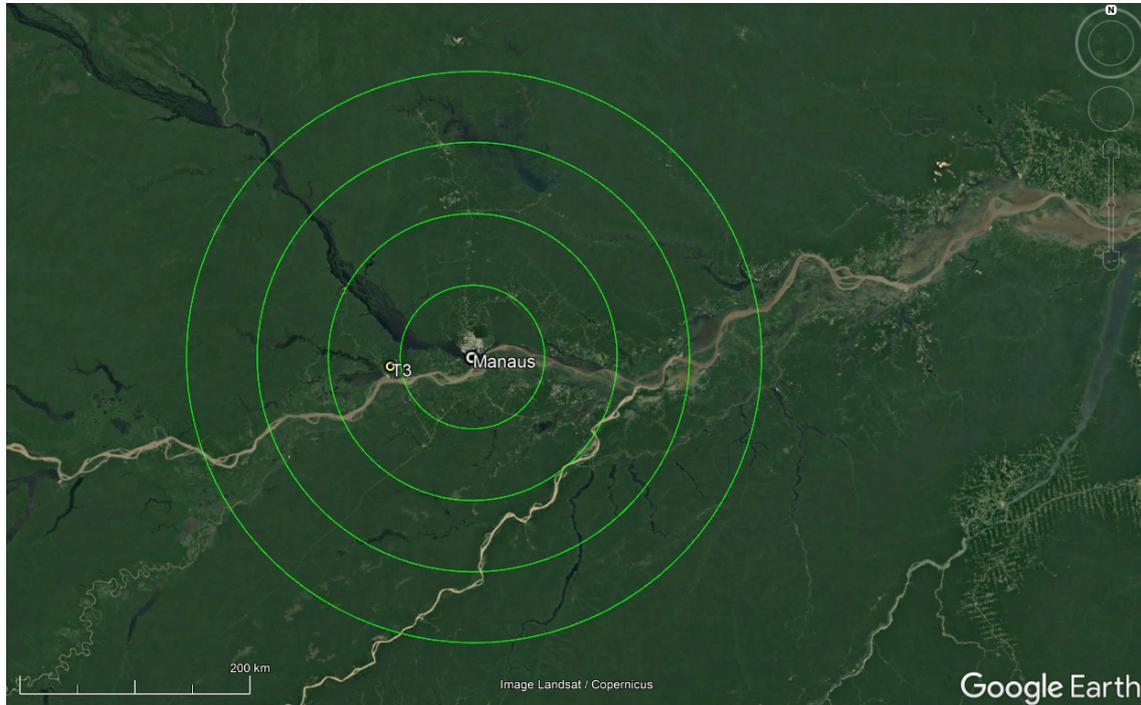
3 DADOS E METODOLOGIA

Nesse capítulo serão apresentadas as fontes de dados utilizadas nesse trabalho, uma descrição dos instrumentos utilizados, bem como a metodologia aplicada para obtenção dos resultados apresentados, separada por cada etapa do trabalho.

3.1 Campanha CHUVA-GoAmazon2014/5

Os dados utilizados nesse estudo se baseiam na campanha internacional conjunta CHUVA-GoAmazon2014/5, ocorrida entre janeiro de 2014 e dezembro de 2015, com seu sítio principal de observação localizado em Manacapuru/AM (latitude -3,213; longitude -60,598), distante aproximadamente 70 km de Manaus, denominado T3. Como detalhado mais adiante também foram usados os dados do radar de Manaus. Um mapa descritivo da região estudada, com indicações de localização do sítio T3 e cobertura do radar é apresentado na Figura 3.1.

Figura 3.1 - Mapa descritivo da região estudada, indicando a localização do radar de Manaus (ponto branco), os anéis de distância do radar (240 km de raio, 60 km cada anel, em verde) e a localização do T3 (ponto amarelo).



Fonte: Produção do autor.

3.1.1 Projeto CHUVA

O projeto CHUVA - *Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud-Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement (GPM)* (MACHADO et al., 2014) foi um projeto iniciado em 2010, no qual uma estrutura composta de diversos instrumentos (disdrômetros, pluviômetros, torre de fluxo, radiômetro em micro-ondas, estação de radiossonda, radar meteorológico, entre outros) foi enviada para diferentes cidades do país (Fortaleza/CE, Belém/PA, São José dos Campos/SP, Santa Maria/RS, e Manacapuru/AM) escolhidas por terem regimes de precipitação distintos entre si. Dentre os objetivos do projeto CHUVA relacionados com esse trabalho pode-se destacar:

- Quais os processos de nuvens típicos que ocorrem nos diferentes regimes de precipitação do Brasil?
- Quais os processos de superfície e CLP relevantes à formação das nuvens?
- Quais os processos primários na evolução do ciclo de vida das nuvens, isto é, na sua transição de nuvem rasa para nuvens precipitantes e tempestades?
- Como esse conhecimento obtido pode ajudar a melhorar a representação da convecção em modelos e aperfeiçoar a previsão numérica de tempo e previsão de curtíssimo prazo (nowcasting) na região tropical?

Juntamente com os instrumentos do projeto CHUVA, dados de radares meteorológicos já existentes e operados por outras instituições (como a Força Aérea Brasileira) serviram como importante fonte de informação sobre os sistemas precipitantes observados nesses experimentos de campo. Nesse trabalho será utilizado principalmente o radar de Manaus, operado pelo Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM). O CENSIPAM atuou como parceiro no projeto CHUVA em Belém e Manacapuru, e no escopo desse trabalho forneceu o conjunto completo de dados do radar de Manaus para os anos de 2014 e 2015.

3.1.2 Projeto GoAmazon2014/5

O projeto GoAmazon2014/5 - *Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon* (MARTIN et al., 2016) focou nas interações entre vegetação, química da atmosfera, produção de aerossóis, e suas conexões com a formação de nuvens e impactos na precipitação. O local escolhido como sítio principal foi a cidade de Manacapuru/AM, uma região que se encontra em uma área de floresta na zona central da

bacia amazônica mas que regularmente é impactada diretamente pela pluma de poluição originária da cidade de Manaus. Esse projeto teve duração de 2 anos, entre 2014 e 2015 e dois períodos de operação intensiva - IOPs - entre 1 de Fevereiro a 31 de Março e entre 15 de Agosto a 15 de Outubro de 2014, onde atividades como vôos instrumentados e observações adicionais foram realizadas.

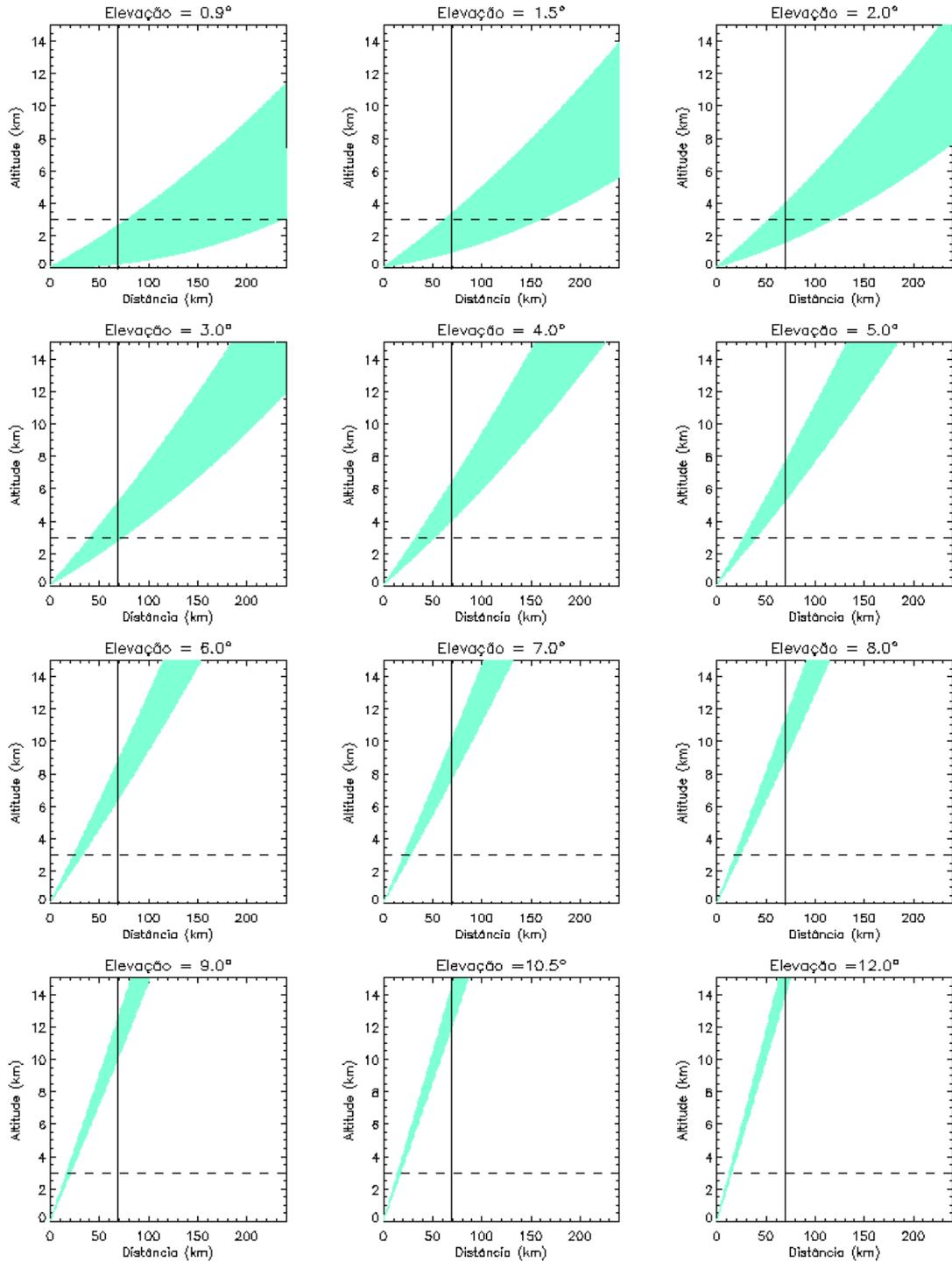
Como parte do projeto GoAmazon2014/5, o programa *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) do Departamento de Energia dos Estados Unidos da América enviou seu conjunto de instrumentos conhecido como *ARM Mobile Facility* (MILLER et al., 2016) 1 (AMF1) para o T3. Dentre os instrumentos enviados que podem ser destacados e que foram usados nesse trabalho estavam um radar de nuvem banda-W, um perfilador de vento, tetômetro, termômetros de solo, medidores de turbulência, além de uma estação de radiossondagem.

3.2 Instrumentos e produtos

3.2.1 Radar meteorológico banda-S

Nesse estudo foram utilizados os dados do radar meteorológico de Manaus (altitude de 102,4 m, latitude -3,149 e longitude -59,991), operando na banda S, com polarização simples (horizontal), e capacidade Doppler. Esse radar efetua uma varredura completa a cada 12 minutos, varredura esta que consiste em 17 elevações (0,9, 1,5, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10,5, 12, 13,5, 15, 16,5, 18, e 19 graus). A Figura 3.2 apresenta o cone observado pelas 12 primeiras elevações do radar. Algumas características da configuração desse radar são apresentadas na Tabela 3.1

Figura 3.2 - Cone de observação das 12 primeiras elevações do radar de Manaus (em verde), com a altura do CAPPI de 3 km marcada pela linha horizontal tracejada, e a distância entre o radar e o T3 marcada pela linha vertical sólida.



Fonte: Produção do autor.

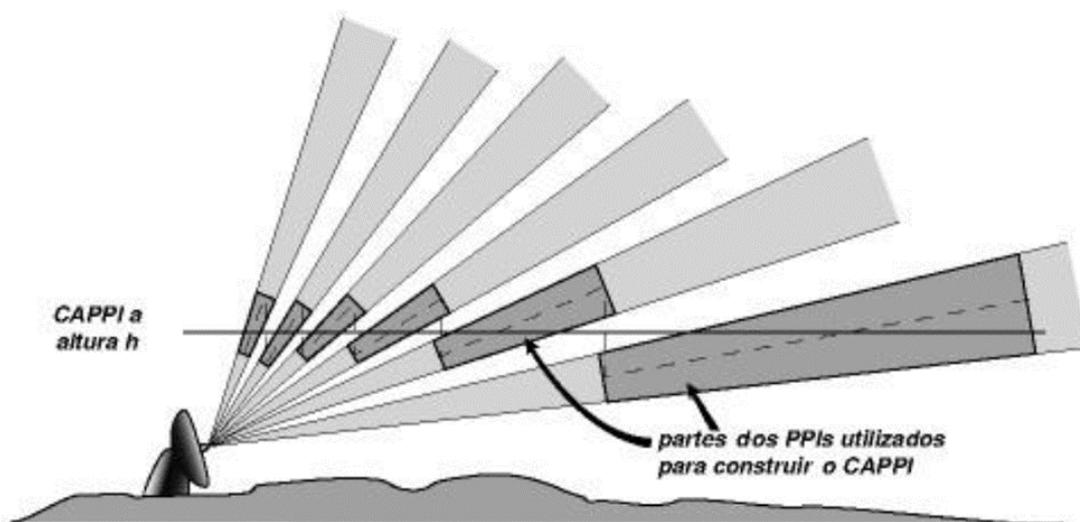
Tabela 3.1 - Características gerais do radar banda-S de Manaus.

Frequência	3 GHz
Comprimento de onda	10 cm
Largura de feixe	1,98°
Resolução radial	500 m
PRF	620 Hz
Largura de pulso	1 μ s
Alcance	240 km
Número de elevações	17
Observáveis	Refletividade, velocidade radial, largura espectral

Fonte: Produção do autor.

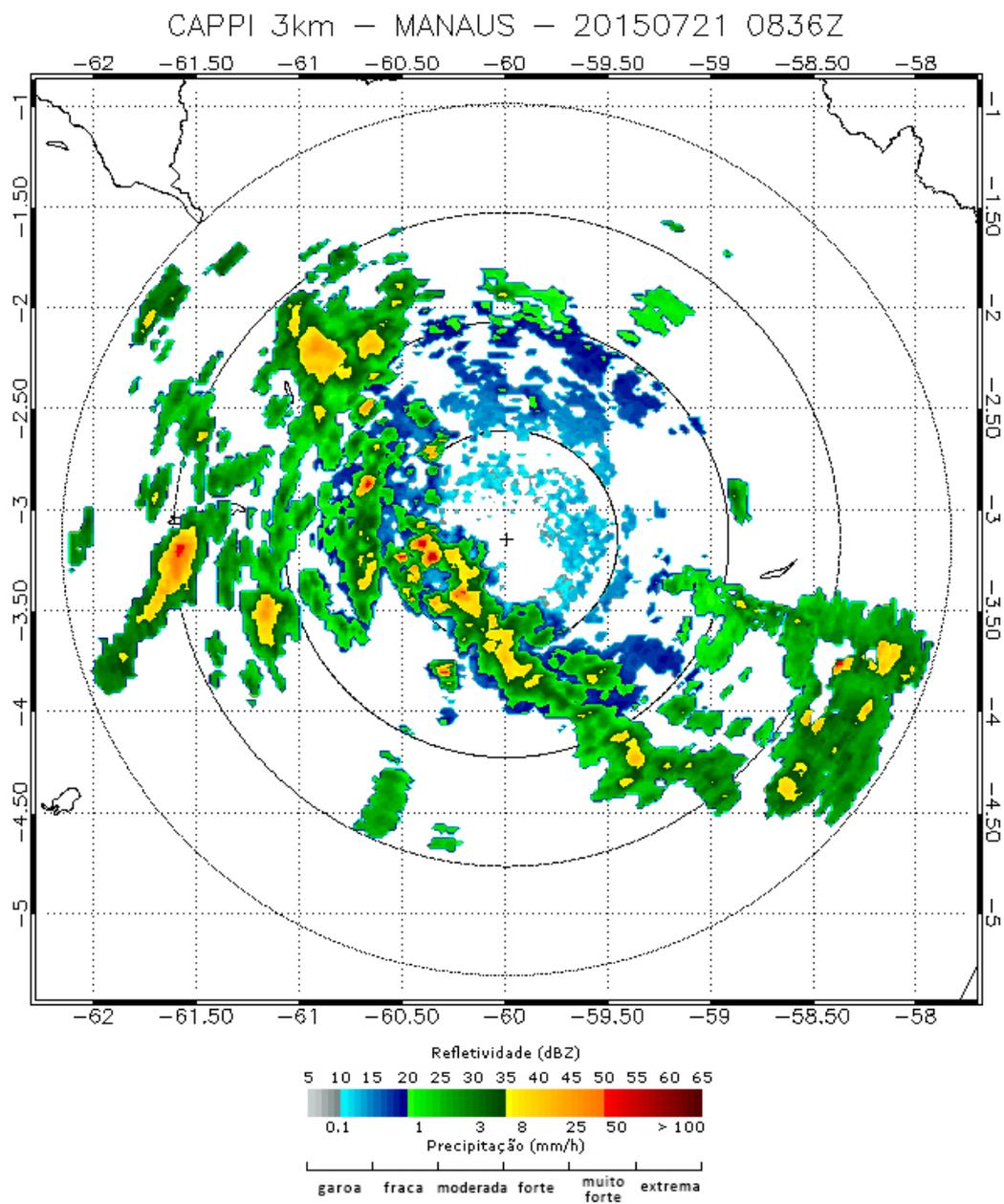
Para este trabalho foi utilizado um CAPPI (do inglês *Constant altitude plan position indicator*), isto é, um corte horizontal dos dados do radar paralelo a superfície, neste caso em 3 km de altitude. Os dados de entrada para o processamento de um CAPPI são as observações em elevação fixa que correspondem ao dado volumétrico do radar, com variação no azimute (de 0 a 360 graus), chamadas de PPI (do inglês *Plan position indicator*). Na Figura 3.3 é mostrado um exemplo de como é derivado um CAPPI a partir do dado volumétrico do radar. Esses dados foram utilizados para a classificação de eventos com ou sem chuva na metodologia aplicada no Capítulo 4 e como entrada para o algoritmo de rastreamento descrito mais adiante e utilizado na caracterização do ciclo de vida de tempestades apresentada no Capítulo 5. Esse CAPPI foi re-amostrado em uma grade regular de 2×2 km através de uma interpolação simples baseada nos pontos mais próximos à grade. Um exemplo de CAPPI gerado a partir do dado volumétrico do radar de Manaus é apresentado na Figura 3.4.

Figura 3.3 - Exemplo de como um CAPPI é formado a partir de cada PPI observado pelo radar.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.4 - CAPPI de refletividade em 3 km do radar de Manaus, para o dia 21 de julho de 2015, horário das 08:36 UTC. Cada anel representa 60 km de distância do centro do radar.

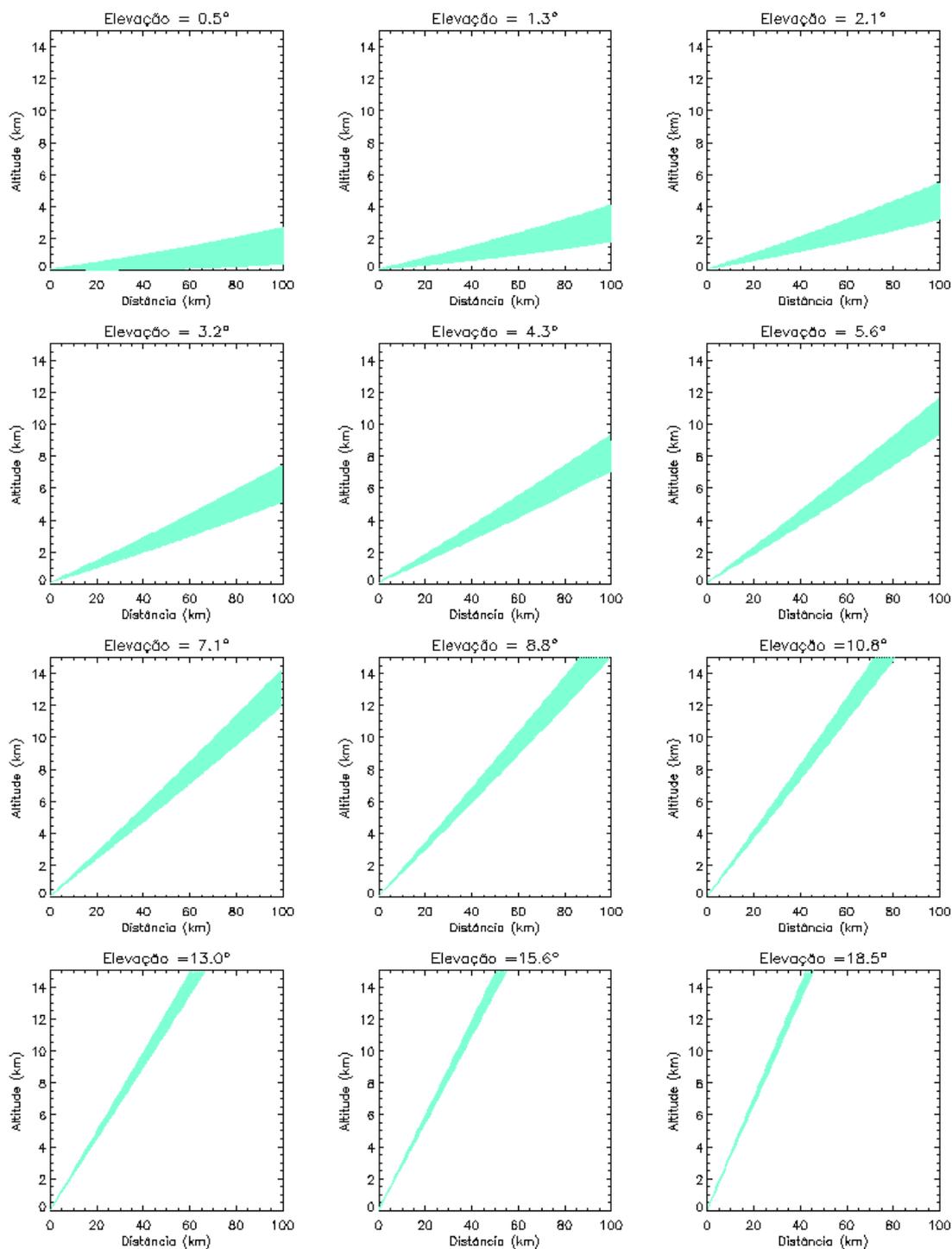


Fonte: Produção do autor.

3.2.2 Radar meteorológico banda-X

Como instrumento fundamental do CHUVA, o radar de dupla polarização Banda-X (frequência de 9,345 GHz e comprimento de onda de 3,2 cm) foi instalado no T3. Esse radar foi configurado de modo a efetuar um volume completo com 15 elevações (0,5, 1,3, 2,1, 3,2, 4,3, 5,6, 7,1, 8,8, 10,8, 13, 15,6, 18,5, 21,8, 25,6, e 30 graus) além de duas varreduras em azimute fixo e elevação variável a cada 10 minutos. Foi operado no modo de transmissão e recepção simultânea em dupla polarização, configuração que possibilita a obtenção dos observáveis refletividade na polarização horizontal (Z_H), refletividade diferencial (ZDR), fase diferencial Φ_{DP} , e coeficiente de correlação (ρ_{HV}). A Figura 3.5 apresenta o cone observado pelas 12 primeiras elevações do radar. As características gerais do instrumento são apresentadas na Tabela 3.2. Este radar operou entre 3 de fevereiro de 2014 até 10 de outubro do mesmo ano, apresentando falha no canal vertical entre 8 e 20 de março.

Figura 3.5 - Cone de observação das 12 primeiras elevações do radar móvel do projeto CHUVA (em verde), instalado no T3.



Fonte: Produção do autor.

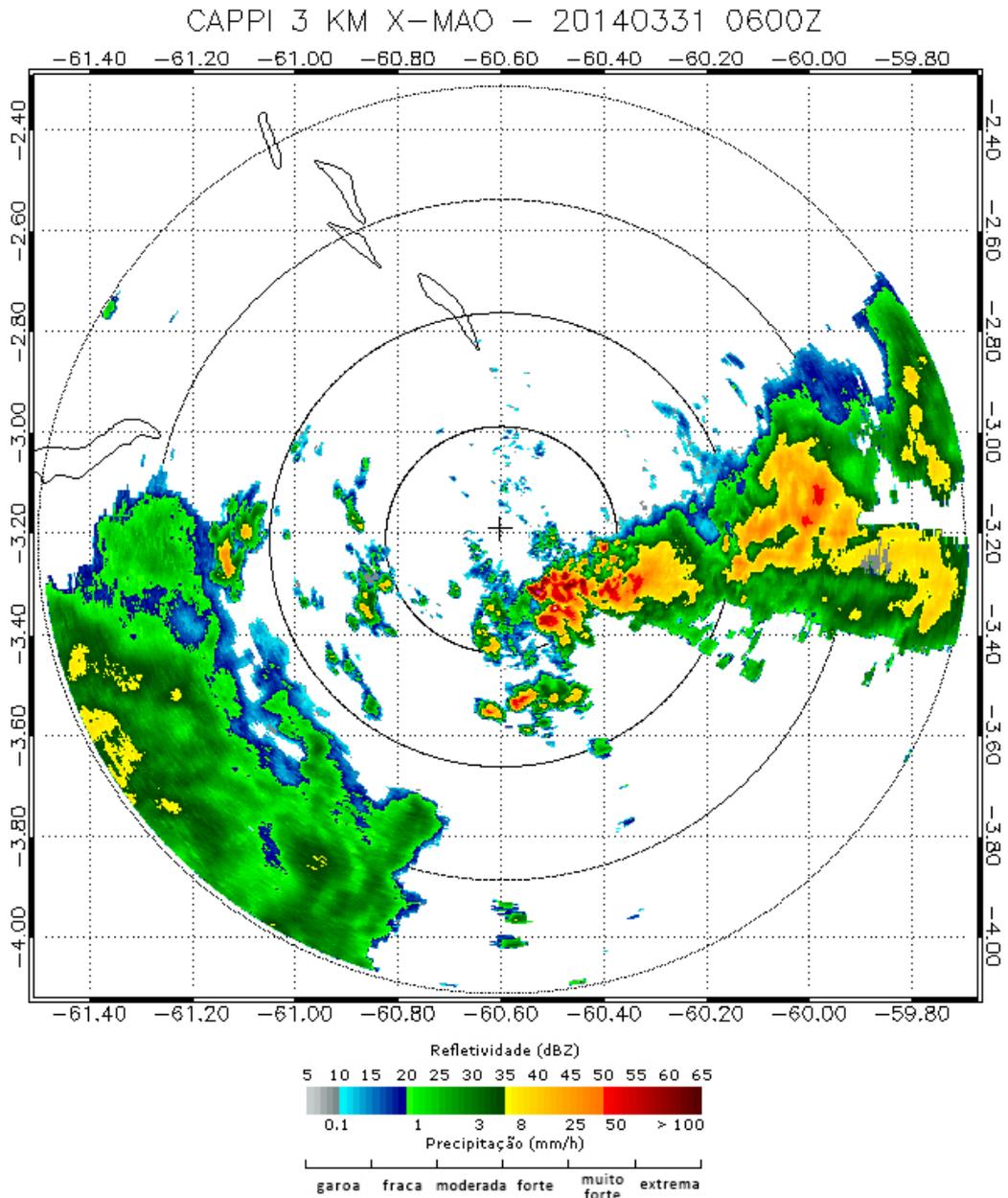
Tabela 3.2 - Características gerais do radar Banda-X instalado no T3.

Frequência	9,345 GHz
Comprimento de onda	3,2 cm
Largura de feixe	1,3°
Resolução radial	200 m
PRF	1500/1200 Hz
Largura de pulso	0,5 μ s
Alcance	100 km
Número de elevações	15
Observáveis	Refletividade, velocidade radial, largura espectral, refletividade diferencial, fase diferencial, coeficiente de correlação

Fonte: Produção do autor.

Os valores de Z_H e ZDR passaram por um método de correção de atenuação segundo [Testud et al. \(2000\)](#). Além disso, foi efetuado uma correção de *offset* de ZDR utilizando dados de chuva fraca sobre o radar, onde o valor teórico de 0 dB é esperado. Essa correção foi aplicada mensalmente ou a cada ocorrência de manutenção do radar. Através das observações de Φ_{DP} foi derivada a fase diferencial específica KDP , segundo [Hubbert e Bringi \(1995\)](#). Os dados desse radar foram utilizados para estimativa do conteúdo de hidrometeoros, conforme será descrito mais adiante. Um exemplo da cobertura do radar é apresentado na [Figura 3.6](#).

Figura 3.6 - CAPPI de refletividade em 3 km do radar móvel do projeto CHUVA, instalado no T3, para o dia 31 de março de 2014, horário das 06:00 UTC. Cada anel representa 25 km de distância do centro do radar.



Fonte: Produção do autor.

3.2.3 Produto *Active Remote Sensing of Clouds* (ARSCL)

Um dos produtos disponibilizados pelo ARM de forma operacional na campanha Go-Amazon2014/5 é o *Active Remote Sensing of Clouds* (Sensoriamento remoto ativo de nuvens - ARSCL) (CLOTHIAUX et al., 2000). Esse produto é derivado de observações de um radar de nuvens e de um lidar micro-pulsado, descritos a seguir.

O radar de nuvens utilizado como fonte de dados do ARSCL é um radar de apontamento zenital, com altura máxima de detecção em 18 km. Esse radar opera na banda W, com frequência de 95,04 GHz (comprimento de onda de 3,16 mm), resolução vertical de aproximadamente 30 metros, e temporal de 5 segundos. A finalidade primária desse radar é a detecção da base e topo das nuvens, e como observáveis primários ele fornece o fator de refletividade, velocidade doppler e largura espectral.

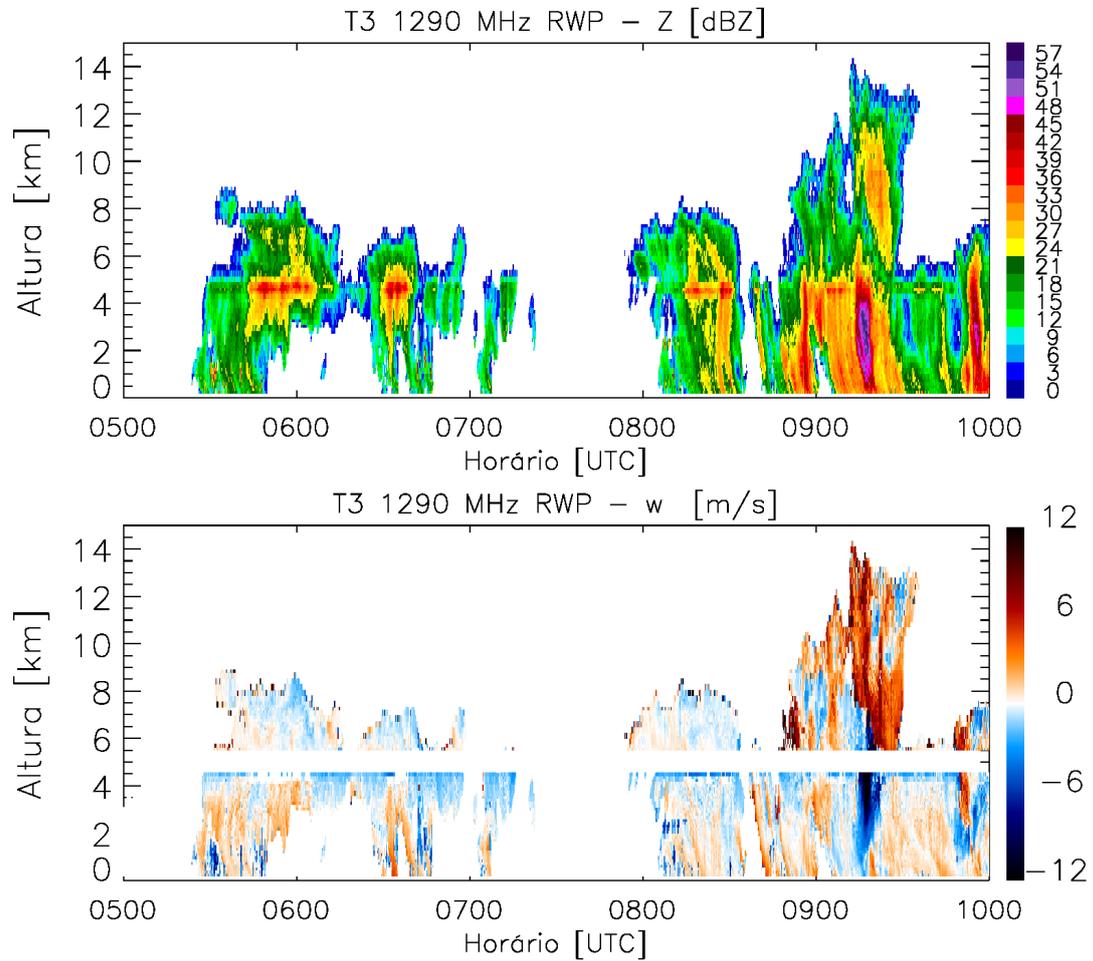
O lidar micro-pulsado (MPL) é um sensor óptico ativo, com apontamento zenital, que envia pulsos com largura de 10 ns (aproximadamente 3 metros), com um comprimento de onda de 532 nm. Sua resolução espacial é de 15 metros, e a cada 10 segundos é calculada uma média amostral dos retornos dos pulsos e gerado um valor de base da nuvem.

Através da combinação dos resultados observados de ocorrência de nuvem utilizando o radar banda-W e base de nuvem utilizando ambos sensores são calculados os valores de base e topo para até 10 camadas de nuvem. Também é gerado um perfil de ocorrência ou não de nuvens para cada nível de detecção na grade espaço-temporal do radar. Esse perfil possibilita o cálculo da fração temporal da ocorrência de nuvens sobre o ponto acima do instrumento, informação que será utilizada para analisar os padrões de nebulosidade noturnos apresentados no Capítulo 4.

3.2.4 Radar perfilador de vento

O radar perfilador de vento (RWP, do inglês *Radar Wind Profiler*) é um instrumento cuja função primária é a detecção do movimento vertical dos hidrometeoros na atmosfera, através de observações da velocidade doppler na direção zenital. Opera na frequência de 1290 MHz (comprimento de onda de 23,2 cm), com resolução espacial de 125 metros e temporal de 6 segundos. Seus observáveis primários são a velocidade doppler, a largura espectral e a relação sinal-ruído, do qual é derivado o fator de refletividade, conforme Tridon et al. (2013).

Figura 3.7 - Evolução temporal da refletividade (painel superior) e velocidade do ar w (painel inferior) para o dia 21 de julho de 2015, entre as 0500 e 1000 UTC. Valores negativos de velocidade indicam movimento descendente.



Fonte: Produção do autor.

A partir da refletividade calculada, pode-se recuperar a velocidade de queda dos hidrometeoros V_h através de uma relação do tipo velocidade-refletividade (STEINER, 1991):

$$V_h = aZ^b \quad (3.1)$$

Os coeficientes a e b são escolhidos de acordo com o tipo de hidrometeoro observado, seguindo a metodologia descrita por [Giangrande et al. \(2013\)](#), que inclui correções para diferentes categorias de hidrometeoros e sua localização na atmosfera (abaixo ou acima do nível de congelamento, na camada mista há uma ambiguidade onde as velocidades não são calculadas com confiabilidade). Com o valor da velocidade doppler observada (V) e após o cálculo de V_h pode-se recuperar o valor da velocidade do ar w como:

$$w = V - V_h \quad (3.2)$$

Um exemplo dos perfis recuperados de refletividade e velocidade do ar é apresentado na Figura 3.7.

Esses valores de velocidade do ar são utilizados no Capítulo 5 para investigar as relações entre taxas de expansão dos núcleos convectivos observados pelo radar banda-S e movimento vertical, bem como entre movimento vertical e refletividades observadas pelo RWP. Este instrumento entrou em operação em 3 de março de 2014, operando até 30 de setembro de 2015, apresentando falhas intermitentes em 38 dias de operação.

3.2.5 Radiossondas

Durante todo o experimento GoAmazon2014/15 foram lançadas 4 radiossondas (Vaisala RS92, com controle de qualidade e processamento padrão do ARM ([HOLDRIDGE D.; COULTER, 1993](#); [JENSEN et al., 2015](#))) com intervalos regulares de 6 horas entre cada lançamento, iniciando-se às 0000 UTC (2000 *LT*). Excepcionalmente durante os períodos de observação intensiva, um lançamento extra foi efetuado às 1300 UTC (0900 *LT*), de modo a captar as características atmosféricas nos estágios pré-convectivos. Com esse conjunto de dados foram derivados os índices CAPE (*convective available potential energy* - energia potencial disponível para convecção) e CIN (*convective inhibition* - energia de inibição convectiva). Esses índices são calculados de acordo com as equações 3.3 e 3.4, onde NCL é o nível de condensação por levantamento (altura onde a umidade relativa de uma parcela atinge 100% quando resfriada por levantamento através de um processo adiabático seco), e NE é o nível de equilíbrio (altura onde uma parcela levantada atinge a mesma temperatura que o ambiente).

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{T_{v,ambiente} - T_{v,parcela}}{T_{v,ambiente}} \quad (3.3)$$

$$CIN = g \int_{Superficie}^{NCL} \frac{T_{v,parcela} - T_{v,ambiente}}{T_{v,ambiente}} \quad (3.4)$$

O CAPE foi calculado pelo método da parcela mais instável, ou seja, é selecionada a parcela mais instável encontrada nos 300 hPa mais baixos da atmosfera (a parcela que irá gerar o maior valor de CAPE entre todas as parcelas). Esse método é uma maneira de levar em conta inversões de baixos níveis (muito encontradas em períodos noturnos) e capturar parcelas mais instáveis acima dessas inversões.

Esses índices servem de base para a análise do estado da atmosfera no estágio pré-convectivo (na transição de nuvem rasa para nuvens precipitantes) apresentada no Capítulo 4.

3.2.6 Outros instrumentos

Também foram utilizados dados de uma estação meteorológica de superfície para indicativo de ocorrência de precipitação, um conjunto de sensores de dados de solo (SEBS - *Surface Energy Balance System*) para análise do impacto da cobertura de nuvens na temperatura do solo, e um medidor de fluxos turbulentos (ECOR - *Eddy Correlation Flux Measurement System*) para derivação da energia cinética turbulenta (TKE), conforme resultado apresentados no Capítulo 4. Dados derivados do *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite GOES 16 foram utilizados nas análises apresentadas no Capítulo 5.

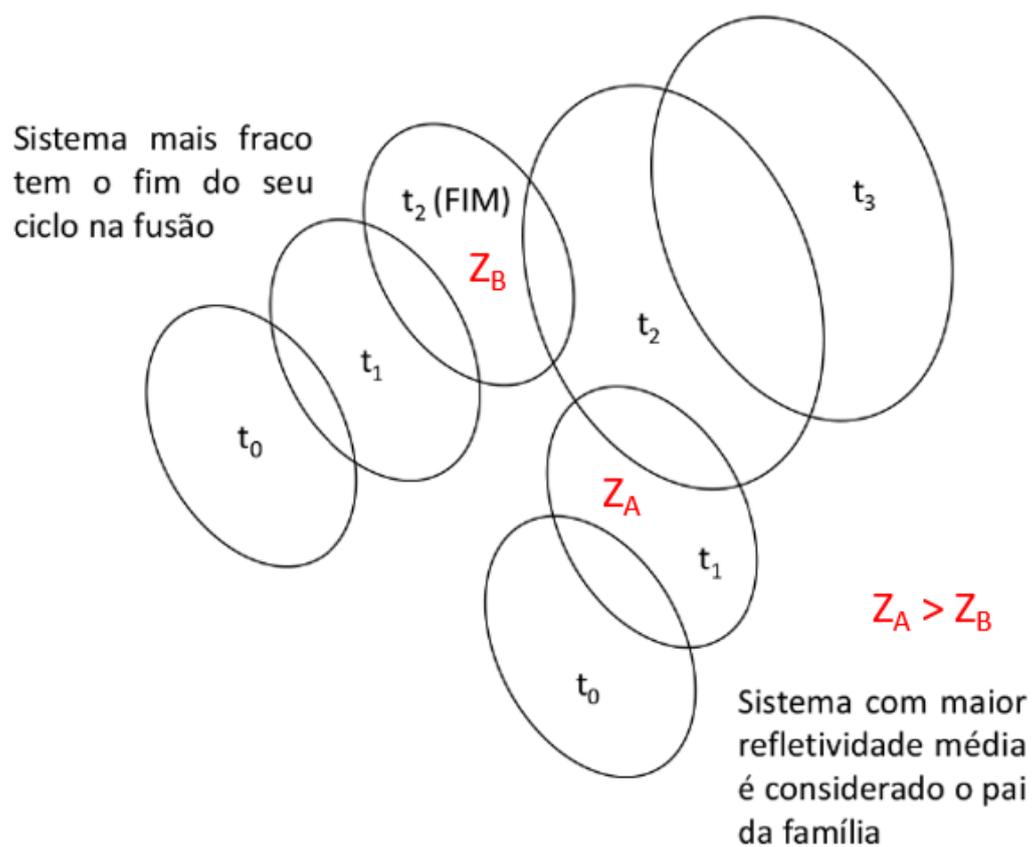
3.3 Rastreamento de sistemas convectivos

Para essa tese foi desenvolvido um algoritmo de rastreamento de sistemas convectivos baseado em superposição de área, similar aos desenvolvidos por Vila et al. (2008) e Williams e Houze (1987). Esse algoritmo é customizável, e informações como fração de superposição para definição de continuidade do sistema, intervalo de tempo máximo válido entre imagens, e limiares de detecção diferentes podem ser utilizados. Além disso, ele não necessita de intervalos de tempo idênticos dentro do conjunto de dados selecionados para seu funcionamento, o cálculo de Δt é feito automaticamente. Esse algoritmo também funciona no modo de previsão, não utilizado nesse estudo.

Nesse estudo define-se “família” como um conjunto de sistemas detectados nos CAP-PIs em 3 km que apresentam continuidade entre si, ou seja, tem superposição durante todo o período que aparecem nos CAPPIs. Alguns casos específicos nessas continuidades podem acontecer, como fusão (Figura 3.8) de dois ou mais sistemas, ou separação de um sistema entre dois ou mais sistemas (Figura 3.9). Esse algoritmo trata a continuidade da fusão e separação como tendo o sistema com a maior média de refletividade como originário (fusão) ou (separação).

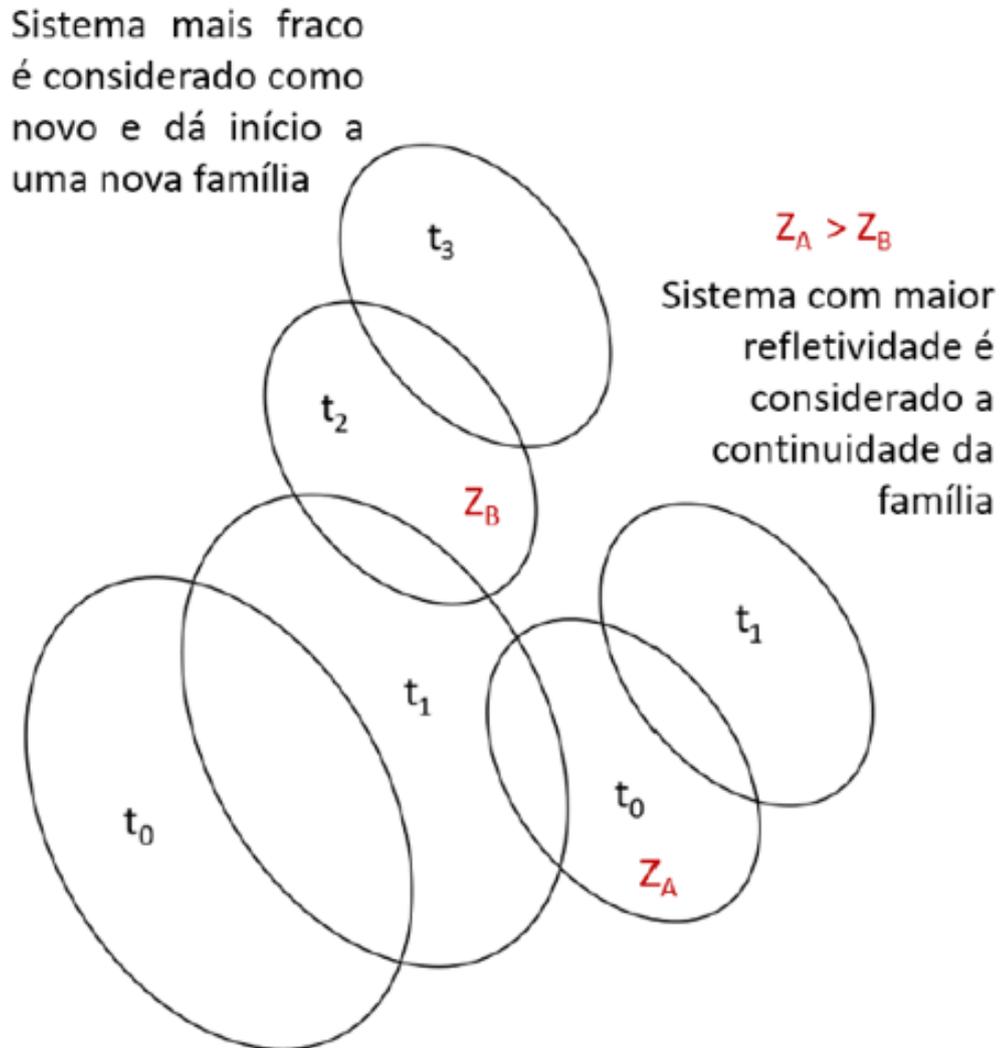
Para esse estudo foram considerados 35 dBZ como limiar de detecção de sistema e 15% de área como limiar de superposição para continuidade da família. O tamanho mínimo para detecção foi determinado em 10 pixels (40 km^2 devido a resolução dos dados de entrada, de $2 \times 2 \text{ km}$). Testes de sensibilidade com diversos limiares de detecção e superimposição foram efetuados e optou-se por escolher os valores supracitados. Além disso o valor de 35 dBZ é comumente utilizado como limiar convectivo inferior, garantindo a detecção apenas de núcleos de chuva ((ANAGNOSTOU, 2004; STEINER et al., 1995)).

Figura 3.8 - Tratamento do caso de fusão pelo algoritmo de rastreio. A evolução temporal se dá da esquerda para a direita na figura.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.9 - Tratamento do caso de separação pelo algoritmo de rastreo. A evolução temporal se dá da esquerda para a direita na figura.



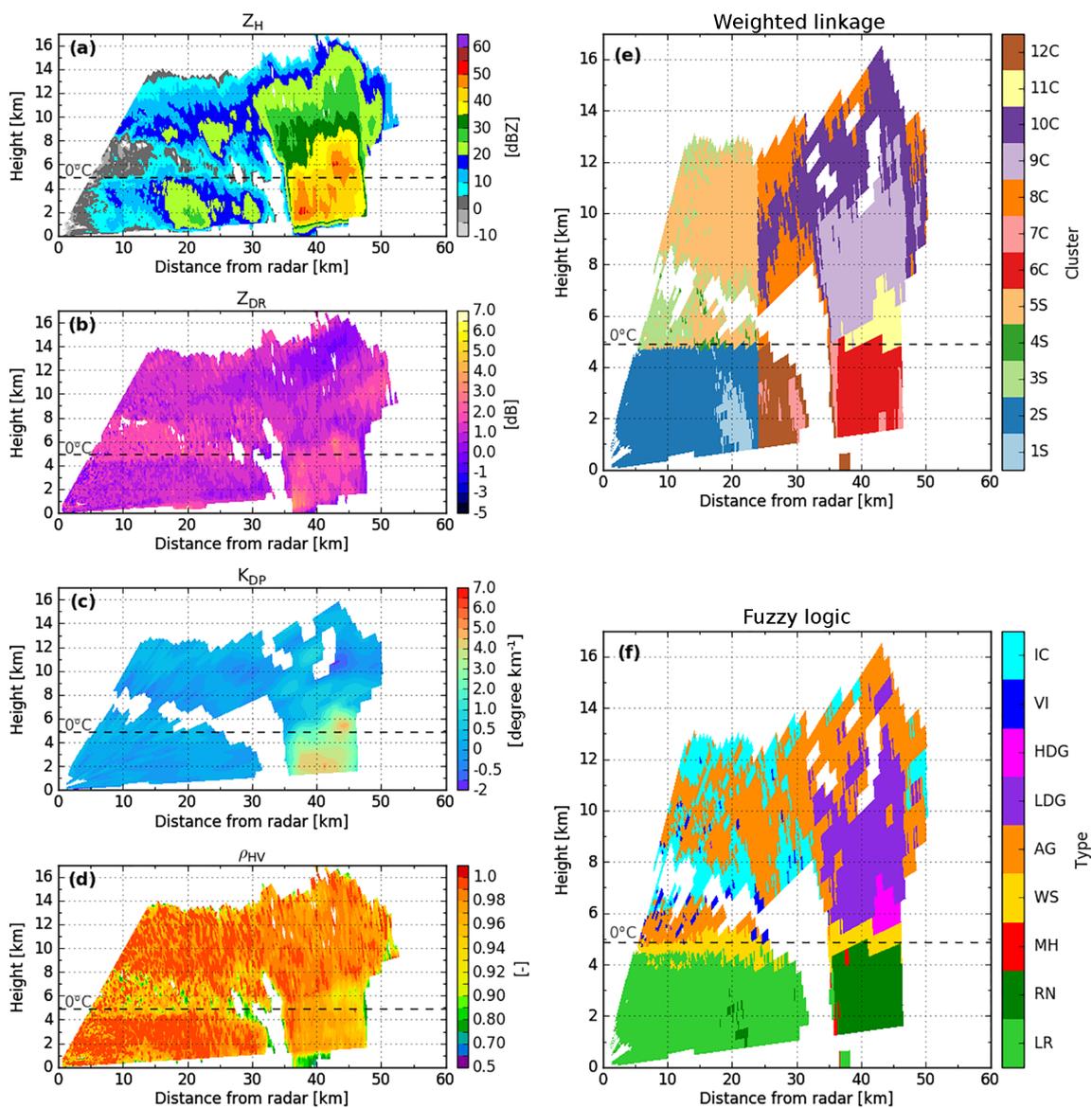
Fonte: Produção do autor.

3.4 Classificação de hidrometeoros utilizando radar banda-X

Uma das análises feitas nesse trabalho foi o estudo da distribuição de hidrometeoros estimadas pelo radar banda-X e suas diferenças sazonais. Para alcançar tal objetivo foi utilizado o método desenvolvido por Ribaud et al. (2019), baseado na abordagem de agrupamento hierárquico aglomerativo (AHC) não supervisionado. Métodos não supervisionados são aqueles onde um conjunto de dados é reunidos em grupos

que compartilham propriedades estatísticas semelhantes, sem utilizar outras informações sobre esses dados. A interpretação de cada grupo e sua relação com cada espécie de hidrometeoro é feita manualmente, através de comparações com outros métodos ou dados observados. Nesse caso foi utilizado o método de [Dolan e Rutledge \(2009\)](#) como fonte primária de comparação entre classes de hidrometeoros e os grupos encontrados. Um exemplo de classificação é apresentado na Figura 3.10.

Figura 3.10 - Observáveis do radar banda-X e resultados de classificação de hidrometeoros recuperados às 21:26 UTC de 8 de setembro de 2014, ao longo do azimute 200°. São apresentados os valores de (a) Z_H , (b) Z_{DR} , (c) K_{DP} e (d) ρ_{HV} . Comparações de hidrometeoros recuperados para resultados de agrupamento baseados em (e) regras de ligação ponderadas e (f) esquema de Dolan e Rutledge (2009). Em (e) - (f), cada número corresponde a um cluster diferente. S representa a região estratiforme, enquanto C representa a região convectiva.



Fonte: Ribaud et al. (2019).

Esse algoritmo usa como entrada os observáveis do radar Z_H , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{HV} , e o valor da isoterma de 0°C derivado de radiossondagens. Esse algoritmo foi o

primeiro especialmente desenvolvido para a região tropical do Brasil e já teve em sua concepção inicial a melhoria da classificação na região da camada mista, e a separação *a priori* de regiões convectivas e estratiformes (conforme Steiner et al. (1995)). Além disso possui uma separação em dois tipos diferentes de graupel durante a estação seca, já que durante as comparações entre os grupos encontrados e o método de validação não foram encontrados graupel de alta densidade na parte convectiva da estação chuvosa. Os tipos classificados são apresentados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Tipos de hidrometeoros classificados pelo algoritmo desenvolvido por Ribaud et al. (2019) de acordo com a classificação de regime (convectivo/estratiforme) baseada em Steiner et al. (1995).

Regime	Tipo de hidrometeoro
Estratiforme	Chuva
	Garoa
	Cristais de gelo
	Agregados
	Neve úmida
Convectivo	Chuva forte
	Chuva moderada
	Chuva fraca
	Cristais de gelo
	Agregados
	Graupel (estação chuvosa)
	Graupel de alta densidade (estação seca)
Graupel de baixa densidade (estação seca)	

Fonte: Produção do autor.

4 INICIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO CENTRAL AMAZÔNICA

Nesse capítulo serão explorados os fatores que controlam o desenvolvimento de nuvens precipitantes no período diurno sobre a bacia Amazônica, especificamente sobre o sítio instrumental do experimento GoAmazon 2014/5 (T3). Serão apresentados os resultados de observações *in-situ* e de satélites durante as noites sem chuva que precedem dias com ou sem chuva. Serão analisadas as diferenças entre as estações seca e chuvosa e entre as transições de noite sem chuva para dia sem chuva e de noite sem chuva para dia com chuva. Isso será feito analisando as propriedades em diferentes escalas, comparando a influência da cobertura de nuvem local e características da CLP com o padrão convectivo de mesoescala. A identificação de tais características e seus contrastes sazonais podem ajudar na melhoria da previsão de chuva em modelos numéricos e no desenvolvimento de novas parametrizações de convecção.

O desenvolvimento de nuvens precipitantes é fortemente associado com a disponibilidade de umidade, movimento vertical e turbulência, entre outros fatores. É proposto e discutido nesse capítulo que durante a estação chuvosa, quando há maior disponibilidade de umidade, a formação de nuvens precipitantes é modulada principalmente pela cobertura de nuvens noturna e efeitos locais como turbulência. Durante a estação seca, com menor disponibilidade de umidade e a maioria da radiação solar incidente sendo convertida em calor sensível, os eventos de chuva são majoritariamente causados pela circulação de meso/larga escala.

4.1 Classificação de eventos chuvosos e não chuvosos

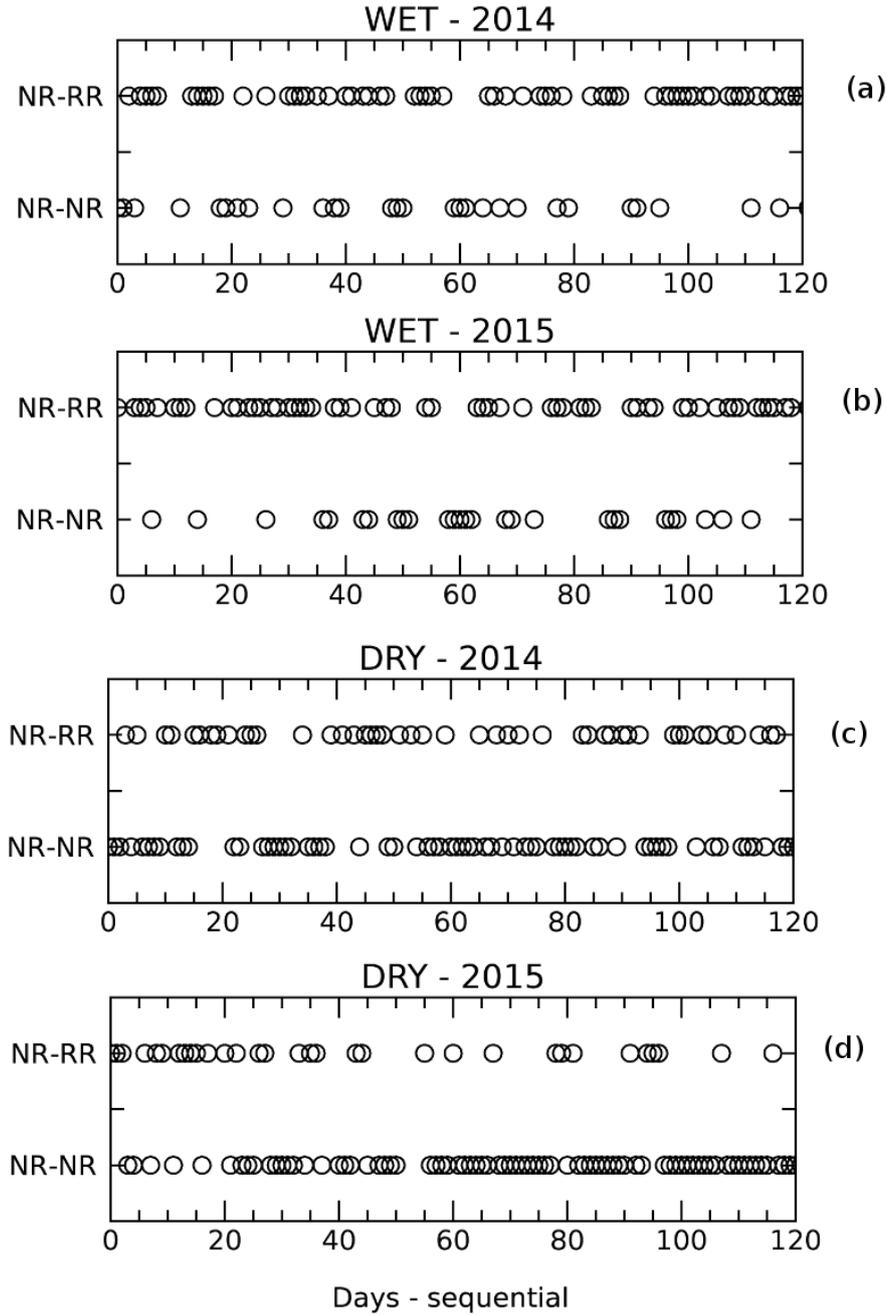
Na Amazônia, a convecção geralmente inicia-se em torno do meio-dia e a precipitação apresenta seus máximos em torno de 14 HL (MACHADO et al., 2002). Período noturno é definido aqui como o período entre 00 GMT e 12 GMT (20 HL até 08 HL), e o subsequente período diurno como o intervalo entre 12 GMT e 00 GMT (08 HL até 20 HL). Para entender o que controla a convecção no dia seguinte, as observações foram categorizadas em duas classes: a) dias sem chuva durante o período noturno e sem chuva durante o período diurno subsequente; e b) dias sem chuva durante o período noturno, mas com chuva observada durante o período diurno subsequente. Essas transições são referidas como NR-NR (*no rain to no rain* - sem chuva para sem chuva) e NR-RR (*no rain to rain* - sem chuva para chuva), abrangendo um período de 24 horas. A intenção é identificar possíveis mecanismos nos períodos noturnos que possam contribuir para desencadear a precipitação no período diurno subsequente. Vale destacar que dias com chuva no período noturno (39% dos dias durante a

estação chuvosa e 9% durante a estação seca) não são considerados para esta análise, pois o interesse é apenas no início da precipitação e não na sua continuidade. A escolha de um período de 12 horas foi usado como controle já que a convecção diurna é um fator muito comum, especialmente durante a estação chuvosa. Não é assumido que a convecção diurna é dependente apenas das condições noturnas, mas expandir esse período para uma janela de 24 horas, por exemplo, resultaria em observar convecção gerada no dia anterior.

Foram usados um pluviômetro e o CAPPI do radar de Manaus no nível de 3 km de altitude para definição de eventos chuvosos. Uma área de 50 x 50 km centrada no T3 foi definida e valores de refletividade maiores que 25 dBZ contados. Caso mais que 10% da área seja coberta por valores maiores que esse limiar, a qualquer momento durante dada hora, ou se o pluviômetro reportar um acumulado de 1 mm durante dada hora, temos então um evento de chuva. A combinação entre dados de pluviômetro e radar foi necessária para incluir eventos de precipitação na vizinhança do sítio instrumental - chuva que podemos considerar como local mas que não ocorreu exatamente sobre o pluviômetro do T3.

Para este estudo, definimos a estação chuvosa (referida também neste trabalho como *wet*) como o período entre janeiro e abril e a estação seca (referida também como *dry*) entre junho e setembro (GIANGRANDE et al., 2017; MACHADO et al., 2018). Para garantir amostragem estatística suficiente, este trabalho não tenta diferenciar a variabilidade interanual dos dados do GoAmazon2014/5. Foram usados os dois anos de dados (2014 e 2015) nesta análise, sem tentar fazer uma análise da variabilidade anual (como por exemplo, o evento de El-Niño de 2015 (JIMÉNES-MUÑOZ et al., 2016)). Seguindo essas definições, foram identificados 51 casos NR-NR e 113 casos NR-RR durante a estação chuvosa, e 148 casos NR-NR e 64 casos NR-RR durante a estação seca. A distribuição desses casos é apresentada na Figura 4.1. Como já mencionado, não foram incluídos os casos com chuva durante o período noturno nessa análise, o que explica a descontinuidade dos pontos na Figura. Alguns fatores podem ser destacados na distribuição apresentada: não é observada uma periodicidade na variabilidade intra-sazonal, um maior número de eventos NR-RR nos primeiros dias da estação chuvosa de 2015 (painel (b)) em relação ao ano de 2014 (painel (a)), e um maior número de casos NR-RR na estação seca do ano de 2015 (painel (d)) em relação ao ano de 2014 (painel (c)).

Figura 4.1 - Distribuição de ocorrências de casos NR-NR e NR-RR para as estações chuvosa e seca, para os anos de 2014 e 2015. A dia zero é definido como 01/Jan para a estação chuvosa e 01/Jun para a estação seca.



Fonte: Produção do autor.

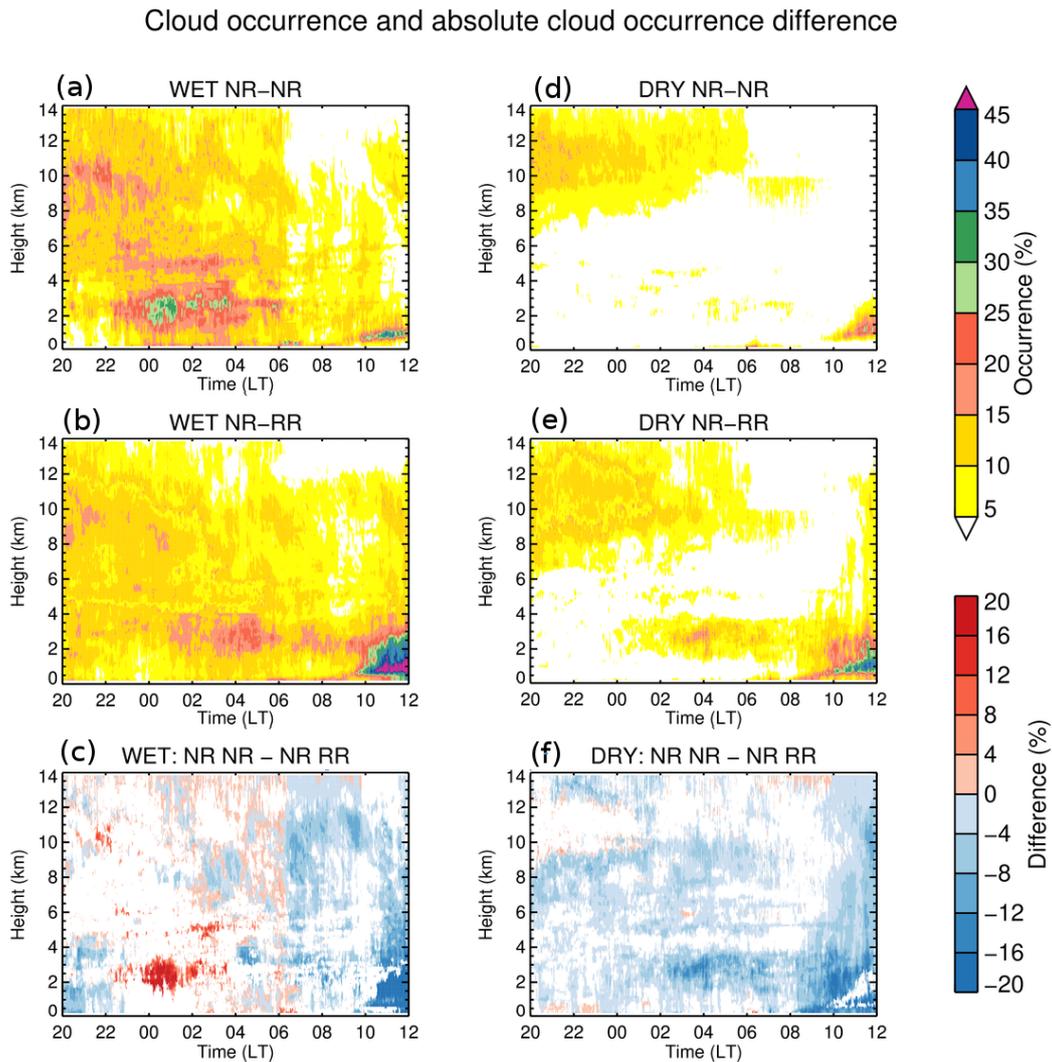
4.2 Resultados

4.2.1 Observações locais

4.2.1.1 Ciclo diurno de nuvens baixas

Na Figura 4.2 são apresentados os valores médios das frações de nuvens derivadas do ARSCL (fração média do tempo em que uma nuvem foi observada sobre o instrumento). Eles são mostrados para as transições NR-NR e NR-RR (painéis superior e intermediário) e para as estações chuvosa e seca (colunas esquerda e direita, respectivamente). A ênfase inicial é na parte inferior da atmosfera, abaixo do nível de congelamento (aproximadamente 4,5 km), já que são esperadas apenas nuvens rasas durante as noites sem chuva. Note-se que nuvens *cirrus* residuais de *cumulus* mais profundos desenvolvidos no dia anterior também poderiam ser esperadas, no entanto, essas ocorrências não são o foco de análise. No painel inferior da Figura 4.2, são apresentadas as diferenças absolutas de ocorrência de nuvens entre as transições. Os eixos de tempo nessas imagens são estendidos para até 12 HL para ilustrar o início da convecção (ou a falta dela).

Figura 4.2 - Ocorrência de nuvens e diferença absoluta entre transições sem chuva e com chuva, para as estações chuvosa e seca. Painel (a): fração de nuvem NR-NR da estação chuvosa; (b): fração de nuvem NR-RR da estação chuvosa; (c): diferença entre fração de nuvem NR-NR e NR-RR da estação chuvosa; (d): fração de nuvem NR-NR da estação seca; (e): fração de nuvem NR-RR da estação seca; (f): diferença entre fração de nuvem NR-NR e NR-RR da estação seca. Diferenças estatisticamente não significativas estão marcadas na cor branca.



Fonte: Produção do autor.

Analisando as propriedades da estação chuvosa ao longo dos painéis à esquerda, pode-se observar que a transição NR-NR (Figura 4.2 (a)) apresenta maior cobertura

de nuvens durante a noite do que a transição NR-RR (Figura 4.2 (b)). A transição NR-NR apresenta ocorrências de nuvens acima de 20% de 22 HL a 04 HL entre 2 e 3 km, excedendo 25% entre 00 HL e 04 HL em alguns casos. Além disso, a transição NR-NR apresenta nuvens rasas mais cedo do que a transição NR-RR, e perto da superfície as ocorrências são superiores a 20%, na maioria das vezes, de 00 HL a 04 HL. Esses valores provavelmente estão relacionados à neblina, muito comum na Amazônia durante a estação chuvosa (ANBER et al., 2015). Do nascer do sol até 10 HL, ambas as transições mostram presença de nuvens em baixos níveis, também provavelmente relacionada à ocorrência de neblina. Durante o início da manhã, a transição NR-NR exibe uma alta presença de convecção rasa após 10 HL, com ocorrências de nuvem acima de 45% confinadas em uma camada rasa em torno de 1 km.

Durante a transição NR-RR, a cobertura média de nuvem é geralmente menor, e até 06 HL raramente ultrapassam 15% até os 8 km de altura. Das 02 HL aos 06 HL a cobertura de nuvens entre 2 e 4 km apresenta os maiores valores observados até o início da convecção, o que ocorre em torno de 10 HL. A convecção rasa observada ao nascer do sol é mais fraca do que a apresentada durante a transição NR-NR, mas após 10 HL a ocorrência de nuvem excede 45%, e sua altura de contorno de 30% atinge 2,5 km. Note que, uma vez que o período de estudo foi estendido de 08 HL para 12 HL, haverá nuvens precipitantes contaminando estes resultados após 08 HL, para todas as modos e estações. A diferença absoluta (Figura 4.2 (c)) mostra que para a maioria das vezes de 22 HL a 04 HL, a transição NR-NR tem maior ocorrência de nuvem especialmente abaixo de 6 km, com diferenças em torno de 20%, o que também acontece frequentemente entre 20 HL e 22 HL em altos níveis. Após às 10 HL a transição NR-RR apresenta as diferenças negativas máximas, atingindo -20%.

Uma interpretação física dos resultados da estação chuvosa é que essa maior ocorrência de nuvens na transição NR-NR durante a noite consumiria energia que poderia estar disponível para a convecção durante o dia seguinte. Pode-se questionar se essas nuvens noturnas poderiam ser formadas por resfriamento radiativo ocorrendo a partir do topo da camada limite e, portanto, não consumindo CAPE. No entanto, as observações de CAPE e CIN (como será discutido em uma seção posterior) confirmam que esses parâmetros termodinâmicos são reduzidos para as transições NR-NR. Além disso, a cobertura de nuvens durante a manhã (com valores acima de 25% observados entre 06 e 07 HL próximos à superfície) impediria o aquecimento da superfície bloqueando a radiação solar (embora seja importante mencionar que os instrumentos que dão origem ao produto ARSCL não lidam com nuvens e nevoeiros

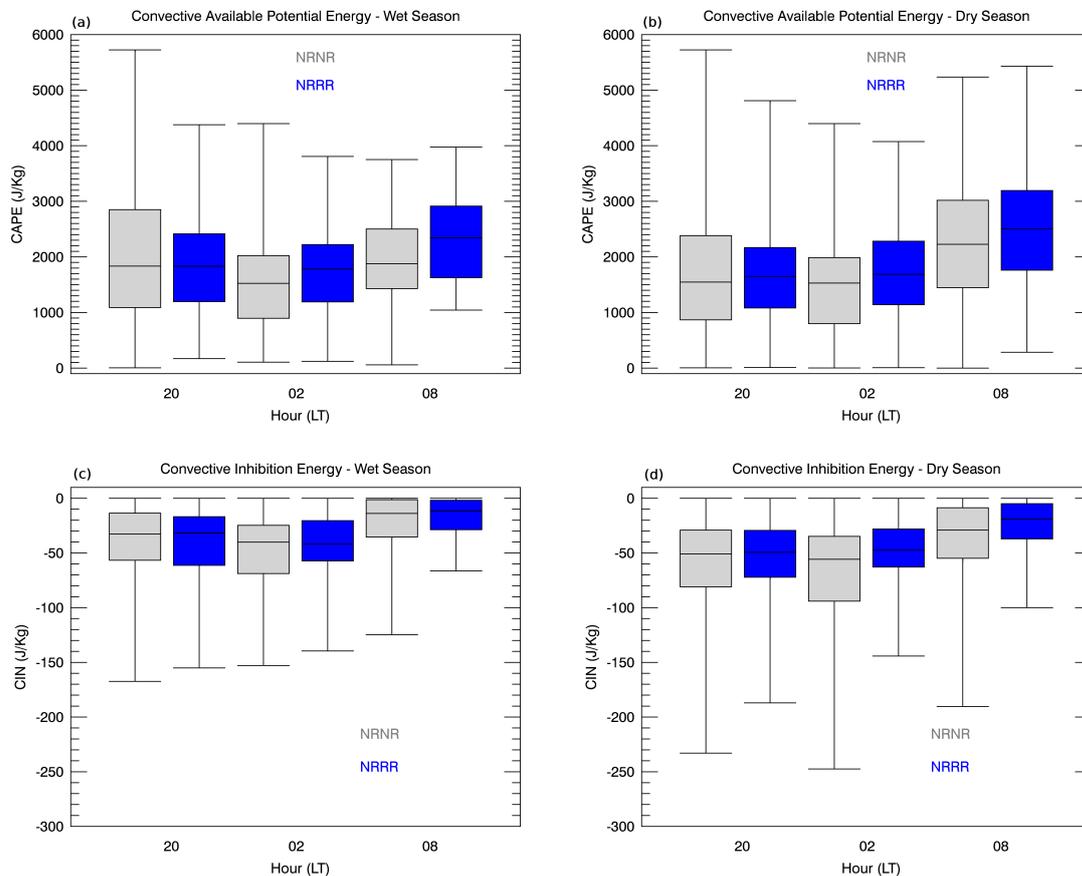
nesses níveis muito bem). Por outro lado, o aumento na incidência de radiação solar durante a transição NR-RR aumenta a temperatura do solo, o que favoreceria o desenvolvimento convectivo. Este comportamento foi discutido do ponto de vista do balanço de energia por Machado (2000), onde foi mostrado que a superfície perde mais energia do que recebe em eventos convectivos, portanto, há menos energia disponível na superfície após um período nublado. Os níveis altos apresentam menos ocorrências de diferenças significativas do que os níveis baixos, embora podem ser notadas nuvens em altos níveis, especialmente nas primeiras 2 horas analisadas da estação chuvosa, no modo NR-RR. A partir das 06 HL as diferenças em toda a coluna, exceto próximo a superfície entre 06 e 07 HL favorecem a transição NR-RR.

Para a estação seca esse comportamento é muito diferente, e os resultados mostram a maioria da atividade convectiva durante as horas noturnas e em altos níveis (acima de 7 km) - o contraste com o aumento da cobertura de nuvens observado durante a estação chuvosa é pronunciado. A transição NR-RR (Figura 4.2 (d)) sugere poucos valores de ocorrência de nuvens superiores a 15% durante a noite. É apenas após as 10 HL que a ocorrência da nuvem é superior a esse valor. Os casos NR-RR (Figura 4.2 (e)) sugerem aumento da cobertura de nuvens acima de 1 km e algumas nuvens de superfície após 08 HL, que durante a transição NR-RR têm ocorrências abaixo de 5%. O campo de diferença para a estação seca (Figura 4.2 (f)) sugere que a transição NR-RR é predominantemente mais nublada que a transição NR-RR. Durante o período noturno, a diferença máxima varia entre 8 e 12% em favor do modo NR-RR, entre os níveis de 2 e 4 km, diferenças menores (em valores absolutos), do que os vistos na estação chuvosa. Uma interpretação física para esses comportamentos da estação seca será discutida na Seção 4.2.2.

4.2.1.2 Parâmetros termodinâmicos derivados de radiossonda

Na Figura 4.3 são apresentadas as estatísticas para os parâmetros termodinâmicos CAPE e CIN, derivados a partir dos dados das radiossondas lançadas no T3. Os boxplots foram construídos para exibir os valores mínimo, quartil inferior, mediana, quartil superior, e máximo.

Figura 4.3 - CAPE e CIN derivados através das radiossondagens lançadas no T3. Caixas cinzas: transição NR-NR, caixas azuis: transição NR-RR. Estação chuvosa no lado esquerdo e seca ao direito. CAPE no painel superior e CIN no inferior.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados apresentados para a estação chuvosa do parâmetro CAPE (Figura 4.3 (a)) sugerem uma redução da energia potencial entre 20 e 02 HL durante a transição NR-NR (caixas cinza), enquanto os resultados da transição NR-RR (caixas azuis) são semelhantes para essas duas medições. Uma explicação física para esta redução no CAPE entre as duas primeiras observações (20 e 02 HL) é o consumo de energia pela convecção, uma vez que o período mais nebuloso é encontrado entre 22 e 02 HL durante a transição NR-NR. O CAPE das 20 HL da transição NR-NR é o mais alto, favorecendo um eventual aumento da cobertura de nuvem, que consome energia, diminuindo assim o CAPE na próxima sondagem. Entre 02 e 08 HL, há um aumento do CAPE para as transições NR-NR e NR-RR durante a estação chuvosa,

provavelmente devido ao aquecimento da superfície e ao aumento da temperatura da superfície após o nascer do sol. Observa-se que os valores de CAPE são maiores para a transição NR-RR nos horários 02 e 08 HL quando comparados com os do modo NR-NR. Às 20 HL, a transição NR-NR tem um valor de quartil superior e um valor máximo mais altos, embora as medianas sejam quase idênticas entre as transições.

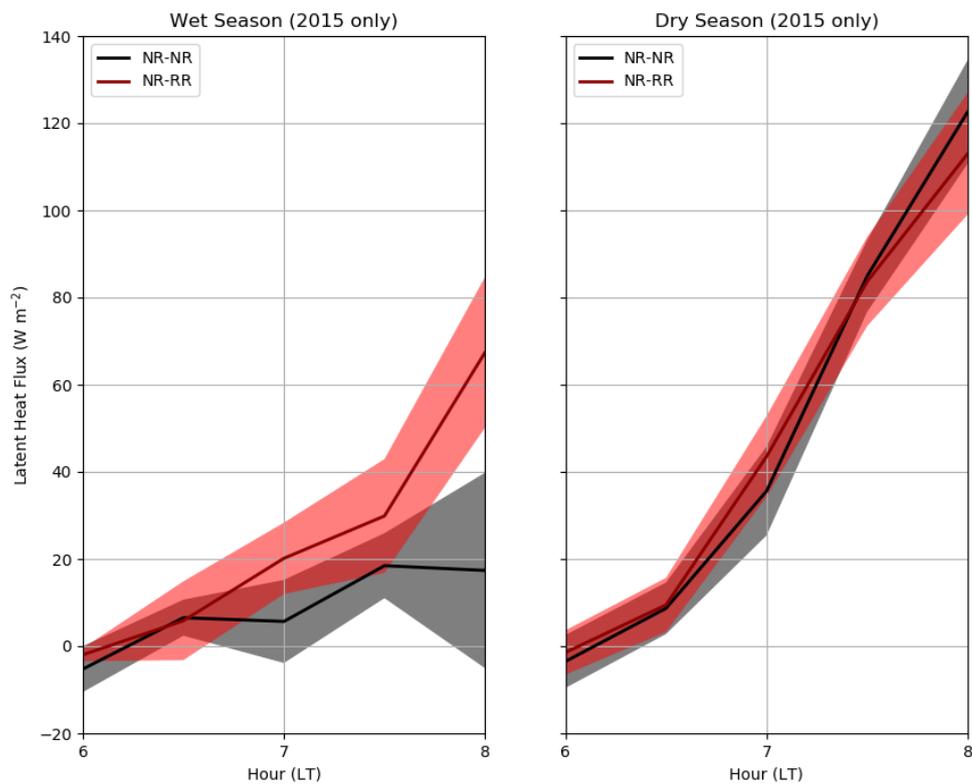
Os resultados da estação seca (Figura 4.3 (b)) indicam valores de CAPE mais elevados às 08 HL quando comparados à estação chuvosa para ambas transições. Estes resultados são compatíveis com a maior temperatura do solo observada durante a estação seca. A diminuição de energia na transição NR-NR entre 20 e 02 HL é menos pronunciada do que a observada na estação chuvosa. As alterações da transição NR-RR observadas entre 20 e 02 HL são sutis: um ligeiro aumento do valor do quartil superior e uma diminuição do valor máximo. Uma explicação para as semelhanças entre os resultados das 20 e 02 HL, para ambas as transições, e suas diferenças em comparação com os resultados da estação chuvosa, é a menor cobertura de nuvens. Uma cobertura de nuvens mais baixa, como observado durante a estação seca, implica uma menor atividade convectiva em geral. As observações das 02 HL são semelhantes para as estações seca e chuvosa, tanto para a transição NR-NR como para NR-RR. A energia de inibição convectiva (CIN) da estação chuvosa (Figura 4.3 (c)) mostra que a inibição convectiva é menos intensa que as observadas durante a estação seca (Figura 4.3 (d)), para todos os tempos e transições. Para ambas as estações as maiores inibições são exibidas durante a sondagem das 02 HL, para a transição NR-NR. Um teste estatístico t-Student foi aplicado para esse conjunto de dados, onde foi encontrado que as diferenças entre os modos são significativas no nível de 0,05 para todos os horários, exceto para as observações das 20 HL. Isso inclui os dados de CAPE e CIN e ambas as estações. Estes resultados podem ser já esperados, mas são apresentados para demonstrar o que é antecipado em termos de consistência com o que é discutido sobre os comportamentos das diferenças dos modos NR-NR e NR-RR.

4.2.1.3 Análise dos fluxos de calor latente e sensível

A cobertura de nuvens impacta diretamente radiação solar incidente ao alterar o albedo do sistema terrestre. Uma cobertura de nuvens mais alta implica em menos radiação atingindo a superfície, alterando os fluxos de calor latente e superfície. Como apresentado na Figura 4.2, o modo NR-RR apresenta uma cobertura de nuvens mais baixas até uma hora após o nascer do Sol, quando a magnitude dos fluxos

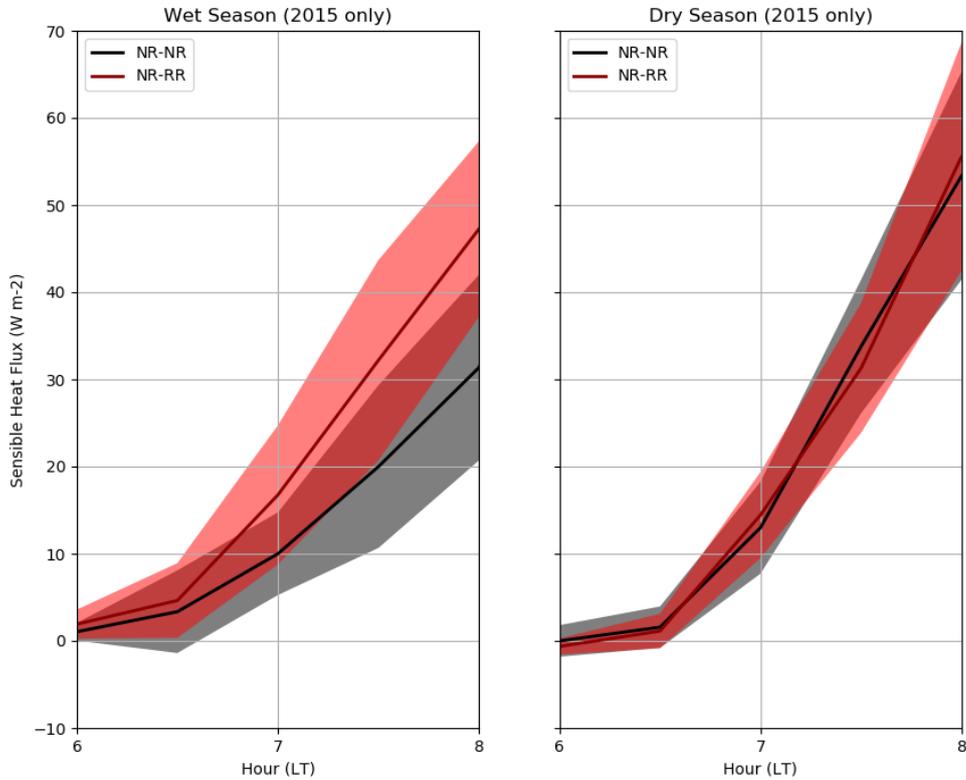
começa a aumentar. Para examinar as relações entre cobertura de nuvem e fluxos de superfície, é apresentada as médias de fluxo de calor latente (Figura 4.4) e sensível (Figura 4.5), medidos pelo ECOR. Como o ECOR não funcionou durante o ano de 2014, a análise é apresentada apenas para o ano de 2015.

Figura 4.4 - Fluxo de calor latente, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 - Fluxo de calor sensível, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.



Fonte: Produção do autor.

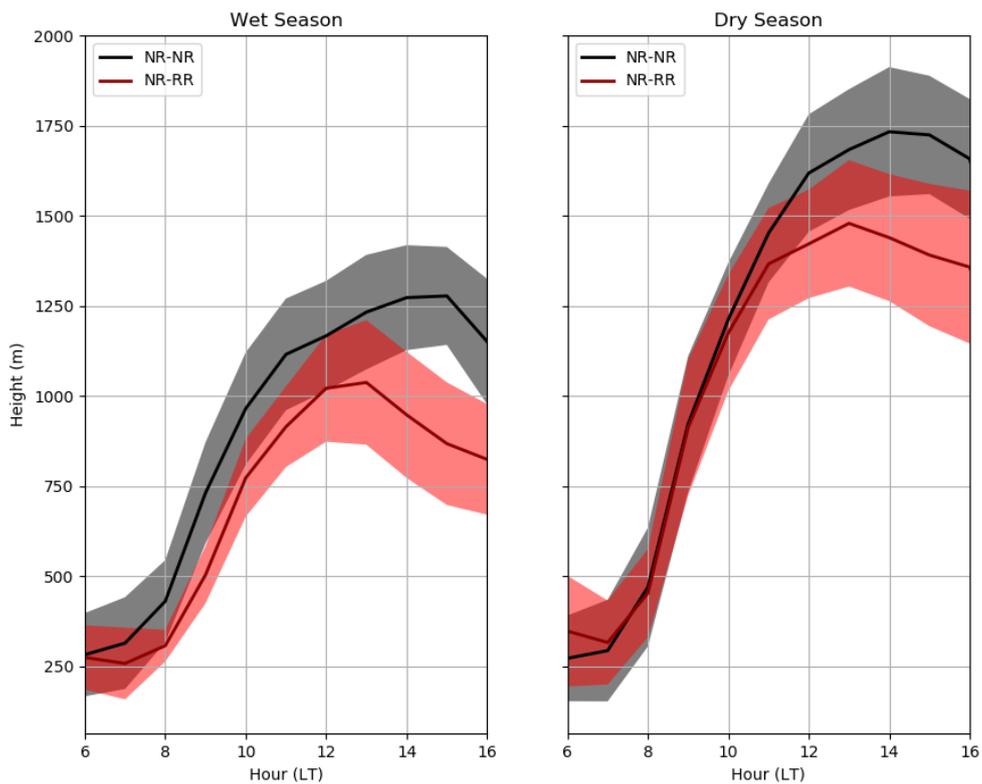
Durante a estação seca (painéis direitos das Figuras 4.4 e 4.5, ambos fluxos apresentam praticamente os mesmos valores durante os modos NR-NR e NR-RR, e até as médias parecem superimpostas durante as 2 horas analisadas. No entanto, durante a estação chuvosa, o fluxo de calor latente (painel esquerdo da Figura 4.4) apresenta uma diferença entre os modos que chega a 45 W m^{-2} às 08 HL. Da mesma maneira, o fluxo de calor sensível (painel esquerdo da Figura 4.5) apresenta uma diferença entre os modos que aumenta com o passar do tempo, atingindo 16 W m^{-2} às 08 HL. A análise dos fluxos parece corroborar os resultados observados de cobertura de nuvem local (Figura 4.2), já que os fluxos na estação seca são praticamente os mesmos, e é onde é observado a menor diferença entre a cobertura de nuvens entre as transições NR-NR e NR-RR. Já durante a estação chuvosa, os fluxos do modo

NR-NR são menores, que é o modo que apresenta maior cobertura de nuvem durante as primeiras horas do dia.

4.2.1.4 Análise da camada limite planetária

A profundidade da camada de mistura abaixo da base da nuvem, bem como a umidade relativa próxima à superfície, e o nível de condensação por levantamento são fortemente acoplados na camada limite convectiva diurna sobre a Amazônia (BETTS et al., 2006). As médias das alturas da camada limite planetária (CLP) estimadas usando o tetômetro são apresentadas na Figura 4.6.

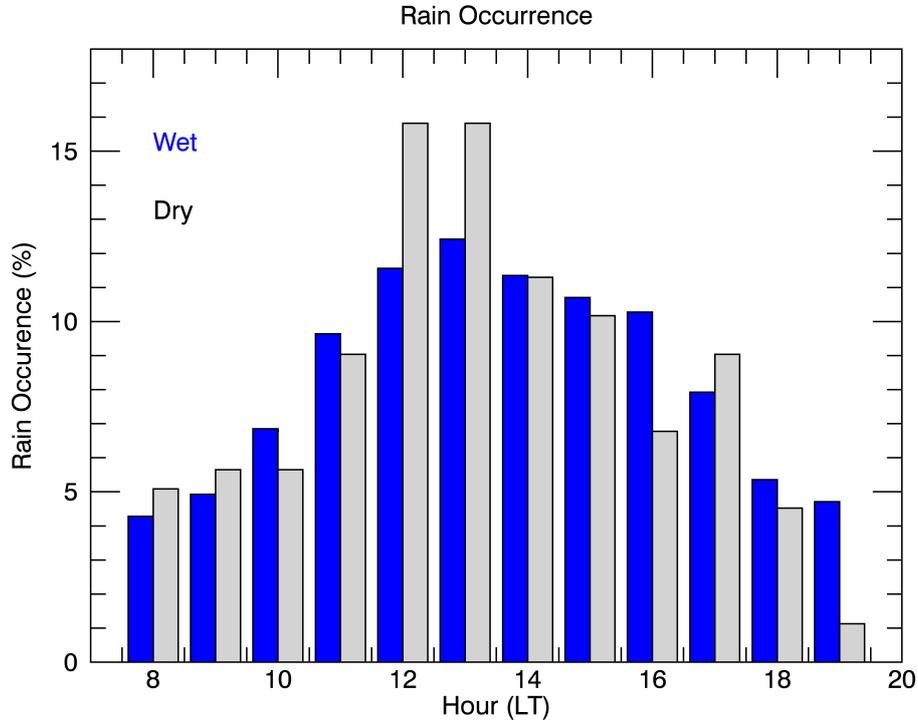
Figura 4.6 - Altura da CLP derivada com um tetômetro, sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.



Fonte: Produção do autor.

Como já demonstrado em estudos anteriores (BETTS et al., 2002; BETTS et al., 2013), a estação chuvosa, sendo a estação com a maior atividade de precipitação convectiva, apresenta menores alturas de CLP. De acordo com a Figura 4.6, as alturas de CLP observadas durante a estação seca são maiores do que as da estação chuvosa, e mesmo a transição NR-RR da estação seca apresenta uma CLP mais alta do que a transição NR-NR da estação chuvosa. Durante a estação chuvosa, a distinção entre as transições NR-NR e NR-RR começa a aparecer em 08 HL. A altura máxima da CLP (aproximadamente 1000 m) é alcançada em torno do meio-dia local para a transição NR-RR, enquanto o máximo da transição NR-NR é 500 m mais alto e atingido 2 horas depois. As diferenças de altura e tempo observadas podem ser explicadas pelo desenvolvimento convectivo mais frequente que ocorre na estação chuvosa. Com a maior umidade disponível durante a estação chuvosa, qualquer instabilidade condicional que favoreça o desenvolvimento da nuvem, como aquecimento de superfície ou instabilidades locais, pode provocar a convecção, diminuindo assim a CLP. A distribuição normalizada das ocorrências de precipitação horária (Figura 4.7) sugere que as ocorrências de precipitação são mais bem distribuídas ao longo do dia durante a estação chuvosa, enquanto a distribuição da estação seca indica um pico distinto em torno do meio-dia. 502 eventos foram observados na estação chuvosa e 192 eventos foram observados na estação seca (um evento é uma ocorrência de precipitação durante uma determinada hora, como na Seção 4.1). As diferenças sazonais entre os ciclos diurnos da ocorrência da chuva ajudam a explicar as diferenças observadas entre as alturas da CLP. Durante a estação seca, um terço das ocorrências de chuva são encontradas entre 12 e 14 HL, o que corresponde ao horário onde as diferenças na altura da CLP se tornam mais óbvias, em contraste com a estação chuvosa, onde as alturas da CLP apresentam diferença entre os modos a partir das 08 HL.

Figura 4.7 - Ocorrência de precipitação sobre o T3. Barras azuis: estação chuvosa, barras cinzas: estação seca. Apenas casos do modo NR-RR.



Fonte: Produção do autor.

A análise das médias da energia cinética turbulenta (TKE) derivada a partir dos dados do ECOR é apresentada na Figura 4.8. A TKE é definida como a metade da soma das variâncias das 3 componentes da perturbação da velocidade medida por um anemômetro sônico, como definida na equação 4.1:

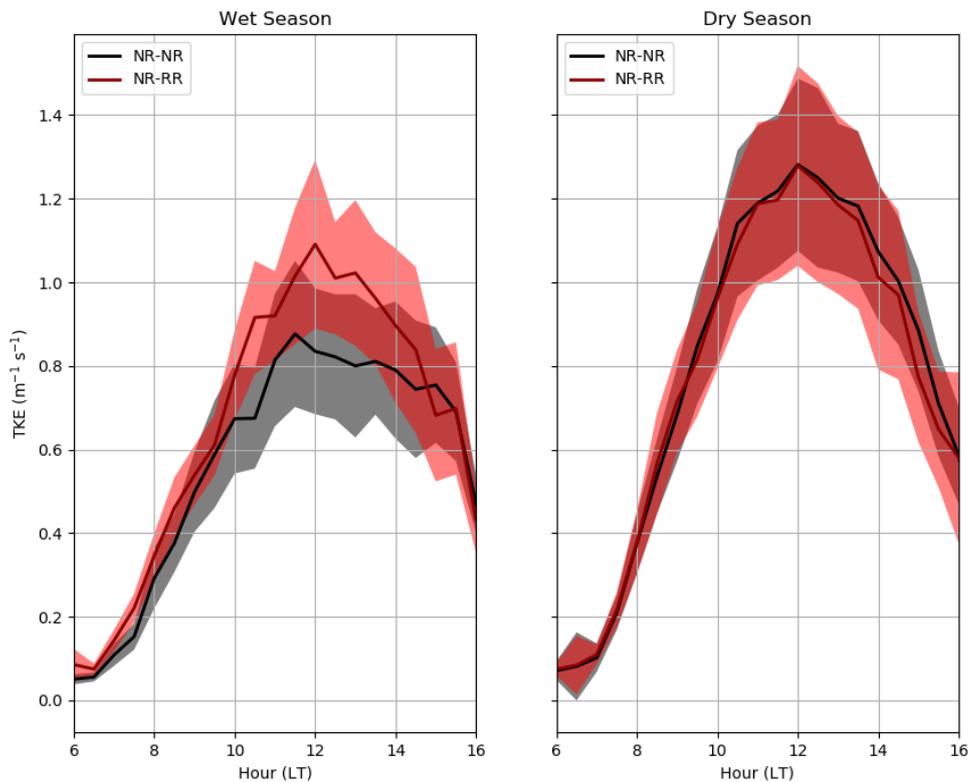
$$TKE = \frac{1}{2}(\overline{(u')^2} + \overline{(v')^2} + \overline{(w')^2}) \quad (4.1)$$

onde a perturbação da velocidade é a diferença entre a velocidade instantânea e a velocidade média (ex.: $u' = u - \bar{u}$).

Nota-se que a estação seca apresenta valores mais altos de TKE do que a estação chuvosa, com poucas diferenças entre as transições. No entanto, diferenças claras entre as transições durante a estação chuvosa são observadas, com a transição

NR-RR tendo os valores mais altos de TKE, atingindo $1,2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em torno do meio-dia local. As duas curvas da estação chuvosa mostram valores significativamente diferentes após 10 HL, o que é consistente com a turbulência sendo um fator chave no desencadeamento de nuvens mais profundas e da precipitação. As TKE da estação seca são semelhantes para as transições NR-NR e NR-RR, indicando que a turbulência local não desempenha um papel importante no desenvolvimento das nuvens precipitantes entre junho e agosto (valores similares de TKE entre os modos podem ser um indicativo de nuvens rasas observadas na estação seca ou estarem ligados com a temperatura observada nesta estação, como será discutido mais adiante). Por outro lado, durante a estação chuvosa, as diferenças observadas entre as curvas das transições NR-RR e NR-NR destacam a importância dos processos locais nos eventos de precipitação.

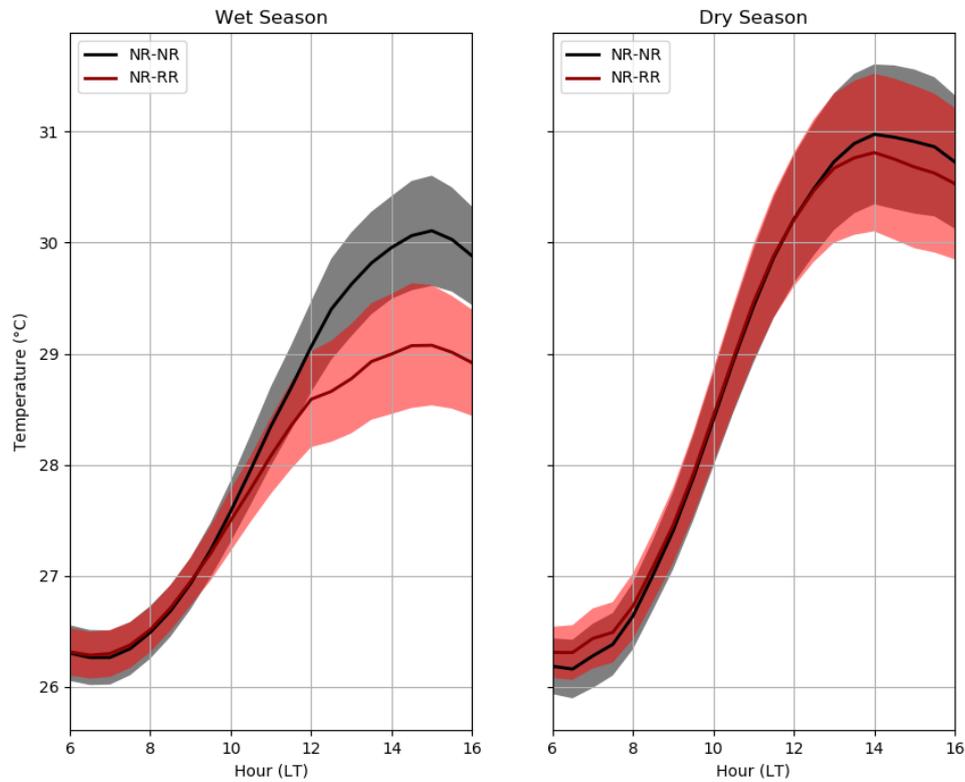
Figura 4.8 - TKE sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.



Fonte: Produção do autor.

A temperatura da superfície também tem um papel importante na distribuição de TKE, já que temperaturas altas aumentam a turbulência térmica e a velocidade dos ventos próximo à superfície (JACOBSON, 2015). Nos resultados de TKE Figura 4.8, observa-se que os valores são mais baixos durante a estação chuvosa, o que pode ser uma resposta às menores temperaturas observadas na estação, conforme apresentado na Figura 4.9). As temperaturas da estação chuvosa (Figura 4.9, painel esquerdo) apresenta maiores diferenças entre os modos a partir das 12 HL, o que corresponde ao mesmo horário onde a TKE mostra sua máxima diferença entre os modos. As temperaturas da estação seca (Figura 4.9, painel direito) são similares para ambos os modos, o que é um indicativo de que a temperatura não sofre muita alteração durante eventos de chuva em comparação com a estação chuvosa, e ajuda a explicar a semelhança observada entre as curvas das transições NR-NR e NR-RR durante a estação seca. Ocorrência de convecção rasa durante dias sem chuva também poderiam explicar essas similaridades.

Figura 4.9 - Temperatura de superfície sobre o T3, para as estações chuvosa e seca e transições NR-NR e NR-RR. Áreas sombreadas representam um desvio padrão.



Fonte: Produção do autor.

4.2.1.5 Observações locais - resumo

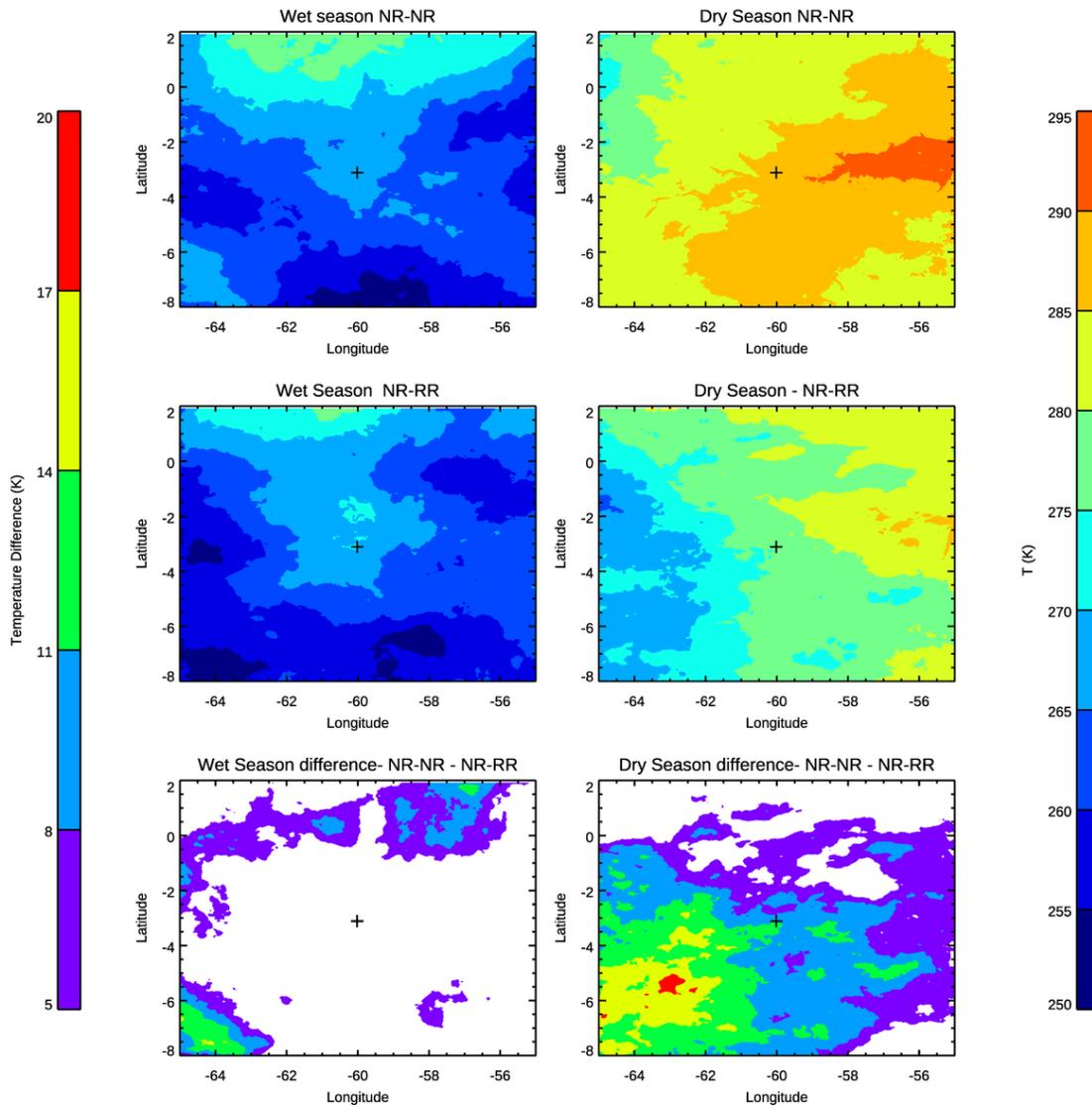
Os resultados apresentados até agora indicam que o início da precipitação na estação seca está pouco correlacionado com fatores locais. Por outro lado, todas as observações locais apresentadas - fração de nuvens, CAPE / CIN, fluxos, características da CLP, turbulência - mostram características distintas entre as transições NR-RR e NR-NR durante a estação chuvosa. Além disso, há uma correlação entre as variáveis observadas: são notadas as mesmas diferenças entre os modos para temperatura de superfície e TKE, assim como altura da CLP e precipitação, cobertura de nuvem e fluxos de superfície. Embora a análise feita para a estação seca não apresente diferenças significativas em escala local, (GHATE; KOLLIAS, 2016), indicam que interações

solo-atmosfera locais podem provocar a transição de convecção rasa para profunda, assim como a advecção de umidade em larga escala. Não foram encontradas evidências interações locais sendo responsáveis por tal transição, e não foi analisada a advecção de umidade em larga escala, mas uma análise de meso/larga escala por satélite será apresentada na próxima seção.

4.2.2 Análise de meso/larga escala

Para investigar melhor as influências dos efeitos locais versus a influência do padrão de meso/larga escala, foi calculado o campo médio das temperaturas de brilho do satélite GOES no canal de $10,4 \mu\text{m}$ observadas em uma área de 10×10 graus centrada no T3 durante o período noturno. Além disso, foi calculada a função de distribuição cumulativa (CDF) e a função de distribuição de probabilidade (PDF) dessas temperaturas de brilho, agrupadas em intervalos de 3h e separadas por tipo de transição e estação. Esses campos são apresentados na Figura 4.10, e divididos entre transições NR-NR e NR -RR (painéis superior e central), e estações chuvosa e seca (colunas esquerda e direita, respectivamente), com suas diferenças absolutas apresentadas no painel inferior.

Figura 4.10 - Média das temperaturas de brilho do canal de $10,4 \mu\text{m}$ do GOES entre o período das 20 às 08 HL separadas por estação e transição, e diferença entre as médias de cada transição. Diferenças estatisticamente não significativas estão marcadas na cor branca. O “+” marca a posição do T3.

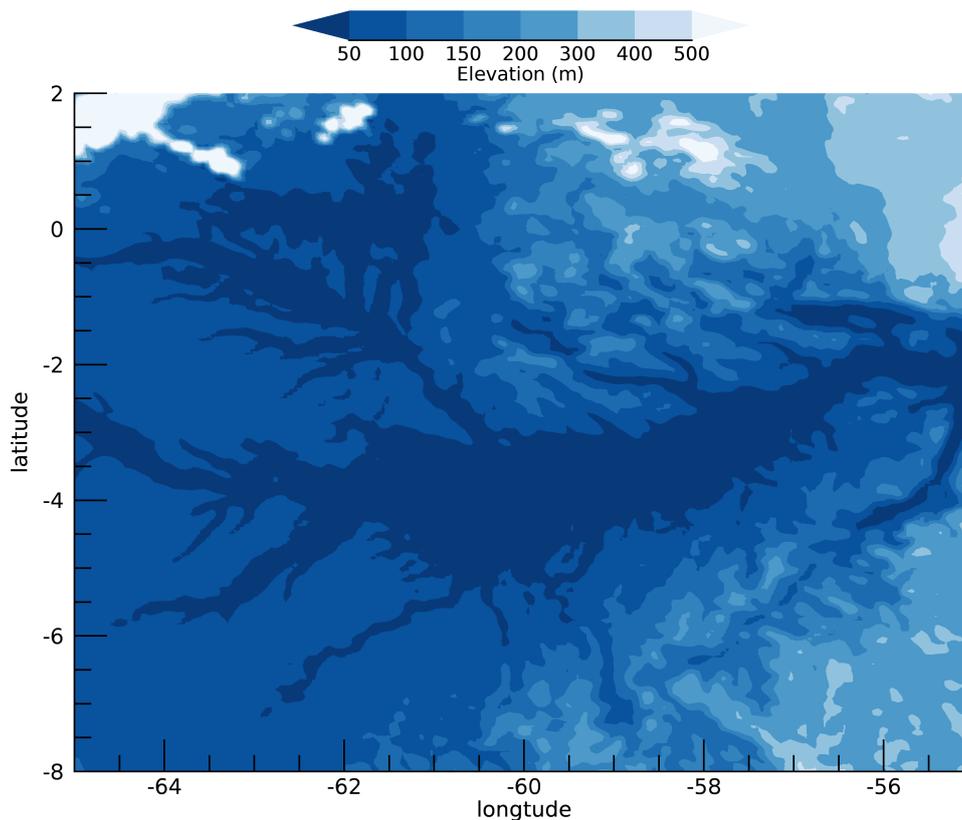


Fonte: Produção do autor.

Diferenças na atividade convectiva já observadas e apresentadas na Figura 4.2, entre as transições NR-NR e NR-RR durante as estações chuvosa e seca, são mantidas nessas representações espaciais de campos de nuvens. Por exemplo, a convecção é mais intensa durante a estação chuvosa (Figura 4.10 (a) e (b)), e é observada em todo o domínio. Temperaturas abaixo de 275 K podem ser observadas em mais de 90%

da região para ambos os tipos de transição. Aproximadamente 81% das diferenças entre as transições NR-NR e NR-RR estão entre -8 e 4 K (Figura 4.10 (c)). As diferenças entre os dois modos de transição na estação chuvosa estão relacionadas à topografia: as regiões no norte e sudoeste do domínio, que apresentam a principal diferença, são áreas onde há um aumento da elevação do terreno (Figura 4.11) em relação ao fluxo predominante de larga escala, que é de nordeste. Durante a estação seca a transição NR-NR (Figura 4.10 (d)) está associada a temperaturas de brilho mais altas, e valores acima de 280 K compreendem quase toda a região. A transição NR-RR (Figura 4.10 (e)) sugere temperaturas de brilho mais baixas, 5 a 10 K abaixo da transição NR-NR no total. Aproximadamente 72% das diferenças de temperatura entre a transição NR-NR e NR-RR são encontradas entre 8 e 20 K (Figura 4.10 (f)). Essa característica mostra claramente o impacto do padrão de cobertura de nuvens em larga escala nos dias de estação seca com e sem chuva.

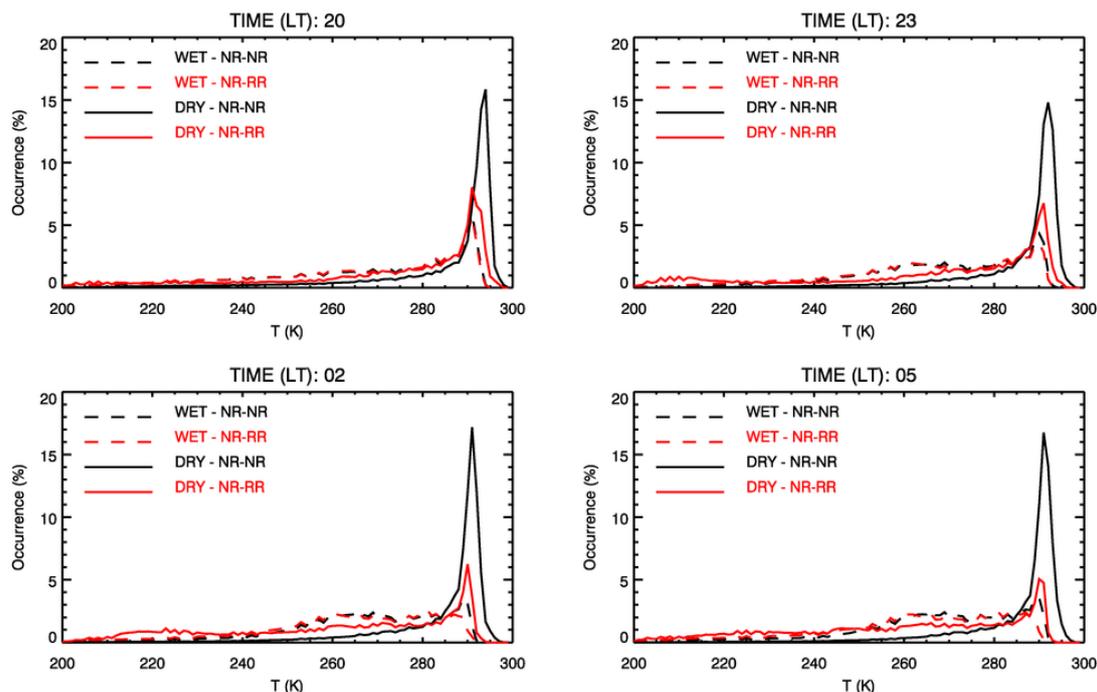
Figura 4.11 - Elevação do terreno na área utilizada para análise dos dados de satélite.



Fonte: Produção do autor.

O comportamento médio observado na Figura 4.10 pode ser detalhado dividindo-se as observações em intervalos de tempo fixos. Na Figura 4.12 são apresentadas as PDFs das temperaturas de brilho do canal de $10,4 \mu\text{m}$ do GOES-13 agrupadas em intervalos de tempo de 3 horas, ao longo do período noturno. Esta divisão facilita o entendimento da evolução dos sistemas convectivos em torno da região de estudo e a identificação das diferenças apresentadas entre as estações e as transições de forma mais clara. Todas as distribuições apresentadas na Figura 4.12 são distribuições unimodais assimétricas à esquerda, com picos entre 285 K e 295 K. As distribuições da estação chuvosa (linhas tracejadas, ambas as transições) são similares tanto para as transições quanto para todos os intervalos de tempo considerados. Os valores observados para a estação chuvosa são geralmente mais baixos (temperaturas de brilho mais baixas) do que os observados na estação seca, indicando uma atividade convectiva mais forte em todo o domínio independentemente do tipo de transição ou intervalo de tempo. As distribuições da estação seca (linhas sólidas, ambas transições) são bastante diferentes durante as transições NR-NR (linhas pretas) e NR-RR (linhas vermelhas), com maior incidência de valores mais altos (temperaturas mais quentes) durante as transições NR-NR.

Figura 4.12 - Distribuições de probabilidade agrupadas em intervalos de 3 horas das temperaturas de brilho do canal de $10,4 \mu\text{m}$ do GOES sobre uma área de 10×10 graus centrada no T3, entre o período das 2000 às 0800 HL separadas por estação e transição. O horário no título de cada painel é o horário de início do intervalo. Linhas sólidas: estação chuvosa, linhas tracejadas: estação seca, linhas pretas: transição NR-NR, linhas vermelhas: transição NR-RR.

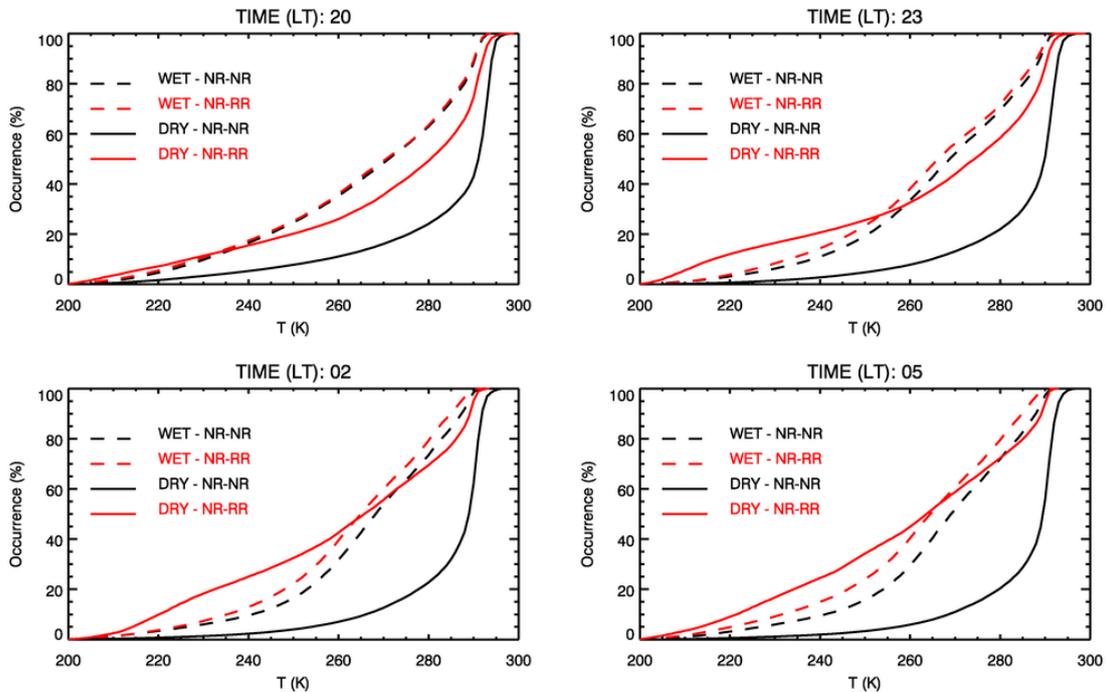


Fonte: Produção do autor.

As similaridades dos campos médios de nuvens da estação chuvosa são melhores ilustradas nas CDFs (Figura 4.13), que indicam que o campo médio de nuvens é semelhante durante à noite e independente da precipitação observada durante o dia seguinte. Em outras palavras, as características convectivas médias em meso/larga escala são similares para ambos os modos de transição, e o desenvolvimento de nuvens precipitantes observadas no T3 durante a estação chuvosa parece ser influenciado principalmente por fatores locais, como discutido anteriormente. Em contraste, as distribuições da estação seca (linhas sólidas) são bastante diferentes: o quartil inferior (Q1) da transição NR-RR (linha vermelha) tem valores próximos de 250 K, enquanto para a transição NR-NR (linha preta) o valor Q1 fica em torno de 280 K. As CDFs da transição NR-NR são muito semelhantes para todos os períodos analisados, mas as da transição NR-RR mudam com o tempo, e as diferenças entre

eles aumentam com o passar do tempo. Isso indica que o campo de nuvens médio se intensifica, e a convecção se aproxima do T3 à medida que a noite avança, levando à ocorrência de nuvens precipitantes no dia seguinte. As curvas NR-RR da estação seca também sugerem valores de temperatura de brilho ainda mais baixos do que as curvas da estação chuvosa a partir das 23 HL, o que implica que quando a convecção ocorre durante a estação seca, ela tende a ser mais forte que a estação chuvosa. Esse resultado é consistente com estudos anteriores (por exemplo, [Itterly et al. \(2016\)](#) e [Tanaka et al. \(2014\)](#)). No geral, a diferença entre as estações e os resultados apresentados na Seção 4.2.1 (com observações locais) sugerem que na estação seca, a precipitação é controlada diretamente pela circulação de meso/larga escala e os efeitos locais são menos importantes. Em contraste, os resultados apresentados para a estação chuvosa sugerem que nessa estação os processos locais são o fator dominante nas horas noturnas anteriores à precipitação diurna.

Figura 4.13 - Probabilidade acumulada agrupadas em intervalos de 3 horas das temperaturas de brilho do canal de $10,4 \mu\text{m}$ do GOES sobre uma área de 10×10 graus centrada no T3, entre o período das 2000 às 0800 HL separadas por estação e transição. O horário no título de cada painel é o horário de início do intervalo. Linhas sólidas: estação chuvosa, linhas tracejadas: estação seca, linhas pretas: transição NR-NR, linhas vermelhas: transição NR-RR.



Fonte: Produção do autor.

4.3 Conclusões parciais

Nesse capítulo foi apresentada uma nova visão sobre como a precipitação diária é controlada pelos eventos noturnos na Amazônia Central. Os resultados foram divididos com base na estação - chuvosa e seca - e em dois modos de transição a partir de uma noite sem chuva: dias com ou sem precipitação observada. É demonstrado que durante a estação chuvosa, as influências locais são a característica chave na ocorrência de chuvas sobre a região de estudo. Durante a estação seca, fatores de meso/larga escala são mais importantes e dominam o desenvolvimento da precipitação observada.

Além disso, o desenvolvimento de nuvens precipitantes está fortemente associado à disponibilidade de umidade e aos movimentos verticais ou turbulência da camada limite. É proposto que durante a estação chuvosa, quando os níveis de umidade observados são maiores, o desenvolvimento das nuvens é um efeito direto do movimento vertical local. Durante a estação seca, com a umidade sendo menos disponível e a maior parte da radiação solar incidente sendo convertida em calor sensível, a ocorrência de nuvens precipitantes está mais ligada à circulação em larga escala.

Os resultados apresentados aqui sugerem que durante a estação chuvosa a precipitação diurna é modulada principalmente pela cobertura de nuvens durante à noite. Como o desenvolvimento das nuvens está associado à disponibilidade de umidade e ao movimento vertical, e como durante a estação chuvosa a umidade está disponível livremente, é proposto que o movimento vertical noturno em escala local seja responsável pelo desenvolvimento de nuvens. Portanto, a transição NR-RR da estação chuvosa apresenta um movimento vertical ascendente mais fraco durante a noite (de 22 a 04 HL) e imediatamente após o nascer do sol (de 06 a 07 HL), reduzindo a formação de nuvens durante as primeiras horas da manhã. Isso permite que a superfície receba mais energia solar, favorecendo a instabilidade. Isso é corroborado pelas observações de temperatura do solo e de energia cinética turbulenta durante o período diurno. Como há umidade suficiente, especula-se que o aquecimento é transformado em calor latente, favorecendo a formação de nuvens convectivas que precipitarão mais tarde durante o dia. No entanto, no modo NR-NR da estação chuvosa, as noites com convecção rasa dominante reduzem a convecção durante o dia, porque as nuvens formadas durante a noite reduzem a radiação solar na superfície durante as primeiras horas do dia. Se durante a estação chuvosa foi observada uma clara distinção durante a noite entre os casos NR-NR e NR-RR, para a estação seca não se observa sinal significativo. Isso indica que os processos locais não são o

elemento-chave que controla a transição da convecção rasa para a precipitação entre junho e setembro.

As análises das observações da CLP indicam que a turbulência na camada limite não desempenha um papel importante na formação de nuvens durante a estação seca - não há características distinguíveis entre as transições NR-NR e NR-RR. Por outro lado, a distinção entre as transições é clara durante a estação chuvosa - tanto a energia cinética turbulenta quanto as alturas da CLP têm valores diferentes entre os modos chuvoso e não-chuvoso. As observações de TKE são corroboradas pelas observações de temperatura do solo, mostrando uma conexão entre as diferenças de temperaturas sazonais e induzidas pela chuva e os valores de TKE observados.

Além disso, a análise dos dados de satélite mostra que durante a estação seca a precipitação é observada no T3 durante os dias em que a atividade convectiva é observada em todo o seu entorno durante a madrugada, indicando uma modulação de meso/larga escala na convecção durante esta estação. Há uma clara diferença nas PDFs e CDFs entre as transições. Por outro lado, as distribuições de temperaturas de brilho da estação chuvosa são semelhantes para as transições NR-NR e NR-RR. Diferenças estatisticamente significativas entre os modos NR-NR e NR-RR são menos frequentes na estação chuvosa do que na estação seca, indicando que a modulação durante a estação chuvosa é menos impactada pela cobertura de nuvens de meso/larga escala.

Em resumo, esses resultados implicam que modelos e parametrizações devem considerar diferentes formulações baseadas no ciclo sazonal para resolver corretamente a convecção de nuvens precipitantes sobre a Amazônia central. Um esquema convectivo de parametrização usando apenas interações locais ou de pequena escala dará resultados insatisfatórios durante a estação seca. Por outro lado, abordagens de convergência de fluxo de massa não terão bom desempenho durante a estação chuvosa, disparando a precipitação em momentos errados ou quantificando-a erroneamente. Esquemas de parametrizações devem considerar diferenças sazonais em suas formulações, e como já apontado em diversos estudos ((D'ANDREA et al., 2014; GENTINE et al., 2013) e referências inclusas nestes trabalhos), uma parametrização unificada de CLP, convecção rasa, e convecção profunda apresenta a melhor opção para a correta representação do ciclo diurno da precipitação.

5 CICLO DE VIDA DOS SISTEMAS CONVECTIVOS, RELAÇÕES COM O MOVIMENTO VERTICAL E CONTEÚDO DE HIDROMETEOROS

No capítulo anterior (cap. 4) foram apresentados os mecanismos responsáveis pela transição de nuvens sem chuva para nuvens precipitantes, através de um estudo observacional que identificou diferentes formas de início da precipitação diurna em função da estação (seca ou chuvosa). Dando continuidade à análise da evolução da convecção sobre a Amazônia, neste capítulo serão abordadas as características de sistemas convectivos já na fase precipitante, observados na região abrangida pelo radar banda-S de Manaus.

Um algoritmo de rastreamento foi utilizado para detecção e acompanhamento de sistemas com valores de refletividade acima de 35 dBZ, de modo a identificar as características na evolução de núcleos convectivos mais intensos. Serão apresentadas relações entre o movimento vertical derivado a partir das observações do RWP em diferentes níveis de altura e taxas de expansão do sistema observadas com o radar banda-S. Uma análise da densidade espectral para identificação da periodicidade da expansão e decaimento dos sistemas observados será apresentada utilizando Transformadas de Fourier. Além da análise do ciclo de vida será discutida também as características microfísicas através do estudo dos resultados de uma classificação de hidrometeoros aplicada nos sistemas observados no raio de cobertura do radar polarimétrico banda-X centrado no T3.

No experimento GoAmazon2014/5 deu-se a segunda chance de obtenção de dados através de um perfilador de vento na região Amazônica, aproximadamente 15 anos após o experimento TRMM-LBA. Esse fato permite uma oportunidade única para um estudo detalhado das relações entre o movimento vertical e o ciclo de vida dos sistemas atuantes na região central amazônica. Pode-se assim construir um modelo conceitual de desenvolvimento de tempestades sobre a região de estudo que explique as diferenças sazonais das características dinâmicas dos sistemas convectivos. Além disso, através dos dados de um radar de dupla polarização é possível analisar a sazonalidade da distribuição de hidrometeoros e sua variação de acordo com o ciclo de vida de cada sistema.

5.1 Análise do ciclo de vida

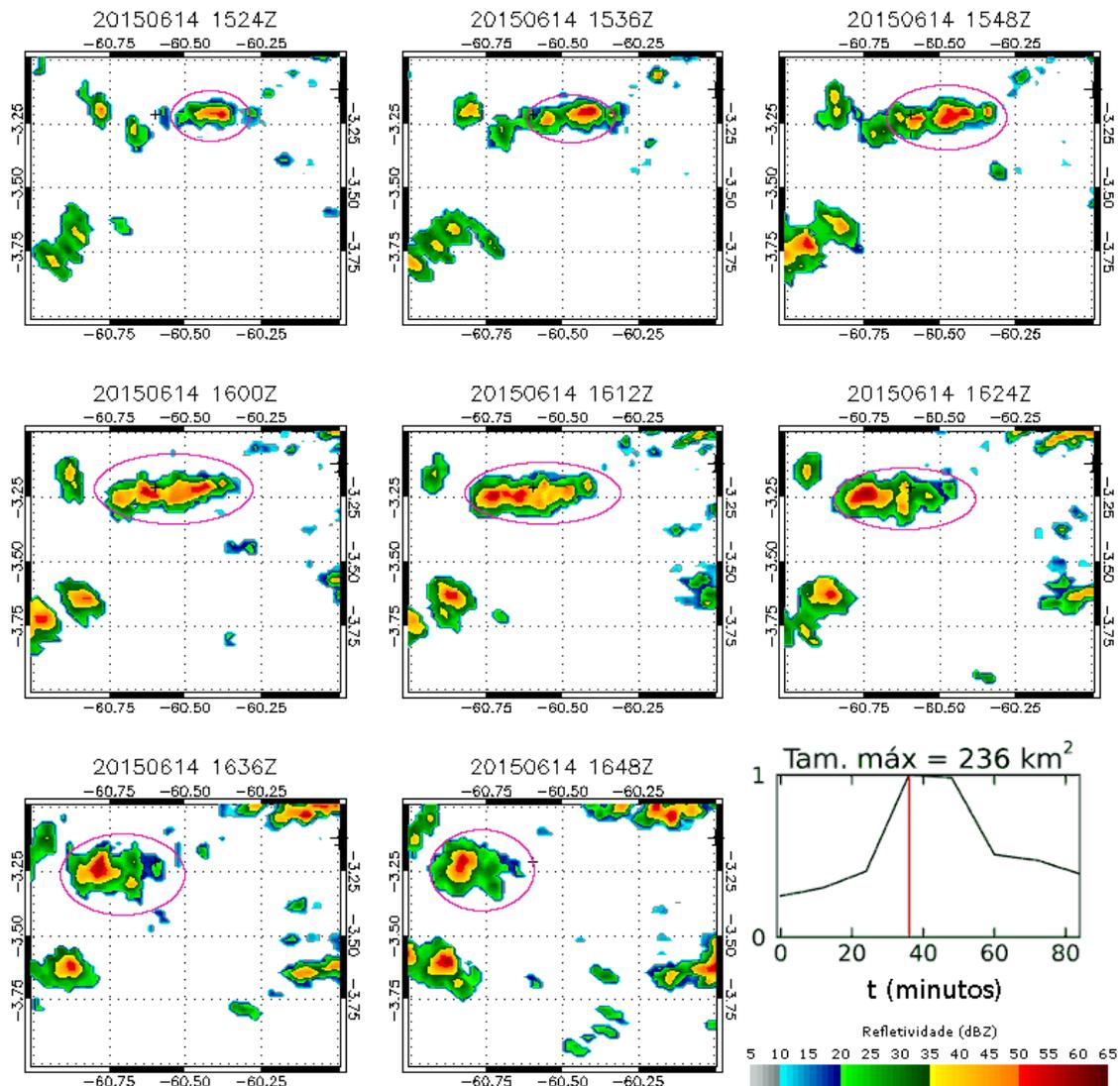
Para a análise do ciclo de vida e das características dos sistemas atuantes na região de estudo foram utilizados os dados do radar de Manaus (latitude -3,149 e longitude

-59,991, com raio de cobertura de 240 km), durante os meses de janeiro a abril (estação chuvosa - *wet*) e junho a setembro (estação seca - *dry*) de 2014 e 2015. Com os dados deste radar foram gerados CAPPis em 3 km de altitude e 2 km de resolução horizontal, que serviram de entrada para um algoritmo de rastreamento conforme descrito no Capítulo 3. O intervalo de tempo entre as observações, salvo falha no radar, é de 12 minutos.

Como o objetivo aqui é analisar as características da convecção profunda, então o limiar para definição de um sistema foi definido como 35 dBZ. A escolha desse limiar não considera o rastreamento de sistemas não precipitantes, além de diminuir a possibilidade de ocorrência de separação e fusão de sistemas (conforme testes de sensibilidade realizados), e também de detecção de sistemas com tempo de vida muito reduzido. Adicionalmente, o cálculo das velocidades verticais do ar (cuja análise será feita adiante) se torna mais preciso a partir desse limiar (GIANGRANDE et al., 2016).

A área de 35 dBZ em 3 km de altura representa a parte mais ativa da convecção e mais correlacionada com os fortes movimentos verticais na camada abaixo do nível de congelamento (abaixo de 0 °C). Essa área de 35 dBZ é composta principalmente por gotas grandes e será definida como um núcleo convectivo chuvoso - NCC. O aumento dessa área é causado pela condensação de vapor proveniente das camadas inferiores, ou derretimento de gelo originado nas camadas superiores. Um decréscimo dessa área representa a redução do fluxo de massa, ou fim da precipitação mais intensa do sistema. Um NCC então é definido como um conjunto de pixels interligados entre si com refletividade maior ou igual a 35 dBZ. Uma família é definida como a continuidade desses NCCs ao longo do tempo. Um exemplo de rastreamento de um NCC, gerando uma família, é apresentado na Figura 5.1.

Figura 5.1 - Evolução temporal da família iniciada às 1524 UTC do dia 14 de junho de 2015 (marcada em rosa). A cruz indica a posição do T3, e a passagem sobre o T3 ocorre na quarta imagem, 36 minutos após a primeira detecção (a passagem é indicada pela linha vermelha no gráfico da evolução temporal do tamanho normalizado no canto inferior direito).

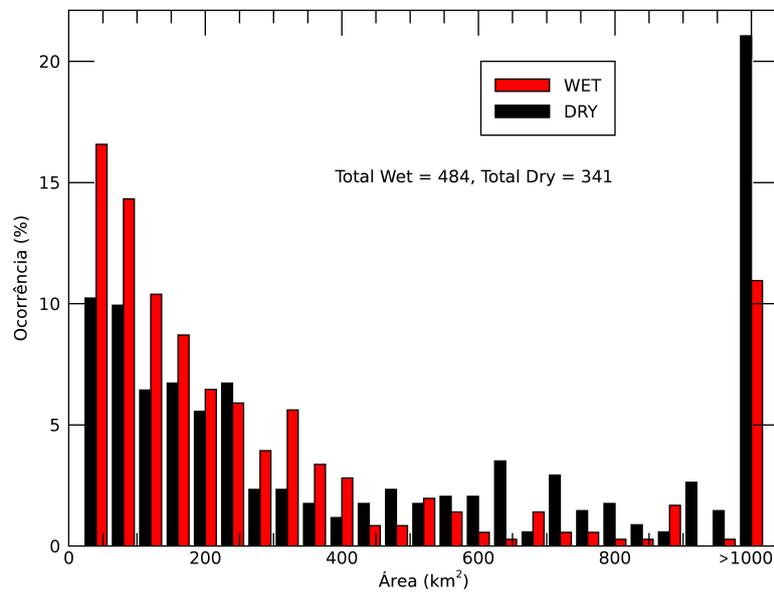


Fonte: Produção do autor.

As frequências de ocorrência de NCCs e seus tamanhos, e de famílias e suas durações são apresentadas nas Figuras 5.2 e 5.3. Nessa análise os NCCs podem ser pertencentes à mesma família, ou seja, podem ser a continuação temporal de um mesmo núcleo convectivo seguindo os critérios de sobreposição de área entre duas

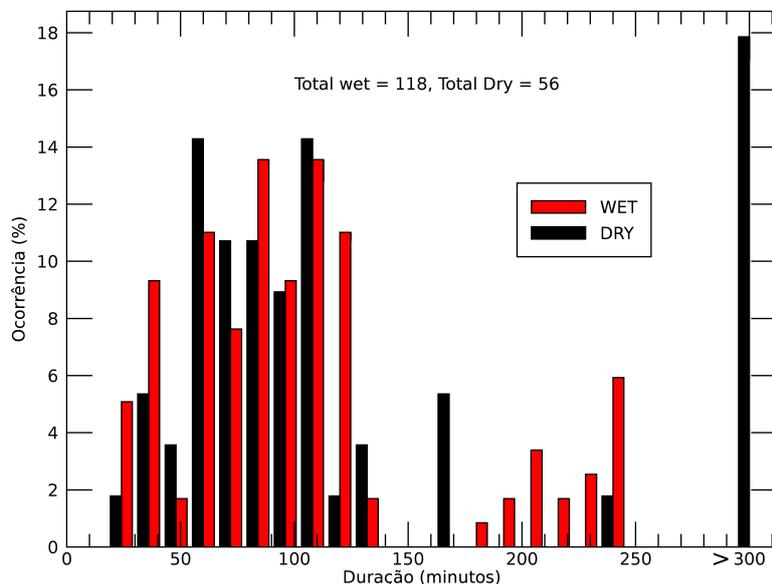
imagens consecutivas (como já explicado no Capítulo 3 deve haver um mínimo de 15% (em área) de sobreposição entre sistemas para eles serem considerados o mesmo sistema entre duas imagens). Estão representadas nessas figuras todas as famílias que em algum momento tiveram um NCC com passagem pelo T3. Foram observados 484 NCCs na estação chuvosa e 341 na estação seca, pertencentes a 118 famílias da estação chuvosa e 56 da estação seca.

Figura 5.2 - Histograma da ocorrência de NCCs observados na região de cobertura do radar de Manaus em função da área, separados estação (wet e dry). O intervalo de classe é 40 km².



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.3 - Histograma da ocorrência de famílias observadas na região de cobertura do radar de Manaus em função da duração, separadas por estação (wet e dry). O intervalo de classe é 12 minutos.



Fonte: Produção do autor.

Algumas características podem ser notadas nessas figuras: o total de NCCs detectados é 40% maior na estação chuvosa, e até o valor de 400 km² há uma maior ocorrência de NCCs na estação chuvosa. A partir desse limiar há uma maior ocorrência de NCCs na estação seca. Entre 600 e 1000 km² a ocorrência de NCCs na estação seca é o triplo da observada na estação chuvosa, exceto em 840 km². Acima de 1000 km² a ocorrência observada durante a estação seca é duas vezes maior que a da estação chuvosa. Conclui-se que os núcleos convectivos rastreados na estação chuvosa são menores do que na estação seca. Esses NCCs também possuem um tempo de vida menor, já que há aproximadamente o dobro de famílias detectadas entre as estações (118 na estação chuvosa e 56 na seca), para uma diferença de 40% no número de NCCs observados.

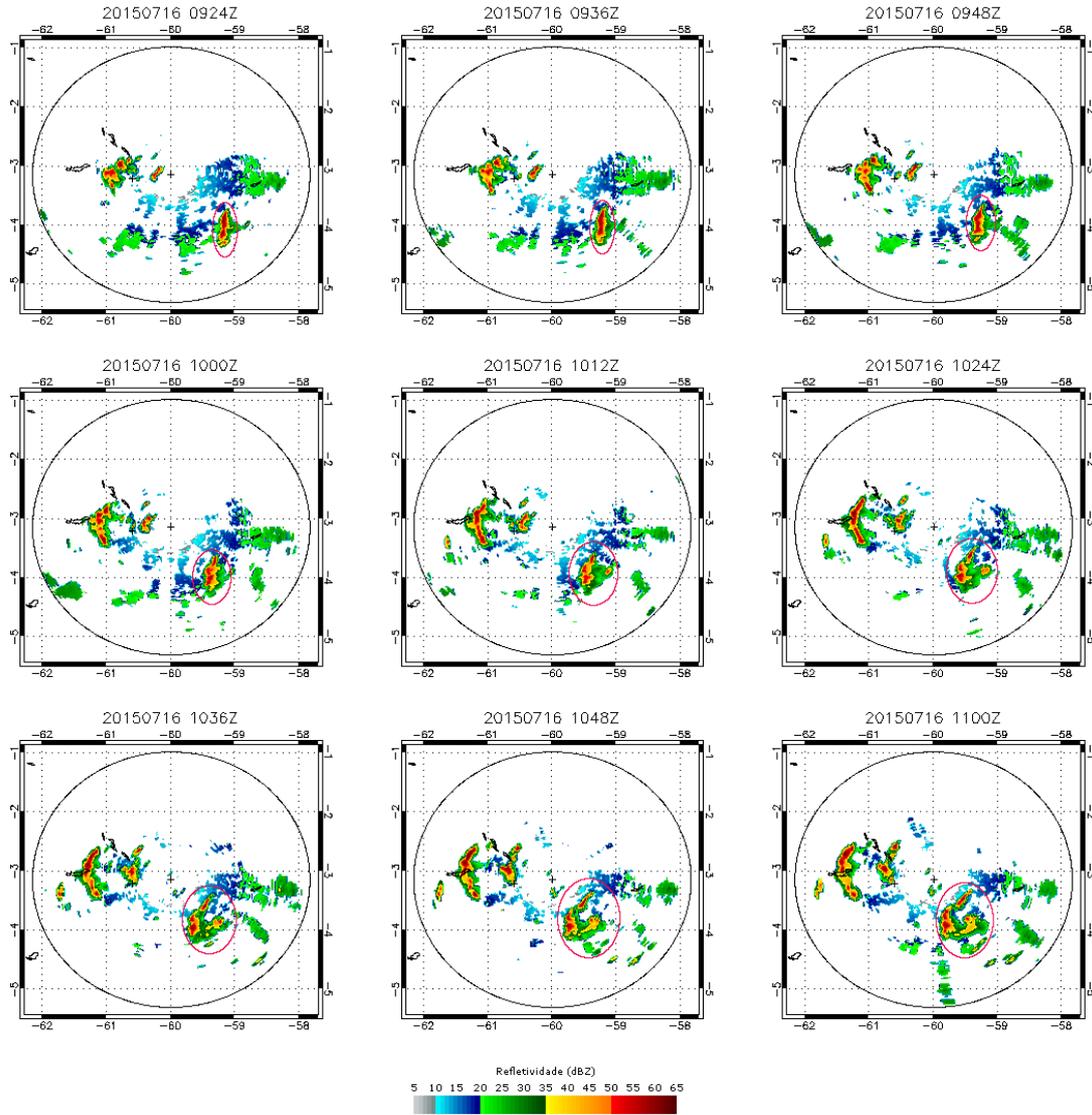
A análise da distribuição de ocorrência das famílias mostra que as maiores ocorrências, para ambas estações (exceto pelo pico observado acima de 300 minutos na estação seca), estão concentradas entre 60 e 120 minutos. Entre 180 e 240 minutos praticamente só se observa ocorrências de famílias na estação chuvosa, e a maior

ocorrência apresentada na estação seca é de famílias com mais de 300 minutos de duração. A diferença sazonal entre as ocorrências encontradas é corroborada pelos totais de NCCs e famílias observadas: o número de NCCs detectados entre as estações apresenta uma diferença de 40%, e o número de famílias na estação chuvosa é o dobro da estação seca. Isso significa que essas famílias devem ter uma duração menor em comparação com a estação seca - na estação seca, mais NCCs devem pertencer à uma mesma família, aumentando o tempo de duração das mesmas. A análise desses resultados também deve levar em consideração que mesmo apresentando um volume total menor de chuva, a estação seca possui um maior número de eventos com chuva forte (MACHADO et al., 2017), e o uso de um limiar de 35 dBZ exclui núcleos de chuva fraca da análise. Estes resultados também reforçam as conclusões apresentadas no capítulo anterior: como os sistemas na estação seca são principalmente modulados pela meso/larga escala e apresentam movimentos ascendentes mais intensos (como apresentado a seguir), as áreas dos NCCs são maiores, na média, do que na estação chuvosa. Na estação chuvosa os NCCs são menores, embora os sistemas ocorram com mais frequência e tenham uma maior área de nuvem total (COLLOW et al., 2016; FU et al., 1999). Os sistemas precipitantes da estação seca são mais eficientes na produção de chuva intensa, enquanto que os da estação chuvosa mais eficientes em produção de chuva estratiforme.

As altas ocorrências de NCCs maiores e de famílias de longa duração na estação seca pode indicar uma maior influência do campo de meso/larga escala, que ajudaria a organizar e manter o desenvolvimento dos sistemas convectivos. Como apresentado no Capítulo 4, a circulação de meso/larga escala tem um impacto maior na estação seca em comparação com a estação chuvosa, e há uma relação quase linear entre tamanho e duração de sistemas convectivos, como demonstrado por vários autores (LAURENT et al., 2002; MACHADO et al., 1998; MATTOS; MACHADO, 2011; REHBEIN et al., 2018).

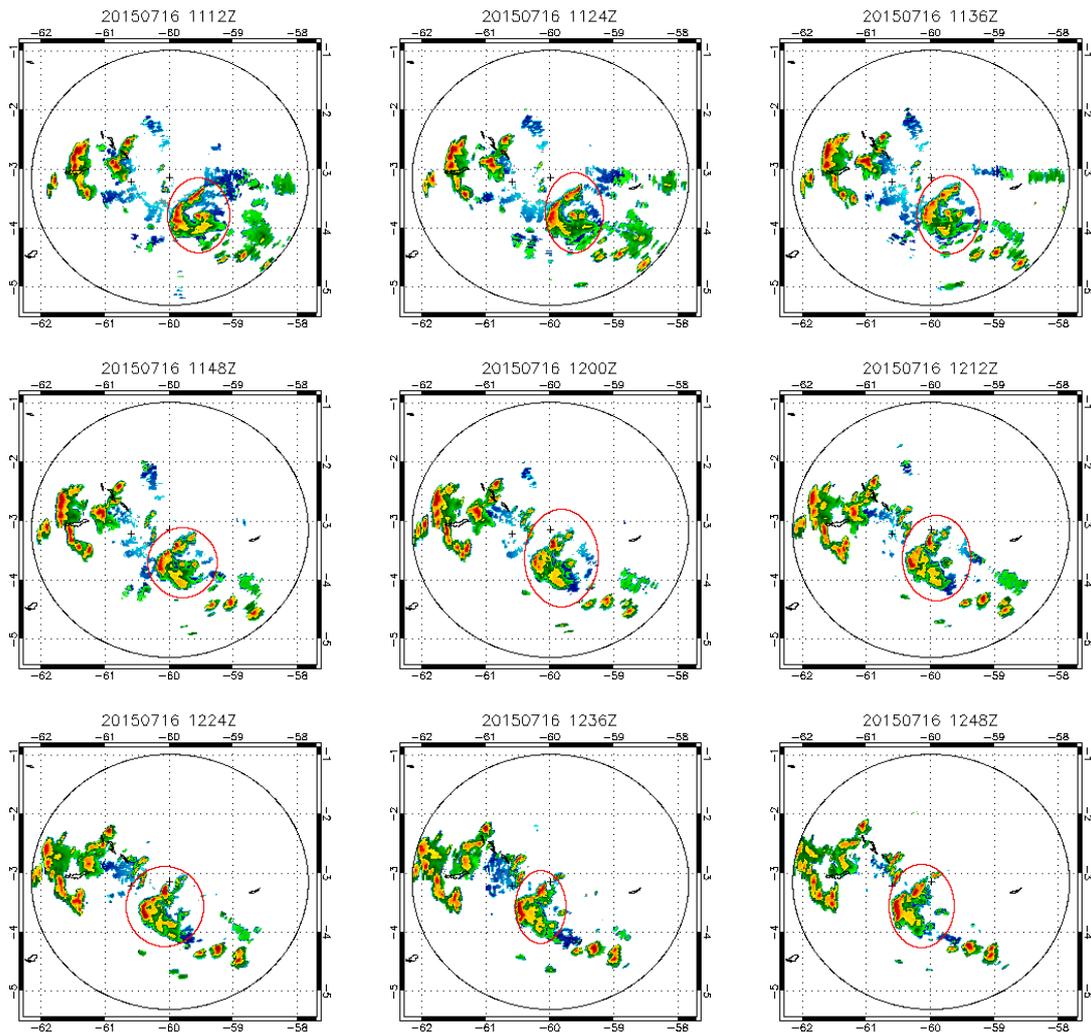
Durante essa análise foram encontradas 10 famílias com passagem sobre o T3 com duração maior que 5 horas e 30 minutos na estação seca. Um exemplo de uma família observada na estação seca com duração de 7 horas e 24 minutos (37 imagens), é apresentada na sequência de Figuras 5.4, 5.5, 5.6, e 5.7. A última imagem não é apresentada por motivos de layout, então a duração da família apresentada aqui está limitada a 36 imagens (7 horas e 12 minutos). O NCC rastreado é marcado pelo círculo rosa.

Figura 5.4 - Família com rastreio iniciado às 0924 UTC do dia 16 de julho de 2015. Os 9 primeiros intervalos de tempo são apresentados nessa figura, e o núcleo convectivo chuvoso (NCC) rastreado é marcado pelo círculo rosa. O círculo em preto representa o raio de cobertura do radar de Manaus (240 km).



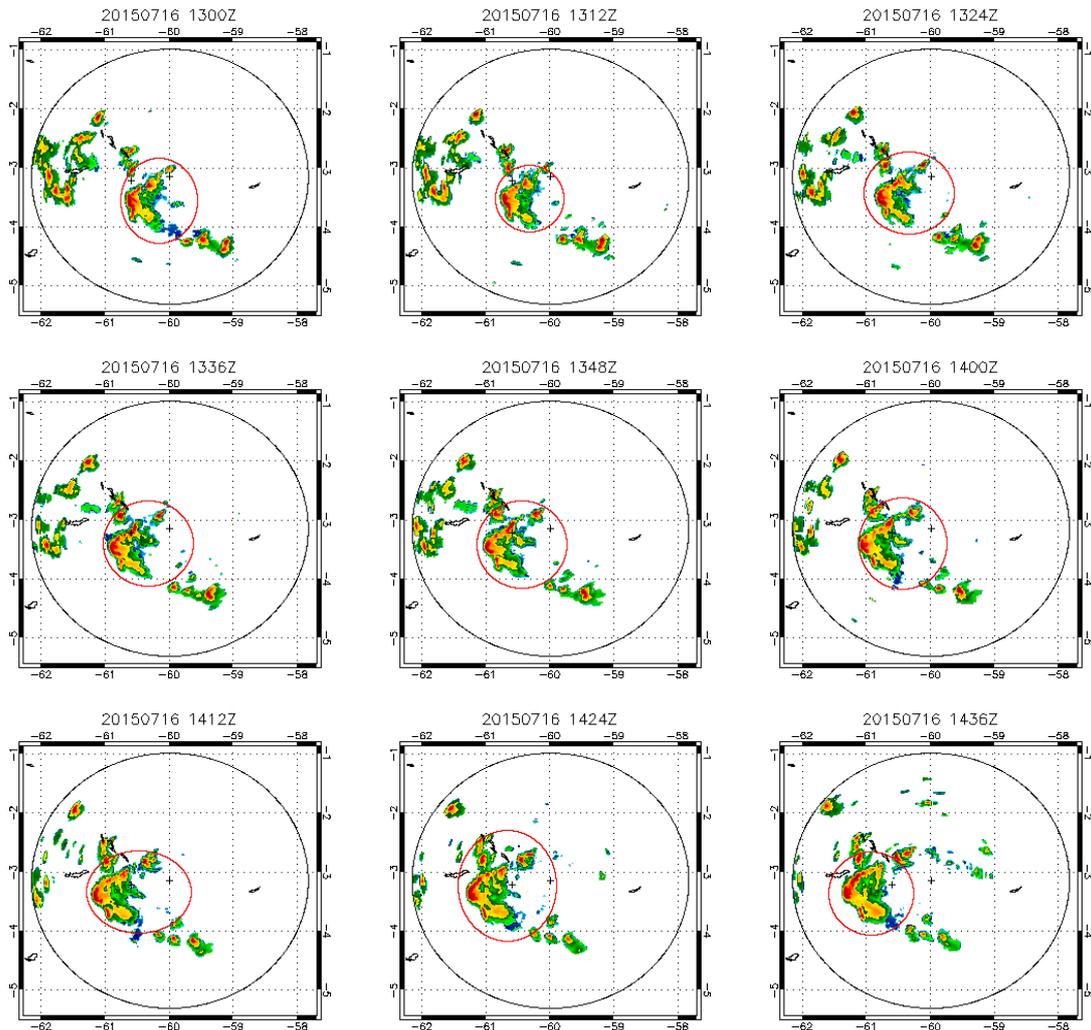
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.5 - Idem à Figura 5.4, mas para os 9 segundos intervalos de tempo.



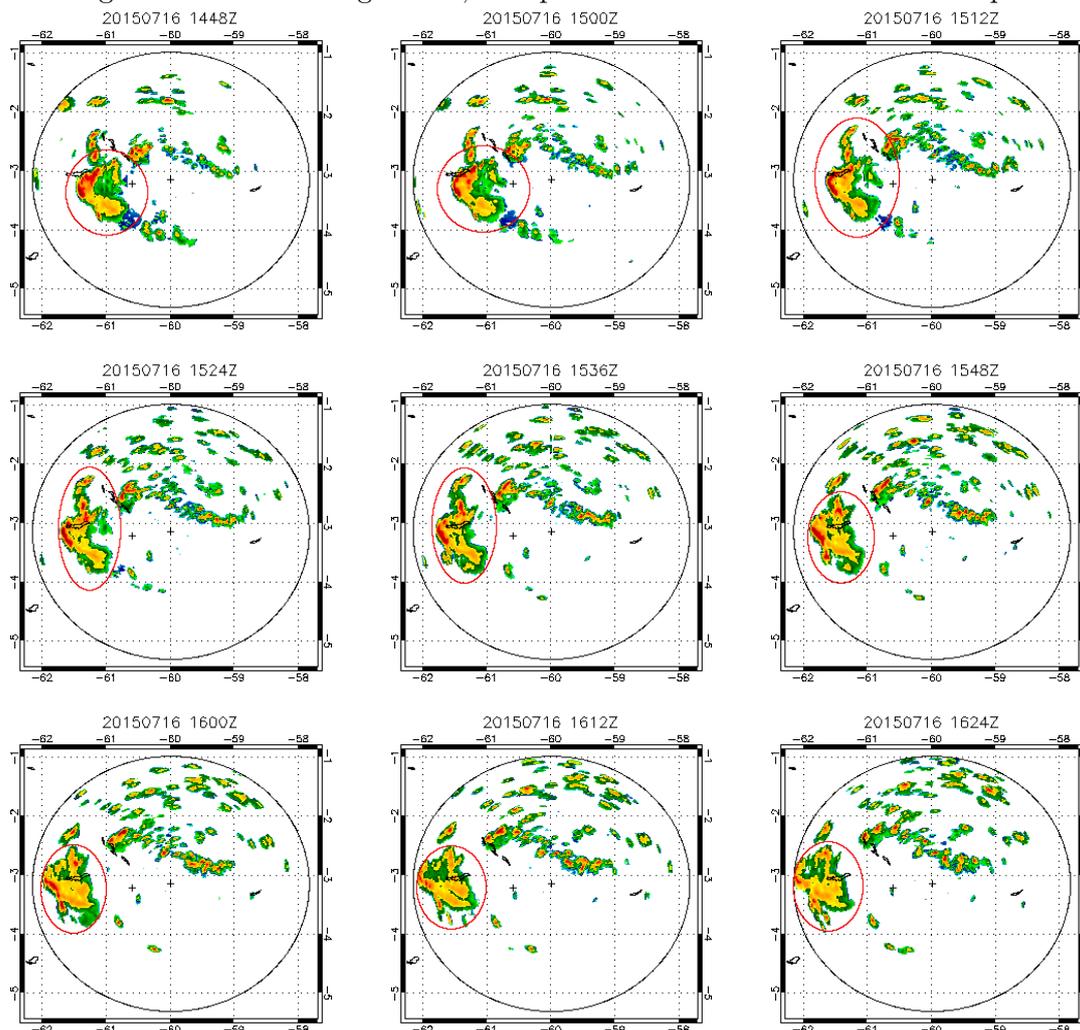
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.6 - Idem à Figura 5.4, mas para os 9 terceiros intervalos de tempo. O sistema passa pelo T3 nos horários 1336 e 1348 UTC.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.7 - Idem à Figura 5.4, mas para os 9 últimos intervalos de tempo.



Fonte: Produção do autor.

O valor médio e desvio padrão calculado para o tempo médio de duração das famílias observadas é de 103 ± 59 minutos na estação chuvosa e 139 ± 115 minutos na estação seca. Esses valores confirmam a predileção por famílias com maior duração no ciclo de vida das células de chuva intensa na estação seca (e a maior variabilidade de durações nesta mesma estação, devido ao desvio padrão ter quase o dobro do valor do desvio padrão da estação chuvosa). O raio de cobertura do radar, muito menor do que a área coberta por satélites, é um fator a ser considerado na análise destes resultados, já que os sistemas podem ter seu início (ou término) fora da área de cobertura do instrumento. Reduzir a análise apenas aos sistemas cujo todo ciclo

de vida ocorreu dentro do alcance de observação do radar limitaria o número de amostras do conjunto de dados.

Em um estudo anterior, Machado et al. (2017), usando um limiar de 20 dBZ para a detecção de núcleos chuvosos, encontraram maiores ocorrências de sistemas durante a estação seca entre 60 e 4200 km². Fora desses limiares, as maiores maiores ocorrências de sistemas se deram na estação chuvosa. As diferenças observadas foram menores do que as apresentadas aqui (-1 a 1% contra -6 a 10%), mas deve-se levar em consideração o intervalo de classe utilizado. A diferença na escolha dos limiares também ajudam na explicação desta diferença. Sobre a floresta Amazônica, sistemas estratiformes apresentam área maior do que os sistemas convectivos (ROMATSCHKE; HOUZE, 2013), são mais frequentes na estação chuvosa (GIANGRANDE et al., 2017), e não são detectados pelo algoritmo de rastreamento devido ao uso de um limiar mais alto. Isso pode explicar as maiores ocorrências de sistemas com maior área durante a estação seca apresentadas aqui em comparação com os resultados obtidos por Machado et al. (2017), lembrando que os autores também observaram núcleos convectivos maiores na estação seca em comparação com o período chuvoso, o que corrobora as observações de NCCs com maiores áreas usando o limiar de 35 dBZ apresentadas na Figura 5.2.

5.2 Taxas de expansão e relações com o movimento vertical observado

Nesta seção serão discutidas as relações entre as taxas de expansão calculadas a partir das observações efetuadas com o radar de Manaus e o movimento vertical derivado do RWP localizado no T3, separados por estação. Podemos relacionar a taxa de expansão com a divergência em altos níveis e taxa de condensação, termos diretamente relacionados com o fluxo de massa, variável comumente utilizada nas parametrizações de cumulus em GCMs (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; ARAKAWA, 2004; KAIN; FRITSCH, 1990; MORRISON, 2015; TIEDTKE, 1989). Estudos que baseiam-se em dados de satélites no canal infra-vermelho (onde a observação de temperaturas de brilho mais baixas está associada ao desenvolvimento vertical da nuvem), associam a taxa de expansão com a divergência em altos níveis (MACHADO et al., 1998; SENF; DENEKE, 2017), desprezando mudanças de fase. Ao encontrarem inconsistências entre as taxas de expansão dos sistemas e campos de divergência observados, Machado e Laurent (2004) incluíram a contribuição devida à mudança de fase, descrevendo a relação entre taxa de expansão, divergência, e taxa de condensação como (MACHADO; LAURENT, 2004) (eq. 8):

$$\frac{1}{A} \frac{\partial A}{\partial t} = \nabla \cdot V + \frac{1}{Q_l} \frac{\partial Q_l}{\partial t} \quad (5.1)$$

onde A é a área do sistema, V o campo horizontal de vento, e Q_l a quantidade de água líquida do sistema. Machado e Laurent (2004) concluíram que o estágio inicial de expansão de um sistema é dominado pela contribuição da taxa de condensação. No entanto, não consideraram a advecção vertical de água líquida, já que o topo detectado pelo satélite está próximo à tropopausa. Se retirarmos o termo de divergência horizontal, em estudos utilizando satélites que observam o topo das nuvens, mas não relevante na altura de 3 km utilizada neste estudo, e adicionarmos um termo de advecção vertical de água líquida, temos:

$$\frac{1}{A} \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{1}{Q_l} \left(\frac{\partial Q_l}{\partial t} + w \frac{\partial Q_l}{\partial z} \right) \quad (5.2)$$

onde o primeiro termo entre parênteses à direita da equação é a variação temporal do conteúdo de água líquida por condensação/evaporação, e o segundo termo a advecção vertical de água líquida na altura de 3 km. Logo, associa-se a expansão do sistema com a taxa de condensação e o derretimento do gelo advindo de níveis superiores, e o decaimento do sistema com a redução do fluxo de massa e o fim da precipitação intensa (raramente com a evaporação já que os núcleos se encontram em uma região de supersaturação). O impacto de cada termo e suas relações com o movimento vertical derivado do RWP serão discutidos nas próximas sessões.

Alguns estudos que podem ser citados como exemplos de estimativas de fluxo de massa com base em radares meteorológicos e perfiladores de vento são os trabalhos de Giangrande et al. (2016) e Kumar et al. (2016), embora não façam uma relação dessa estimativa com a taxa de expansão dos sistemas observados.

5.2.1 Taxa de expansão: definição e análise

Uma vez feito o acompanhamento temporal de um sistema pode-se verificar a evolução de diversos parâmetros que são fornecidos pelo algoritmo de rastreamento, como refletividade máxima e média, direção e velocidade de deslocamento, e área. Através da evolução temporal da área podemos calcular a taxa de expansão do sistema (em s^{-1}), segundo a Equação 5.3. Valores positivos indicam expansão do sistema, e negativos, decaimento.

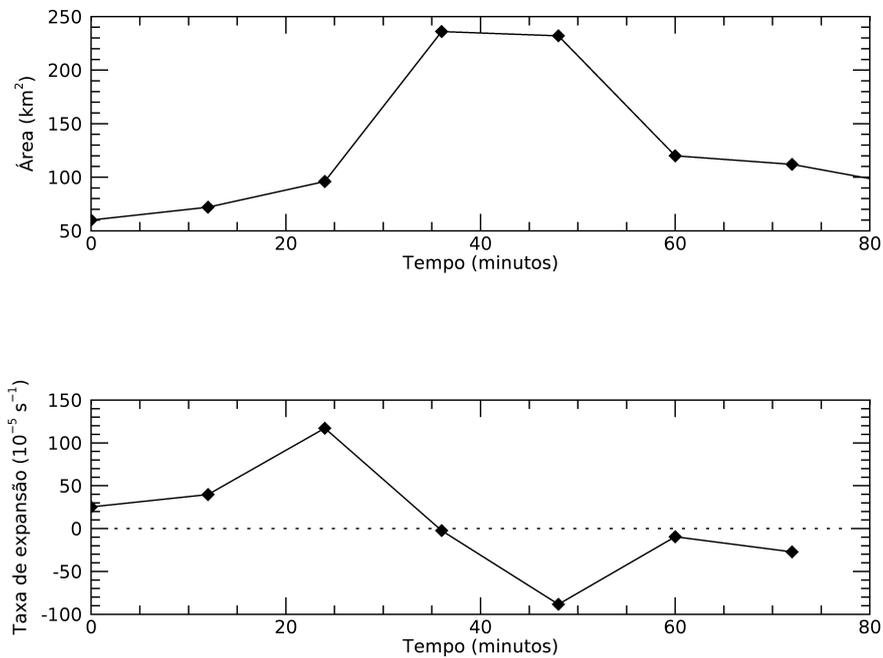
$$T_{exp} = \frac{1}{\bar{A}} \frac{\partial A}{\partial t} \quad (5.3)$$

O valor \bar{A} é a média das áreas entre os tempos $i+1$ e i , ou seja, $\bar{A} = (A_{t(i+1)} + A_{t(i)})/2$. O valor $\frac{\partial A}{\partial t}$ é calculado numericamente segundo a Equação 5.4.

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{A_{t(i+1)} - A_{t(i)}}{t(i+1) - t(i)} \quad (5.4)$$

Sendo assim, a taxa de expansão é calculada avançando-se no tempo. Logo o último sistema detectado da família não terá sua taxa de expansão calculada. Um exemplo das áreas observadas e suas taxas de expansões calculadas é apresentado na Figura 5.8.

Figura 5.8 - Evolução temporal das áreas observadas (painel superior) e taxas de expansão calculadas (painel inferior) para a família de sistemas com início de observação às 1524 UTC do dia 14 de Junho de 2015.

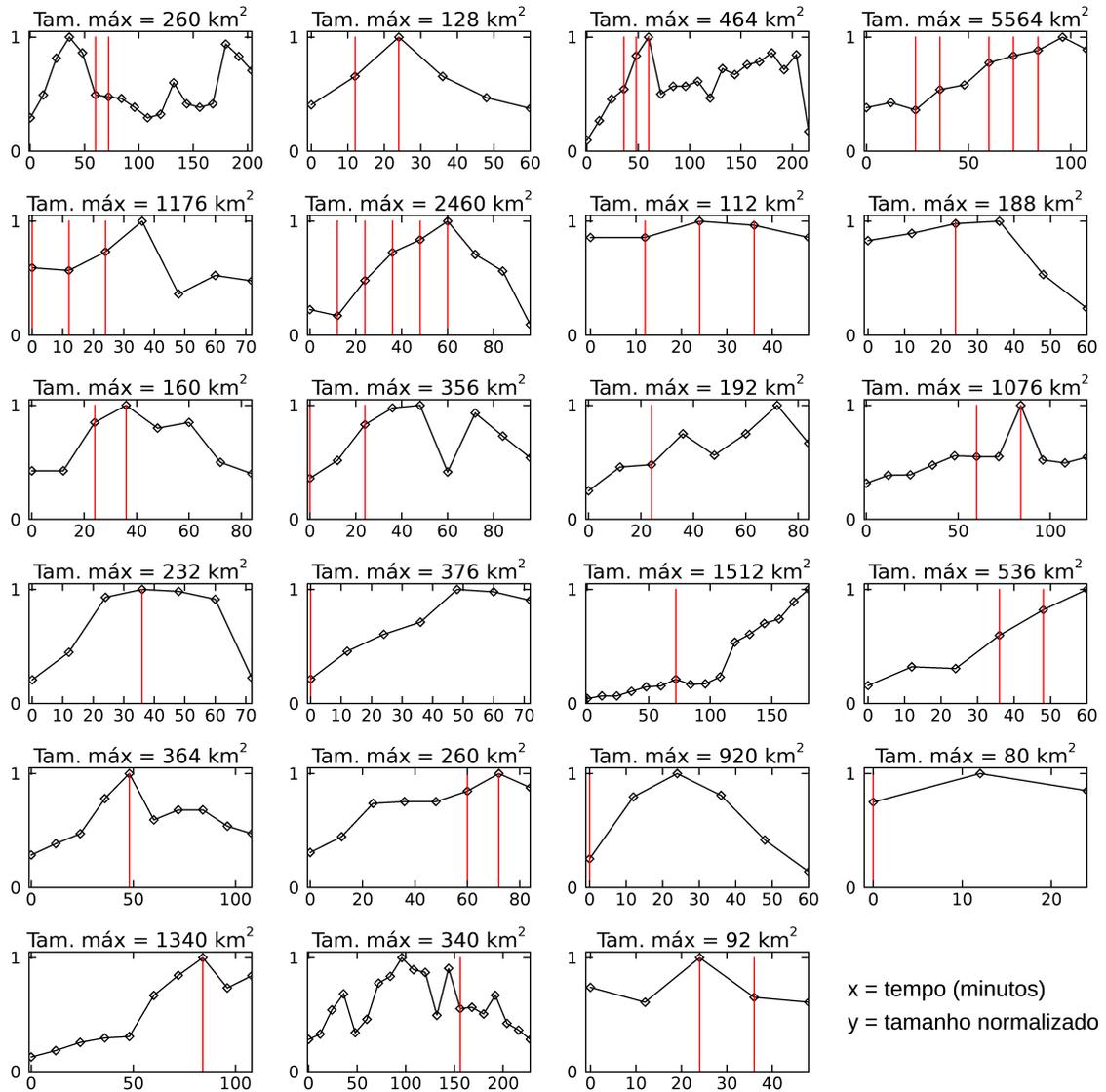


Fonte: Produção do autor.

Durante as duas estações estudadas foram observadas 40 famílias durante a estação chuvosa e 30 durante a estação seca com passagem sobre o RWP em modo operacional. Nota-se que há uma diferença significativa entre estes números e os apresentados na Figura 5.3 (118 famílias na estação chuvosa e 56 na seca). Essa diferença ocorre porque o RWP foi instalado apenas em março de 2014 (o que retira 2 meses de dados da análise durante a estação chuvosa), e apresentou muitas paradas durante a sua operação. Logo, uma parte dos sistemas detectados na área de cobertura do radar não foi utilizada por falta de dados co-localizados com o RWP.

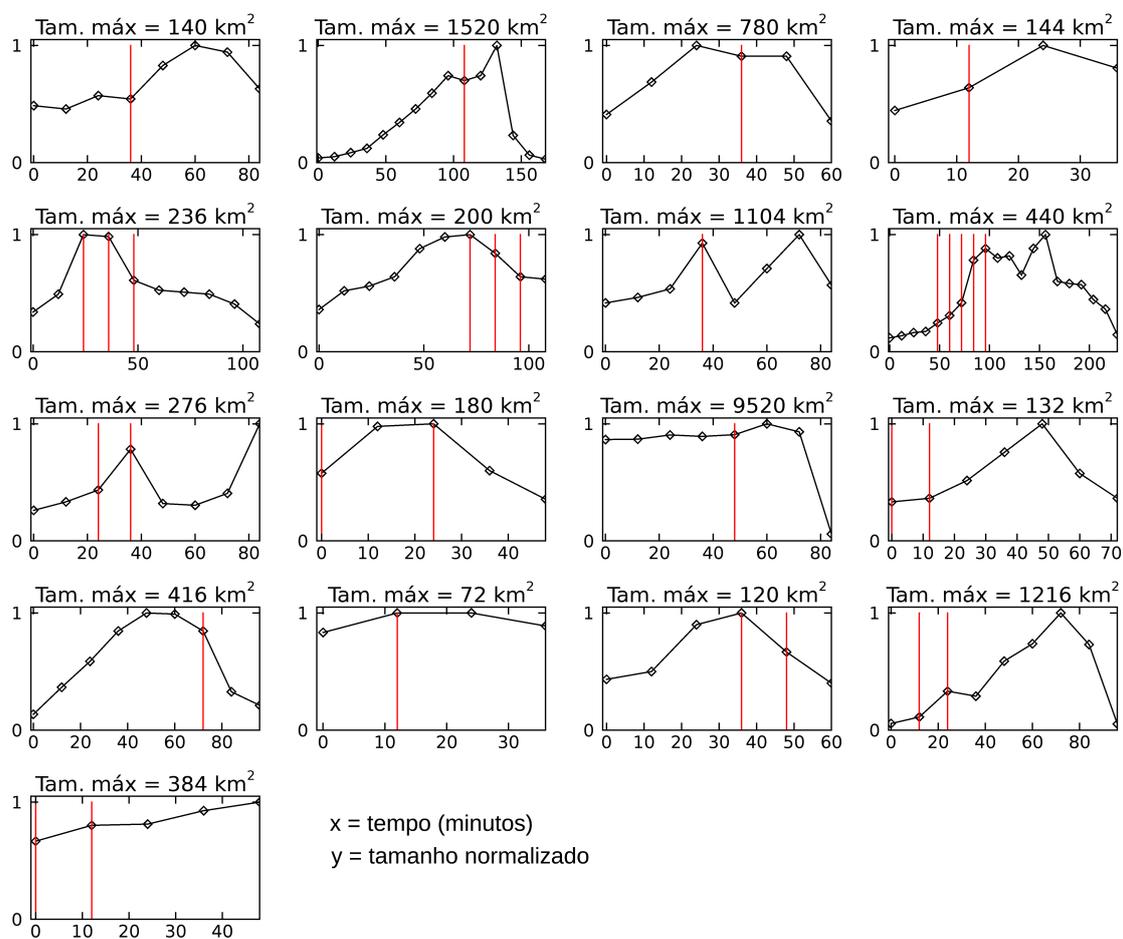
A evolução temporal da área e o momento da passagem do sistema sobre o RWP é apresentada no conjunto de Figuras 5.9 e 5.10 para a estação chuvosa e 5.11 para a estação seca. Podem-se notar algumas diferenças entre as estações: 20 das famílias observadas durante a estação chuvosa têm seus sistemas observados mais de uma vez sobre o RWP, com 3 casos onde o sistema persistiu sobre o instrumento por 5 intervalos de tempo. Na estação seca há 13 famílias com mais de uma observação sobre o RWP, e o maior número de observações para uma mesma família é 4. A variabilidade sazonal da ocorrência de famílias sobre o RWP tem a mesma característica daquela observada na área de abrangência do radar, e o maior número de famílias com persistência sobre o RWP na estação chuvosa pode ser explicado pela menor velocidade de deslocamento dos sistemas nesta estação. Durante a estação chuvosa, o valor de velocidade observado foi de $34,41 \pm 12,13 \text{ km h}^{-1}$, e na estação seca, $36,58 \pm 12,63 \text{ km h}^{-1}$.

Figura 5.9 - Evolução da área observada das 40 famílias que tiveram em algum momento pelo menos uma passagem sobre o RWP (marcada pela linha em vermelho) durante a estação chuvosa. O eixo vertical está normalizado segundo a área descrita no topo de cada painel, o eixo horizontal denota o tempo em minutos.



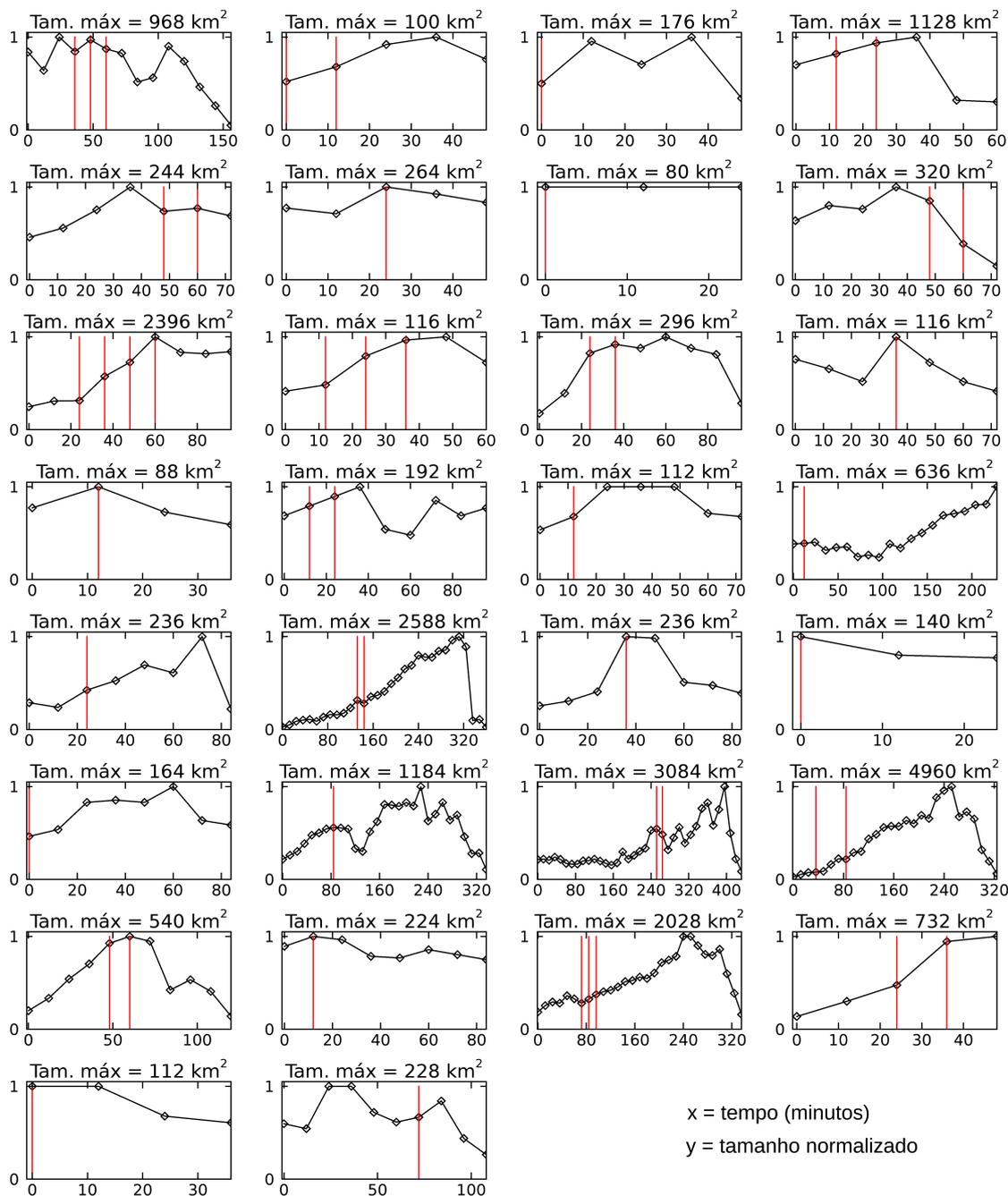
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.10 - Continuação da Figura 5.9.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.11 - Idem à Figura 5.9, mas para a estação seca.

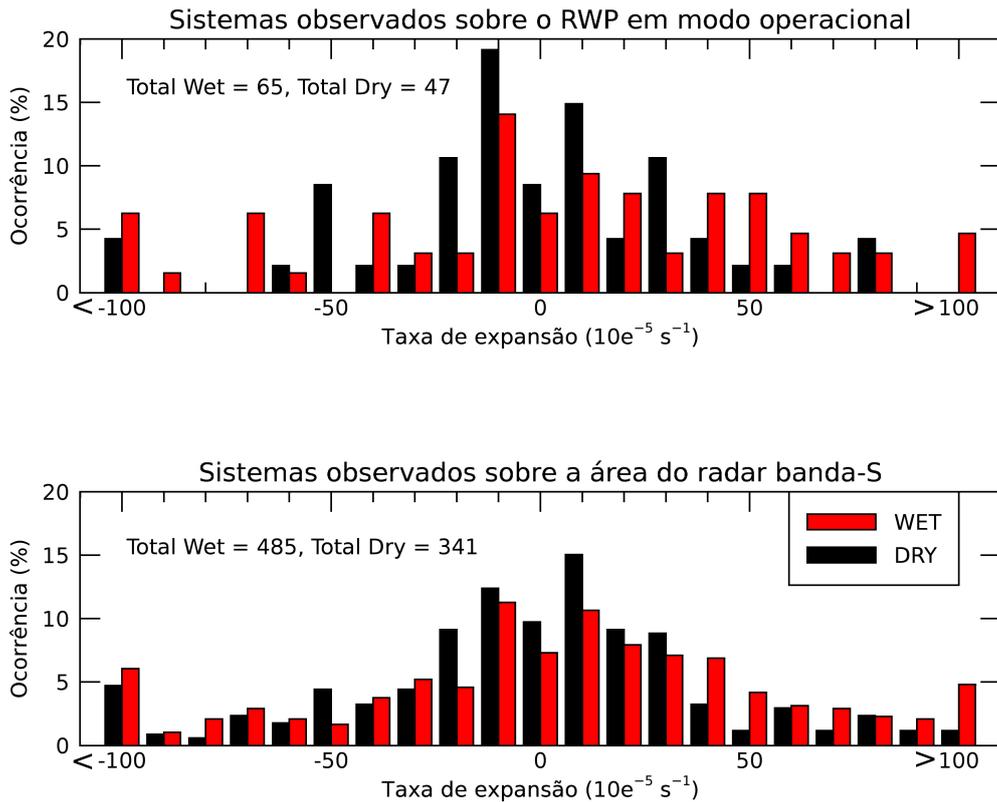


Fonte: Produção do autor.

As distribuições de probabilidades de ocorrência das taxas de expansão dos sistemas observados sobre o RWP e sobre a área total do radar são apresentadas na Figura 5.12. As distribuições se aproximam de uma gaussiana com pico entre -10 e 10×10^{-5}

s^{-1} . Nota-se no geral uma ocorrência maior de valores absolutos mais altos de taxa de expansão, tanto para sistemas em expansão (valores positivos) quanto em decaimento (valores negativos) durante a estação chuvosa. Na área do radar, 34% das ocorrências totais (40% sobre o RWP) na estação chuvosa se encontram abaixo de $-50 \times 10^{-5} s^{-1}$ e acima de $50 \times 10^{-5} s^{-1}$. Na estação seca esses valores são de 21% e 15%, respectivamente. Com a maior disponibilidade de umidade na estação chuvosa, é esperado que haja uma maior taxa de condensação, acarretando em maiores ocorrências de taxas de expansão mais intensas nesta estação. A influência do movimento vertical nessas taxas observadas serão analisadas posteriormente (Seção 5.2.2).

Figura 5.12 - Ocorrência das taxas de expansão observadas sobre o T3 para as estações seca (dry, em preto) e chuvosa (wet, em vermelho). Valores agrupados em classes de $10 \times 10^{-5} s^{-1}$. Painel superior: sistemas com passagem sobre o RWP; painel inferior: todos os sistemas detectados na área do radar.



Fonte: Produção do autor.

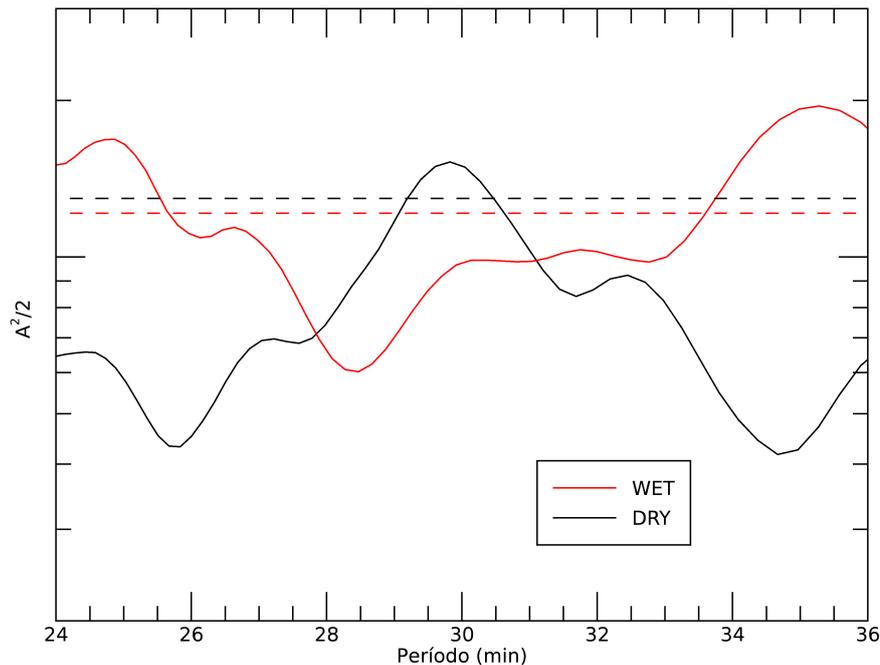
Conforme apresentado nas Figuras 5.9 a 5.11, nota-se, principalmente nas famílias de maior duração, uma oscilação na área dos sistemas observados com o decorrer do tempo, ou seja, há uma pulsação intrínseca ao ciclo de vida dos sistemas. Essas oscilações indicam uma esperada variação temporal do fluxo de massa dos sistemas convectivos, seja por revigoração da corrente ascendente ou aumento da condensação, ou analogamente, por movimentos descendentes e transporte das gotas de chuva para níveis inferiores. Estudos anteriores associam a taxa de expansão da fase inicial de crescimento como indicativo de severidade da convecção (MACHADO; LAURENT, 2004; MATTOS; MACHADO, 2011; TADESSE; ANAGNOSTOU, 2009), e com o tempo de vida dos sistemas convectivos (MACHADO et al., 1998). Em sistemas maiores, como linhas de instabilidade ou complexos convectivos de mesoescala, essa oscilação pode estar relacionada com o ciclo de vida das nuvens Cumulonimbus associadas a esses sistemas.

A principal maneira de se verificar matematicamente se existe uma diferença sazonal na periodicidade da área dos sistemas é através do uso da análise de Fourier. Como temos uma sequência finita e igualmente espaçada de dados podemos aplicar uma transformada de Fourier de tempo discreto (*discrete-time Fourier transform* - DTFT) e estimar a densidade espectral (também conhecido por espectro de potência) da série temporal de tamanho de sistemas. Espectros de potência de séries totalmente aleatórias (ruído branco por exemplo) são teoricamente constantes, não apresentando nenhuma estrutura espectral. Ao se analisar uma série temporal queremos detectar e analisar os picos que possam existir e seus períodos ou frequências associadas. Aqui o interesse é principalmente nas oscilações de alta frequência (menor período), para a verificação de alguma diferença na escala temporal intra-convectiva.

A Figura 5.13 apresenta a densidade espectral da área dos sistemas calculada através de DTFT para as estações seca (curva preta) e chuvosa (curva vermelha). Verifica-se que na estação chuvosa existem dois picos acima do intervalo de confiança de 95% (esse intervalo implica que, para uma série de pontos aleatórios, 5% desses pontos estariam acima desse valor), e um pico na estação seca. Na estação chuvosa os períodos significativos se encontram em 25 e 35 minutos, e na estação seca, em 30 minutos. Esses períodos de significância são separados entre si por aproximadamente 5 minutos: há dois modos responsáveis pela oscilação intra-convectiva da área dos sistemas na estação chuvosa, com suas fases separadas por um intervalo aproximadamente de 10 minutos, e entre esses dois picos um modo responsável pela oscilação na estação seca. Matematicamente, o menor período detectado é $2 \times \Delta t$, onde Δt é o intervalo entre cada observação do radar (12 minutos). Processos intra-convectivos

com duração menor que 24 minutos não podem ser analisados devido à resolução temporal dos dados utilizados.

Figura 5.13 - Espectro de potência da área observada dos sistemas separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). A linha tracejada denota o intervalo de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

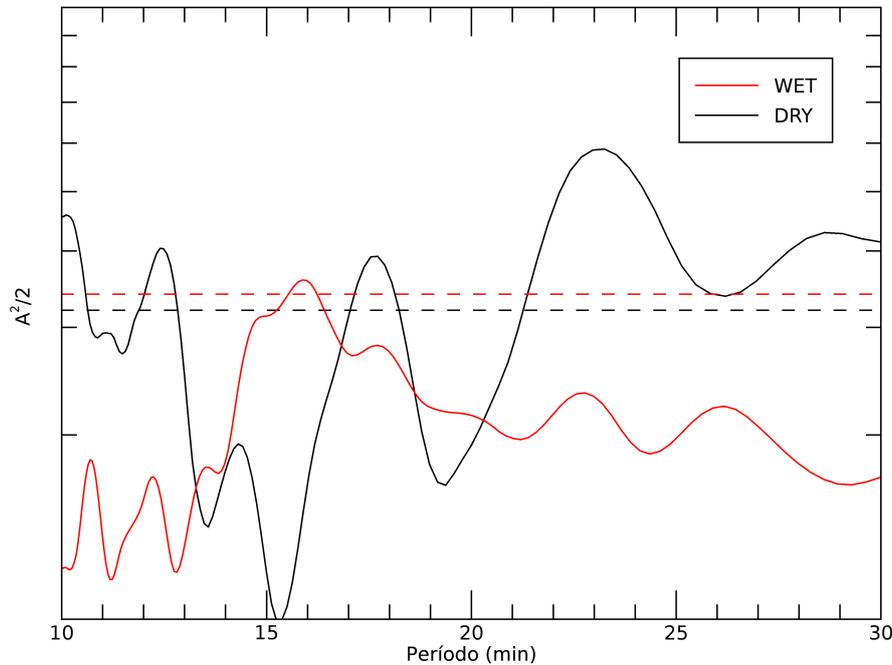
A frequência mais alta observada na estação chuvosa, somada à existência de outra frequência significativa com a mesma amplitude, podem indicar a ocorrência de processos intra-convectivos mais vigorosos. A maior umidade da estação chuvosa pode favorecer uma retroalimentação dos processos convectivos causados pela maior liberação de calor latente na atmosfera devido às maiores taxas de condensação. Essa retroalimentação pode explicar o segundo período observado na análise do espectro. Com a maior intensidade dos processos de mudanças de fase também espera-se uma maior intensidade da turbulência dentro dos núcleos convectivos. Na estação seca a modulação intra-convectiva mostra-se menos complexa, o que é evidenciado por um único período significativo, e de maior duração que o primeiro pico da estação

chuvosa.

Um dos indicadores de severidade das tempestades associados com essa pulsação intra-convectiva é o número de descargas elétricas que ocorre na fase inicial de desenvolvimento do sistema. Mattos e Machado (2011) mostram que a expansão inicial da área do sistema é um parâmetro importante para determinar o potencial de eletrificação deste sistema. Para verificar se há uma ligação entre esses modos de expansão e a atividade elétrica foi aplicada a mesma DTFT em uma série temporal de quantidade de *flashes* detectados pelo GLM - *Geostationary Lightning Mapper*, a bordo do GOES-16, sobre o T3 em uma janela de 3 x 3 pixels, o que corresponde a uma área de 24 x 24 km. Dados isolados foram removidos da série temporal para evitar contaminações no espectro, de modo que apenas intervalos de no mínimo 1 hora com *flashes* detectados foram utilizados.

O resultado da DTFT é apresentado na Figura 5.14. Os dados utilizados englobam os meses de janeiro a abril (estação chuvosa) e junho a setembro (estação seca) de 2018. Possíveis variações climatológicas entre o ano de 2018 e os anos de 2014 e 2015 devem ser consideradas na análise dos resultados.

Figura 5.14 - Espectro de potência dos *flashes* observados pelo GLM separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). A linha tracejada denota o intervalo de confiança de 95%.



Fonte: Produção do autor.

Há apenas um pico de correlação acima do nível de confiança de 95% na estação chuvosa (curva vermelha), em torno de 16 minutos. Na estação seca notam-se dois picos, um em 12,4 e um em 17,8 minutos, além de um pico próximo do menor período detectado (que é de 2 vezes a resolução temporal do dado - nesse caso, 5 minutos). Após 21 minutos, todo espectro de potência dos *flashes* da estação seca se encontra acima do nível de significância. As maiores significâncias encontradas na estação seca podem ser devidas às maiores ocorrências de atividade elétrica no entorno da região nesta estação (SARAIVA et al., 2016). A aparente falta de relação entre os períodos de descargas e os períodos apresentados na Figura 5.13 pode ser explicada pelo próprio tempo de carregamento das nuvens. Uma célula pode apresentar mais de uma descarga durante o tempo em que a mesma se expande ou se contrai, e se eletrificar novamente.

5.2.2 Análise das velocidades verticais

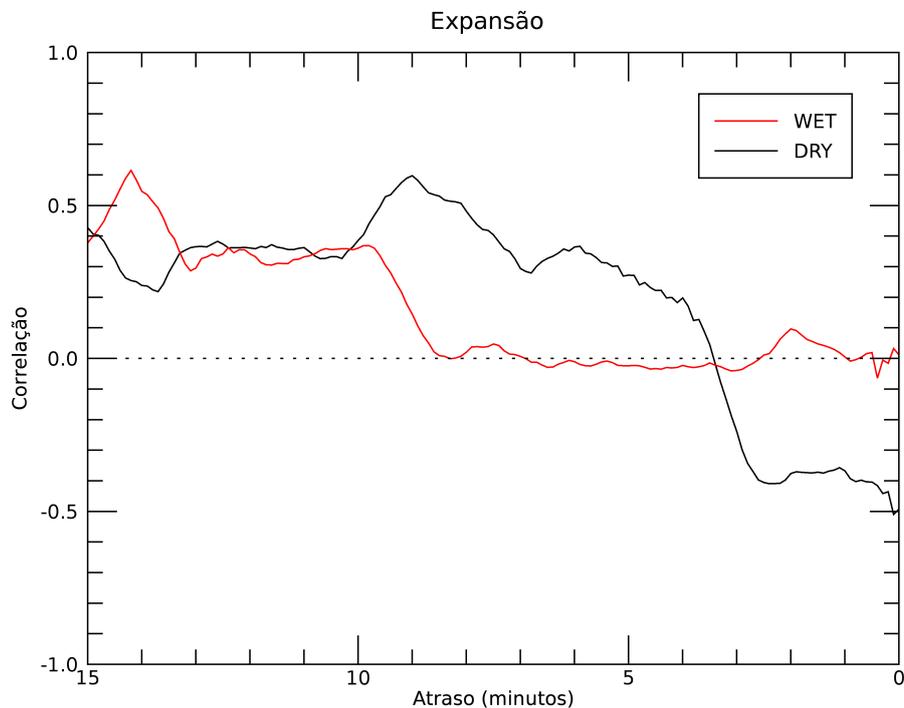
Durante a passagem de um sistema sobre o T3, o horário da imagem observada é o horário de início de aquisição do volume de dados pelo radar. De acordo com a estratégia de varredura e altura do CAPPI utilizado, pode-se aferir que os dados observados pelo radar banda-S sobre o T3 em 3 km de altitude são adquiridos entre 30 e 60 segundos após o horário inicial da varredura. Mesmo com o conhecimento *a priori* do tempo exato de passagem do sistema sobre o T3, a correlação entre a corrente vertical (w) e a taxa de expansão T_{exp} não é trivial. O movimento vertical precede a expansão ou decaimento do sistema, e o comportamento dessa expansão também varia com o tempo, ou seja, os sistemas não crescem e decaem de forma totalmente linear.

Para analisar-se a relação entre w e T_{exp} , verificou-se a evolução temporal da correlação entre essas variáveis. O RWP tem um período de observação de 6 segundos (10 observações por minuto), e foi analisada como varia a relação entre o movimento vertical médio entre a superfície e o nível de congelamento, e T_{exp} , voltando-se 15 minutos a partir do horário de observação do radar banda-S. Ou seja, caso um NCC tenha sido observado às 1000 *LT* sobre o RWP, verificou-se a correlação entre a taxa de expansão e cada perfil observado pelo RWP entre 0945 e 1000 *LT*. Como mencionado no capítulo 3, não há uma confiabilidade no cálculo das velocidades verticais na camada mista, então foi definido o nível de congelamento como nível superior da camada de convergência baixa, adicionado de uma margem de 2 desvios padrões para evitar contaminações no cálculo de w . O nível de congelamento foi calculado com base nas observações de radiossondagem e resultou num valor de 4702 ± 285 m durante os 2 anos de observação. Após a definição desse nível, foi calculado um w médio entre as primeiras camadas de observação do RWP, partindo da superfície até a o nível mais alto anterior ao nível de congelamento. As análises da evolução temporal da correlação entre T_{exp} e w , para os casos de expansão e decaimento, separados por estação, são apresentadas a seguir.

Nos casos de expansão (Figura 5.15), a estação chuvosa (curva vermelha) apresenta correlações entre o movimento vertical e a taxa de expansão entre 15 e 10 minutos antes da passagem do sistema sobre o T3, com o maior valor de correlação ocorrendo em 14 minutos. Na estação seca (curva preta) as correlações persistem por mais tempo, indo até 5 minutos, com seu pico em 9 minutos. O maior intervalo de tempo com correlações significativas na estação seca pode ser explicado pelo maior entranhamento durante esta estação, já que há menor umidade no ambiente. As

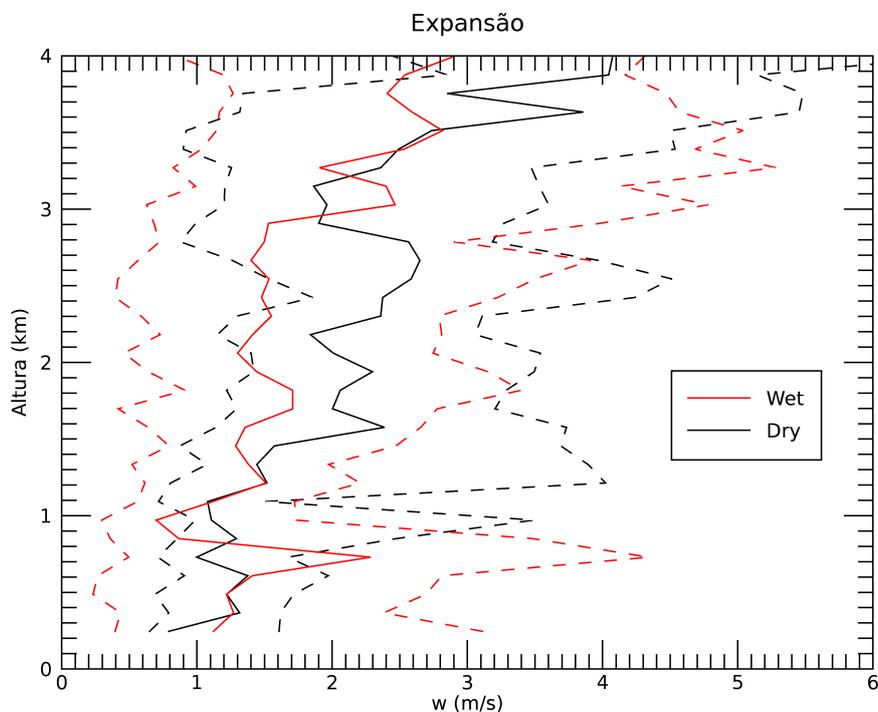
diferenças apresentadas entre os máximos de correlação estão ligadas às velocidades das correntes ascendentes em cada estação. Na estação seca, a maior correlação ocorre antes da estação chuvosa, o que deve indicar que as velocidades verticais na estação seca são maiores do que no período chuvoso. A análise dos perfis verticais de w (Figura 5.16) mostram esse efeito: a velocidade vertical durante a estação seca é maior em quase toda a coluna, especialmente nas camadas acima da base da nuvem. O perfil de velocidade vertical se mostra crescente com a altura nas duas estações, os menores valores de velocidade são encontrados próximo à superfície e o maior valor logo abaixo do último nível calculado. Esse aumento da velocidade com a altura sugere uma aceleração da parcela, indicando uma condição atmosférica instável (como esperado) nos casos de expansão. Próximo à base da camada mista a velocidade vertical observada na estação seca é significativamente maior, com seu percentil de 25^o apresentando aproximadamente o mesmo valor da mediana observada na estação chuvosa.

Figura 5.15 - Evolução temporal da correlação entre T_{exp} e w , para os casos de expansão, separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.16 - Perfis verticais da velocidade vertical do ar, para os casos de expansão, separados por estação (chuvosa - wet, em vermelho, e seca - dry, em preto). As linhas sólidas representam a mediana em cada nível e as linhas tracejadas os percentis de 25 e 75%.



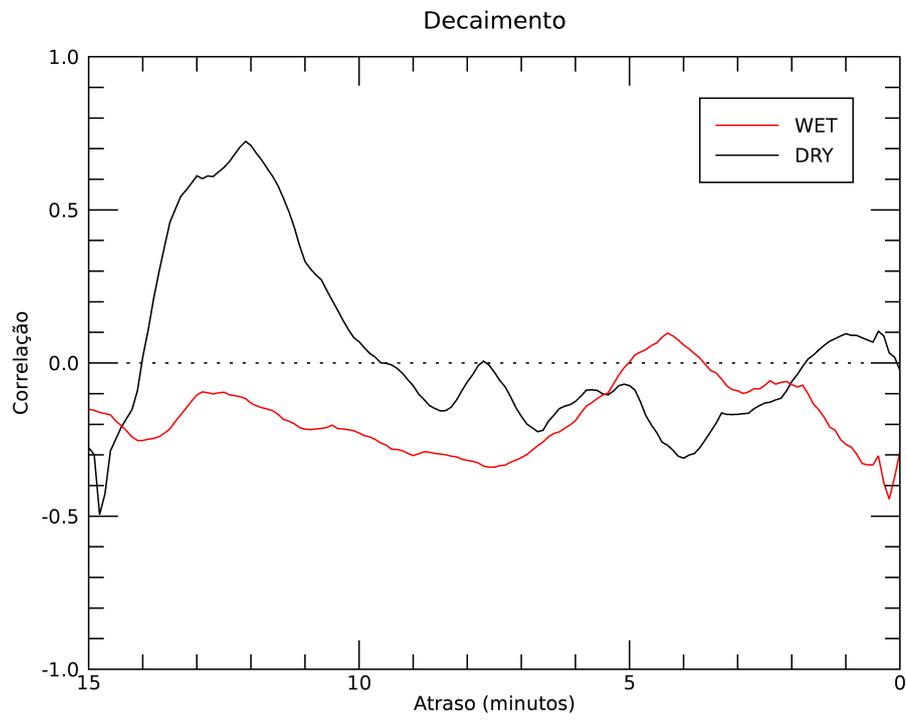
Fonte: Produção do autor.

As curvas de decaimento (Figura 5.17) apresentam uma diferença muito mais pronunciada entre as duas estações do que as de expansão. Percebe-se que não há valores significativos de correlação positiva para a estação chuvosa (curva vermelha). Na maior parte do tempo a velocidade vertical é anti-correlacionada com a taxa de expansão, mas mesmo assim essa correlação não é forte, varia entre -0,1 e -0,3 para quase todo o domínio da análise. Isso significa que durante a estação chuvosa não há uma correlação direta entre as taxas de decaimento do sistema e o movimento vertical descendente. A maior quantidade de gelo em altos níveis encontrado na estação chuvosa pode explicar essa falta de correlação. Com a cessão da corrente ascendente dentro da nuvem, o gelo das camadas mais altas cai sobre os níveis mais baixos, alterando a área do núcleo convectivo observado.

Na estação seca (curva preta) há um valor máximo de 0,72 ocorrendo 12 minutos

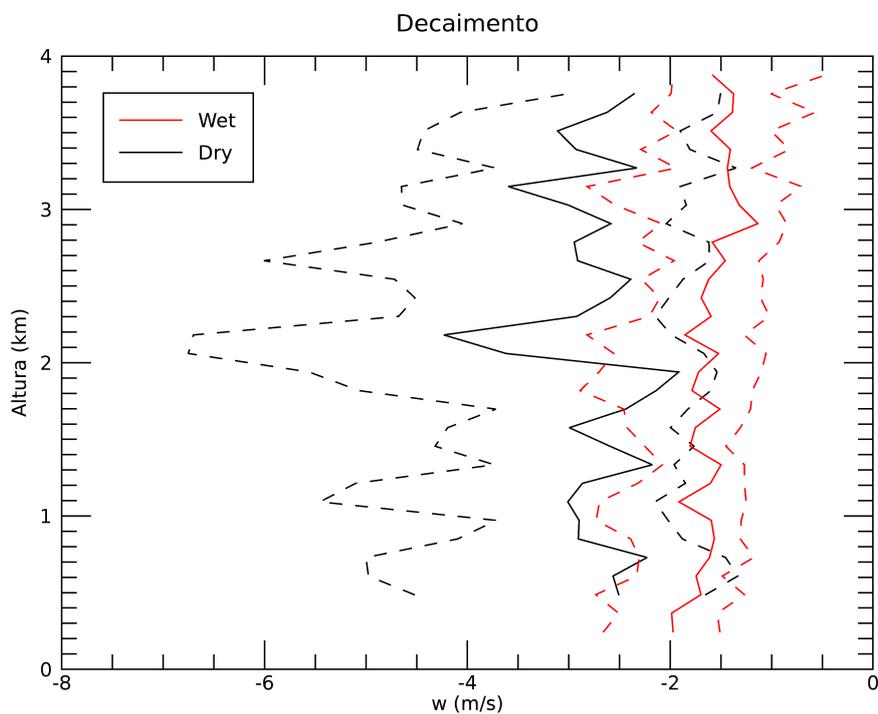
antes da passagem do sistema pelo RWP, e toda a área da curva entre 14 e 10 minutos de atraso compreendem correlações positivas. Após 10 minutos os dados se tornam anti-correlacionados, e com 2 minutos voltam a apresentar correlações positivas. Entretanto, após o minuto 10 não se observa valores significativos de correlação, com os mesmos variando entre -0,32 e 0,1. Ao calcular-se a velocidade teórica necessária para uma parcela descender do nível de 3 km e atingir a superfície em 12 minutos (valor de máxima correlação), o valor obtido é de $-4,16 \text{ m s}^{-1}$. Valores próximos desta velocidade teórica são encontrados na coluna em torno de 2,2 km de altura (conforme Figura 5.18, linha sólida preta), e se forem contabilizados os percentil de 25% (linha tracejada preta à direita), temos toda a coluna próxima a esse valor teórico. Também de acordo com essa figura nota-se que a intensidade da corrente descendente é mais forte em toda a camada durante a estação seca, com o valor máximo ocorrendo nas camadas internas à nuvem. Há uma maior variação da velocidade em função da altura, pela própria natureza dos sistemas observados que são espacialmente menos homogêneos nesta estação. No período chuvoso (linhas vermelhas), o comportamento da velocidade em função da altura é mais uniforme, e apenas nota-se um pequeno decréscimo da magnitude da corrente nos níveis mais altos. A variabilidade das velocidades também é menor na estação chuvosa, com as diferenças entre os primeiro e terceiro quartis não ultrapassando 2 m s^{-1} . Na estação seca essa variabilidade chega a ultrapassar 5 m s^{-1} . O comportamento das curvas de ambas estações não apresentam uma tendência de variação linear com a altura como as observadas nos casos de expansão (Figura 5.16), indicando uma maior estabilidade da coluna nos momentos de decaimento do sistema.

Figura 5.17 - Idem a Figura 5.15, mas para os casos de decaimento.



Fonte: Produção do autor.

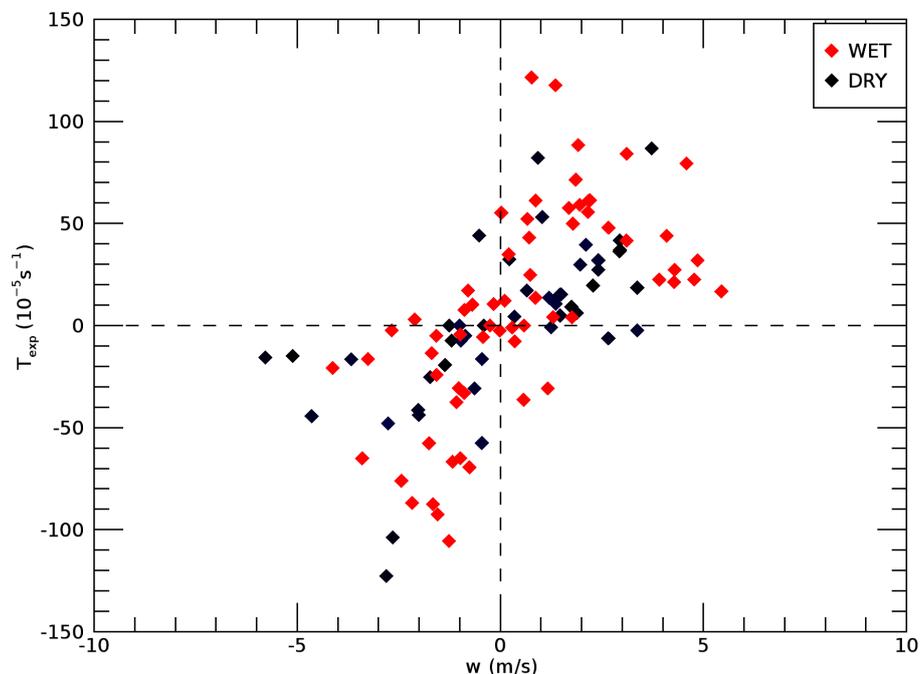
Figura 5.18 - Idem a Figura 5.16, mas para os casos de decaimento.



Fonte: Produção do autor.

Com base nesses resultados foram escolhidos os horários de observação do RWP com maiores valores de correlação para composição da Figura 5.19, que apresenta a velocidade vertical média na camada de convergência baixa em função da taxa de expansão. Nos casos onde correlações significativas não foram encontradas foi escolhido o perfil com a maior quantidade de dados válidos. As médias e desvios padrões das velocidades verticais obtidas foram: $2,21 \pm 2,01 \text{ m s}^{-1}$ (expansão, estação chuvosa), $2,66 \pm 1,88 \text{ m s}^{-1}$ (expansão, estação seca), $-1,94 \pm 1,31 \text{ m s}^{-1}$ (decaimento, estação chuvosa), e $-3,23 \pm 1,93 \text{ m s}^{-1}$ (decaimento, estação seca).

Figura 5.19 - Taxas de expansão em função da velocidade vertical do ar calculada com o RWP, separadas por estação. Pontos vermelhos - estação chuvosa (wet) e pontos pretos, estação seca (dry).



Fonte: Produção do autor.

Os dados apresentam um grande espalhamento, o que é notado pelos baixos valores de R^2 : 0,37 para a estação chuvosa e 0,34 para a estação seca. Apesar disso, nota-se uma tendência linear de aumento de valores em w com o aumento de T_{exp} , e a maioria dos valores estão dentro de cada quadrante esperado (denotado pelas linhas tracejadas): valores positivos (negativos) de w agrupados com valores positivos (negativos) de T_{exp} . Há uma grande quantidade de valores que podemos classificar como ambíguos ou de baixa correlação, com muitos sistemas apresentando valores absolutos muito altos de taxa de expansão para velocidades verticais entre -1 e 1 $m\ s^{-1}$, especialmente na estação chuvosa. Da mesma maneira alguns sistemas que podem ser considerados como maduros (com taxas entre -15 e $15 \times 10^{-5}\ s^{-1}$) tem valores de velocidade vertical mais altos, chegando a $-5\ m\ s^{-1}$ ou $3\ m\ s^{-1}$ para alguns sistemas da estação seca, e $5\ m\ s^{-1}$ para um sistema da estação chuvosa.

Como há uma relação intrínseca entre a corrente ascendente e a expansão, e analogamente, entre a corrente descendente e a contração da área dos núcleos convectivos

pode-se avaliar se os casos com baixas velocidades e altas taxas de expansão (ou altas velocidades e baixas taxas de expansão) tem uma dependência de outros fatores em suas mudanças de área. De acordo com a Equação 5.2, há 2 termos que contribuem para a expansão ou contração de um núcleo convectivo: um devido à variação temporal do conteúdo de água líquida por mudanças de fase, e um relacionado à advecção de água líquida na altura da camada. Nos casos onde o primeiro termo da equação dominar o processo de expansão do sistema, a contribuição da velocidade vertical - relacionada a advecção de água na camada - terá sua importância reduzida, implicando em baixas correlações entre w e T_{exp} . Além disso, como não se está verificando o comportamento acima da camada de 3 km, a derretimento do gelo proveniente de camadas superiores pode aumentar a área dos NCCs durante um momento onde a corrente ascendente nos níveis baixos já está enfraquecida.

Outro fator que causa a dispersão observada nos dados é o fato do termo de variação por mudança de fase também ter uma ligação com o movimento vertical, já que vapor transportado pelas correntes ascendentes vai alterar o termo relativo à variação da área por mudança de fase, ou seja, na prática também há uma relação entre w e $\frac{\partial Q_l}{\partial t}$. Gotículas de nuvem advectadas na camada também não são detectadas pelo RWP, por características do instrumento.

5.3 Classificação de hidrometeoros

A evolução do ciclo de vida dos sistemas convectivos tem uma relação direta com as características microfísicas das nuvens. Precipitação, liberação de calor latente, impactos nas correntes ascendentes e descendentes, eletrificação das nuvens: todos estes processos envolvem diretamente mudanças de fase dos hidrometeoros e o desenvolvimento dos mesmos em diferentes tipos. Estes processos ocorrem em diferentes estágios do ciclo de vida das nuvens

As diferentes características sazonais, como maior disponibilidade de umidade na estação chuvosa e maior concentrações de aerossóis na estação seca, levam ao desenvolvimento de diferentes tipos e concentrações de hidrometeoros dentro das nuvens. Fatores locais como tipo de cobertura de solo e topografia também podem impactar diretamente o desenvolvimento das nuvens, mesmo em casos onde as condições atmosféricas são mais estáveis (ALBRECHT *et al.*, 2011). Como exemplo da importância dos processos microfísicos, pode-se citar a eletrificação de nuvens, que depende da presença de cristais de gelo, graupel e água super-resfriada (SAUNDERS *et al.*, 1991). A falta de partículas de gelo de tamanhos maiores e de água acima da isoterma de 0 °C impede a eletrificação das nuvens, assim como correntes verticais fracas

(WILLIAMS, 2002).

Excluindo-se observações diretas dentro das nuvens, como as feitas por aviões por exemplo, a melhor maneira de se estimar quais tipos de hidrometeoros são encontrados nas nuvens é utilizando-se de radares de dupla polarização. As assinaturas polarimétricas fornecem informações como a orientação, razão entre as dimensões horizontal e vertical, e heterogeneidade dos hidrometeoros observados pelo volume iluminado pelo feixe do radar (ZRNIC; RYZHKOV, 1999). Durante o primeiro ano da campanha GoAmazon2014/5 foi instalado um radar banda-X de dupla polarização no T3, possibilitando o estudo das propriedades microfísicas das nuvens a partir da análise das variáveis polarimétricas.

Foi aplicado um método de classificação de hidrometeoros desenvolvido por Ribaud et al. (2019), conforme descrito na Seção 3.4, para os meses de janeiro a abril (estação chuvosa) e junho a agosto (estação seca) de 2014. Com os dados gerados a partir do algoritmo de rastreamento aplicado ao radar banda-S foram selecionados os sistemas em expansão e decaimento para uma análise das diferenças nas quantidades de hidrometeoros classificadas entre 3 estágios de desenvolvimento: expansão, sistema maduro, e decaimento.

Dados abaixo de 1 km e acima de 10 km de altura do radar não foram incluídos devido à baixa amostragem estatística e possíveis erros na classificação devido ao uso de ângulos de elevação muito altos, que podem introduzir erros nas informações polarimétricas. O alcance do radar também foi limitado a 60 km de raio para diminuir possíveis efeitos de atenuação. Foram observados 372 sistemas na estação chuvosa (211 em expansão e 161 em decaimento) e 375 na estação seca (187 em expansão e 188 em decaimento). O número de sistemas na estação chuvosa foi impactado pela falha no canal vertical do radar banda-X (ocorrida entre 8 e 20 de março), impossibilitando a classificação dos hidrometeoros.

Os tipos de hidrometeoros classificados e as siglas utilizadas nas figuras desta seção são apresentados na Tabela 5.1.

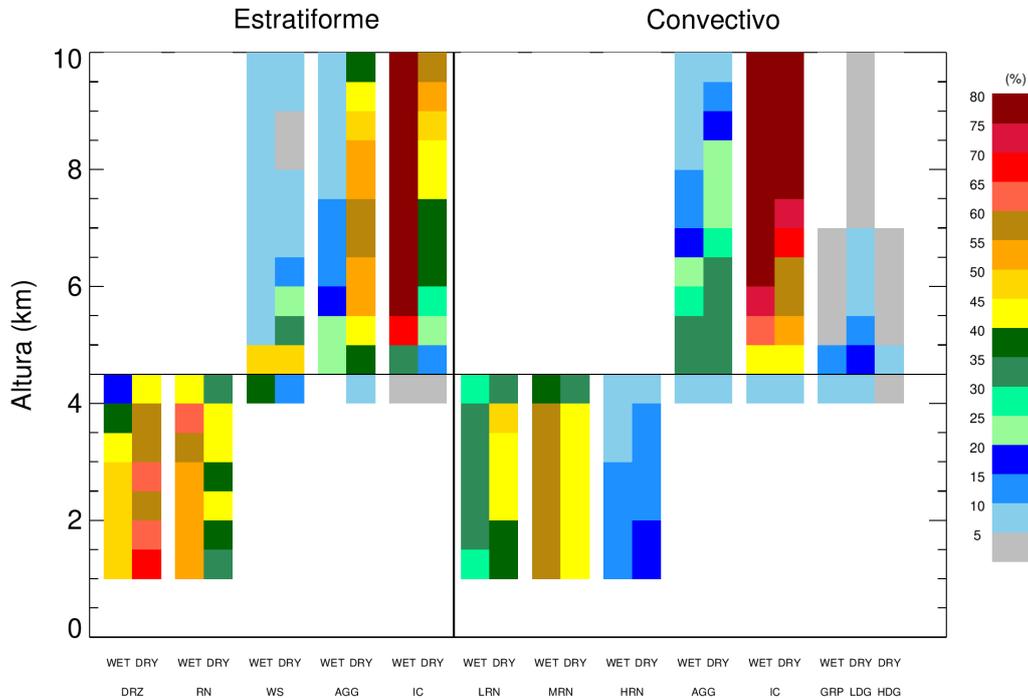
Tabela 5.1 - Tipos de hidrometeoros classificados pelo algoritmo desenvolvido por Ribaud et al. (2019) e definições das siglas utilizadas.

Regime	Tipo de hidrometeoro	Sigla
Estratiforme	Garoa	DRZ
	Chuva	RN
	Cristais de gelo	IC
	Agregados	AGG
	Neve úmida	WS
Convectivo	Chuva fraca	LRN
	Chuva moderada	MRN
	Chuva forte	HRN
	Cristais de gelo	IC
	Agregados	AGG
	Graupel (estação chuvosa)	GRP
	Graupel de baixa densidade (estação seca)	LDG
Graupel de alta densidade (estação seca)	HDG	

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.20 apresenta a ocorrência de cada classe de hidrometeoros, separadas por estação. A resolução vertical da classificação é de 500 m, e o total de cada nível deve totalizar 100% em cada classificação (estratiforme e convectiva). Na estação chuvosa há uma maior ocorrência de chuva estratiforme do que na estação seca, e menores ocorrências de garoa. Ocorrências de classes de chuva convectiva forte são mais frequentes durante a estação seca, o que é coerente com o fato de que apesar da estação chuvosa apresentar totais de chuva maiores, a estação seca apresenta maiores taxas de precipitação (MACHADO et al., 2018). A estação chuvosa em vários casos apresenta características de sistemas de monção (GIANGRANDE et al., 2017; OLIVEIRA et al., 2016), favorecendo a ocorrência de chuva estratiforme e de observações de banda brilhante pelo radar.

Figura 5.20 - Ocorrência de hidrometeoros classificados conforme método de Ribaud et al. (2019) utilizando os dados observados pelo radar banda-X. A linha horizontal denota o nível de congelamento e a linha vertical a separação estratiforme/convectiva segundo critério de Steiner et al. (1995).



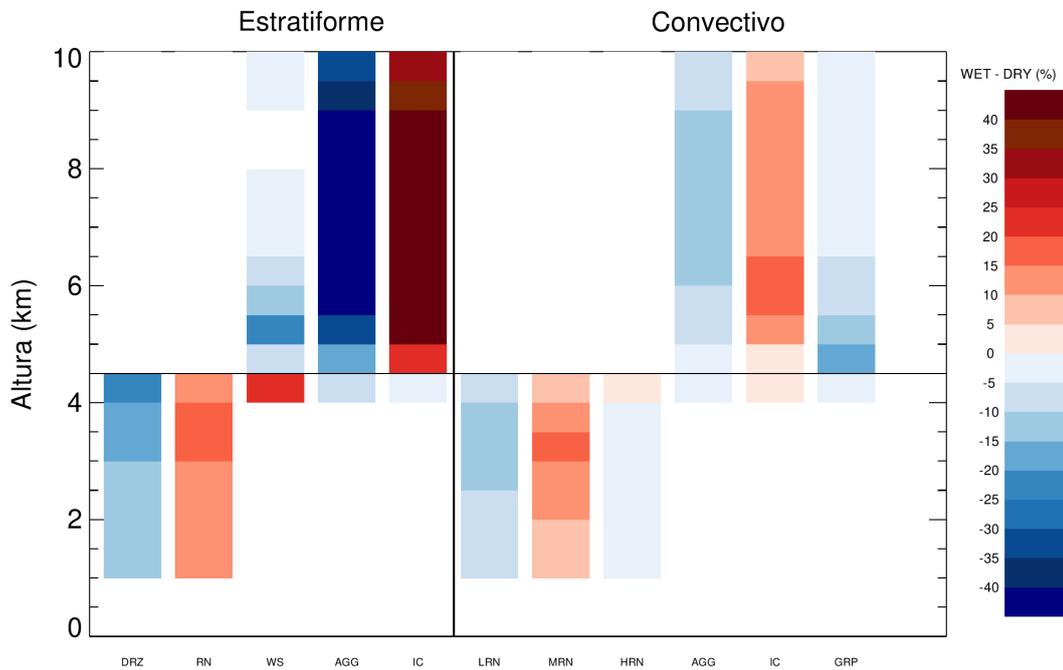
Fonte: Produção do autor.

Acima do nível de congelamento, na parte estratiforme, a estação chuvosa é dominada pelos altos valores de cristais de gelo, enquanto a estação seca apresenta maiores valores de ocorrências de agregados. Agregados são formados por auto-coleção de cristais de gelo (KHAIN; PINSKY, 2018), o que pode indicar um maior tempo de permanência desses cristais na parte superior da atmosfera durante a estação seca, devido à correntes ascendentes mais intensas. A maior ocorrência de cristais de gelo na estação chuvosa pode ser causada por maior quantidade de vapor, que leva à supersaturação em relação ao gelo (processo de Bergeron). Estas diferenças também são notadas nos casos convectivos, embora em menor intensidade. Graupel é observado entre o nível de congelamento e 10 km durante a estação seca, com ocorrências de graupel de baixa densidade atingindo 10% em 7 km de altura. A presença de graupel é essencial para os processos de eletrificação da nuvem, e a maior ocorrência

de graupel durante a estação seca é condizente com a maior ocorrência de raios observados a partir de junho nas áreas próximas a Manaus (SARAIVA et al., 2016).

As diferenças observadas na Figura 5.20 são melhores representadas através do cálculo das diferenças de ocorrências, apresentado na Figura 5.21. Esta figura mostra a diferença absoluta entre as ocorrências observadas entre a estação chuvosa e seca ($\text{ocorrência(wet)} - \text{ocorrência(dry)}$). Fica evidenciada a predominância dos cristais de gelo, tanto nas classificações estratiformes quanto convectivas, durante a estação chuvosa. A banda brilhante, observada com mais frequência durante a estação chuvosa fica realçada pela maior ocorrência de neve úmida entre 4 e 4,5 km. Em conformidade com a característica estratiforme da estação chuvosa, nota-se uma maior ocorrência de chuva estratiforme em comparação com a estação seca, e menores valores de chuva convectiva do tipo leve e forte. A presença de agregados é muito maior na estação seca. Dados observacionais coletados por avião na estação seca (WENDISCH et al., 2016), mostram que agregados são encontrados predominantemente no *outflow* de torres convectivas, que alcançam topos mais altos nesta estação em relação à estação chuvosa, e como discutido anteriormente, podem evidenciar a maior intensidade das correntes ascendentes nas regiões superiores das nuvens no período seco.

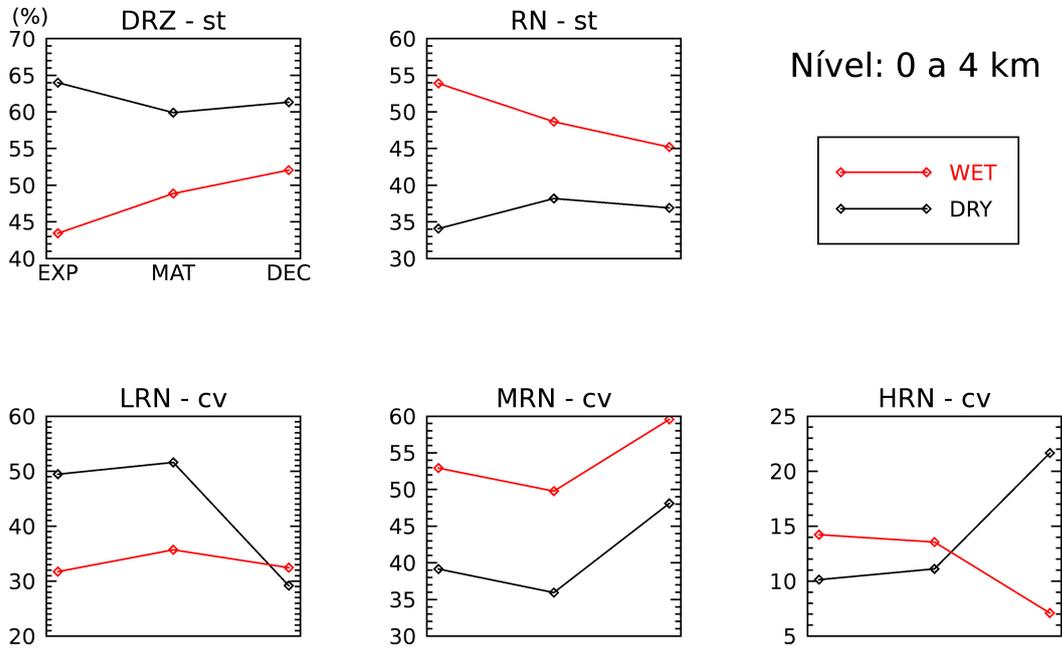
Figura 5.21 - Diferença absoluta da ocorrência de hidrometeoros observados na Figura 5.20.



Fonte: Produção do autor.

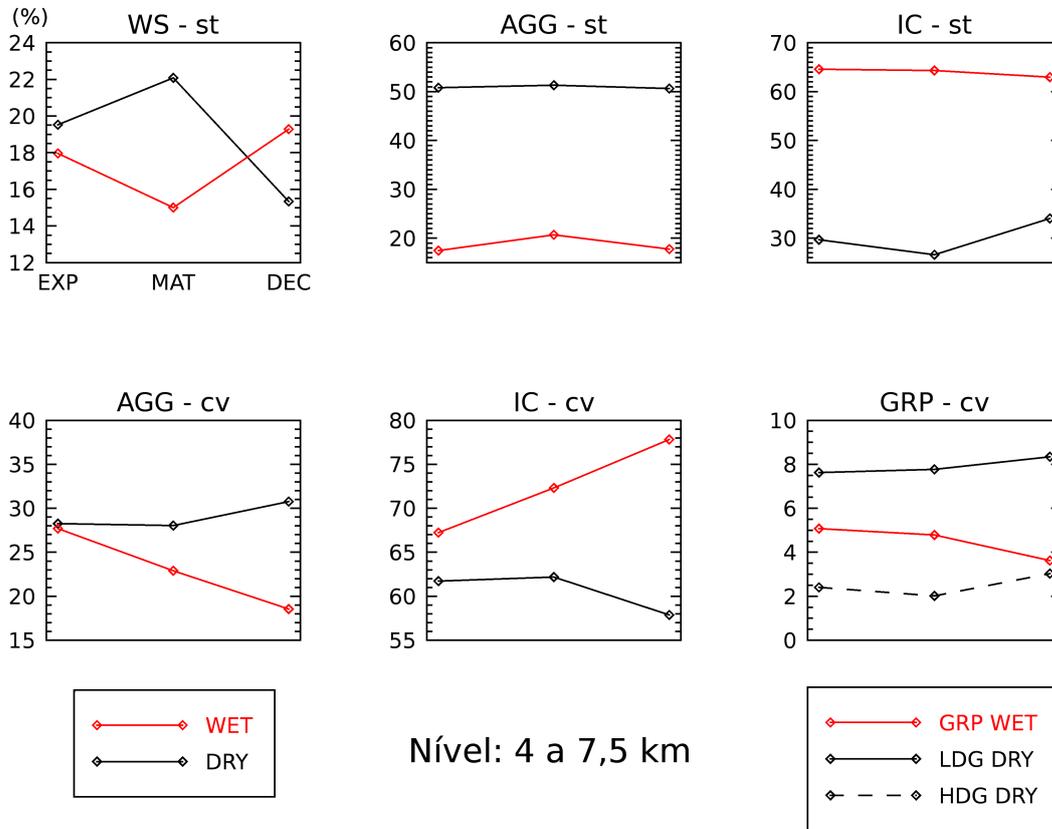
As Figuras 5.22 a 5.24 apresentam os resultados médios observados nas camadas baixas (entre 0 e 4 km, abaixo do nível de congelamento), médias (entre 4 e 7,5 km, aproximadamente a altura da isoterma de -15 °C), e altas (entre 7,5 e 10 km), separados por estágio de desenvolvimento dos sistemas (expansão, sistemas maduros, e decaimento respectivamente).

Figura 5.22 - Evolução da ocorrência média dos hidrometeoros observados entre 0 e 4 km, para os estágios de expansão, sistemas maduros, e em decaimento.



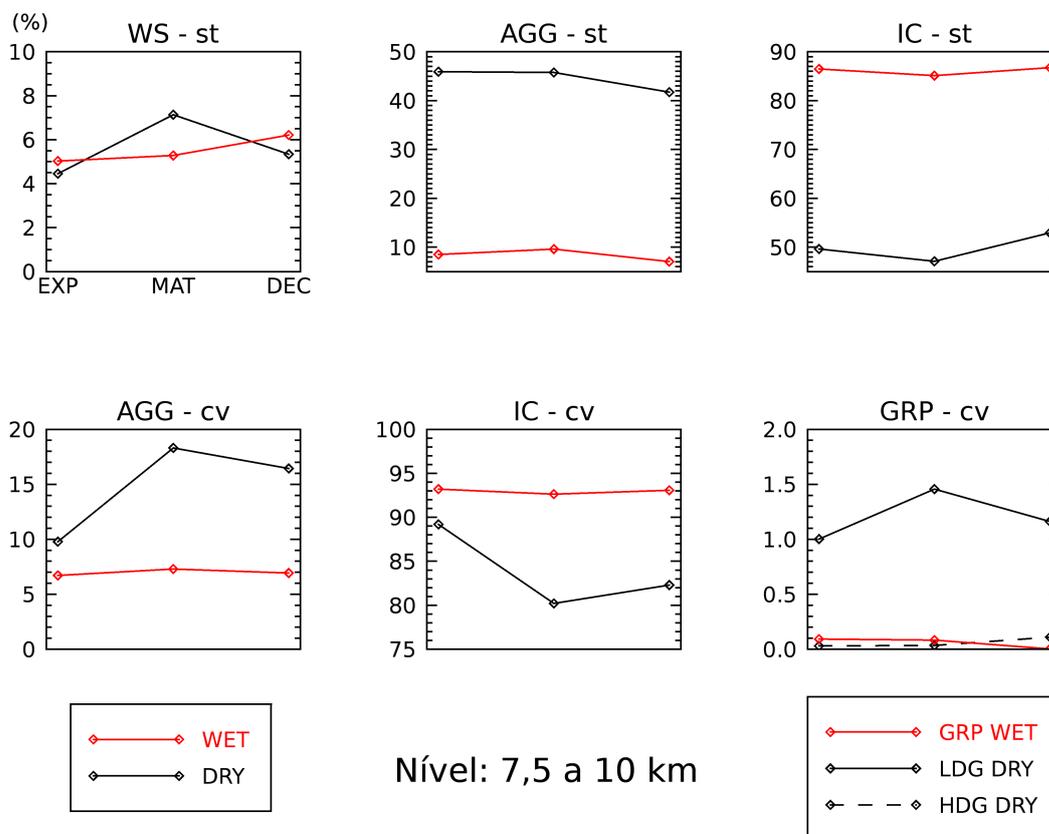
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.23 - Idem à Figura 5.22, mas para observações entre 4 e 7,5 km.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.24 - Idem à Figura 5.22, mas para observações entre 7,5 e 10 km.



Fonte: Produção do autor.

Nos níveis baixos (Figura 5.22), começando pelas classificações estratiformes (painéis superiores), nota-se uma queda da chuva e aumento da garoa com o decorrer do tempo de vida dos sistemas na estação chuvosa. A variação na estação seca não é tão presenciada, e as ocorrências se dão de maneira inversa: menor ocorrência de chuva e maior de garoa. Como na estação chuvosa a parte estratiforme é dominante, a chuva é mais presente. Na estação seca, com a menor presença de nuvens estratiformes, as bigornas são menores, resultando em menos chuva e mais garoa. Nas classificações de chuva convectiva, a estação chuvosa é dominada pela presença de chuva média, com a maior ocorrência na fase de decaimento do sistema (o que também ocorre na estação seca). A chuva forte é mais frequente na estação seca e tem um aumento com o desenvolvimento do sistema, o que pode ser explicado pelo enfraquecimento da corrente ascendente que sustentaria hidrometeoros da fase sólida em altos níveis que

passam para a camada mais baixa e derretem como gotas maiores. O decaimento na estação seca parece ocorrer de forma que toda a estrutura de hidrometeoros na fase sólida sejam colapsados rapidamente em sua dissipação. As ocorrências de chuva leve tem seu máximo na fase madura, com maiores ocorrências na estação seca, que também apresenta a maior queda em sua fração entre o estágio maduro e de decaimento.

Nos níveis médios e altos (Figuras 5.23 e 5.24) nota-se um aumento da neve úmida entre a fase de maturação e decaimento durante a estação chuvosa, e uma queda durante a estação seca. Esta diferença está relacionada com a maior quantidade de vapor na estação chuvosa, o que também explica os altos níveis de cristais de gelo e o crescimento da ocorrência deste entre 4 e 7,5 km na estação chuvosa durante as 3 fases do ciclo de vida dos sistemas. A ocorrência de agregados, tanto estratiformes quanto convectivos, é maior na estação seca, e nos níveis superiores a ocorrência dos agregados convectivos tem um crescimento com pico na fase madura, transportados pelas correntes ascendentes mais intensas na fase de expansão. Nos níveis médios a maior ocorrência deste tipo se dá na fase de decaimento, provavelmente pela queda desses hidrometeoros dos níveis superiores devido ao enfraquecimento da corrente ascendente. Na estação seca, onde há a maior observação de eletrificação nas nuvens, a ocorrência mais alta de graupel e agregados convectivos em altos níveis se dá na fase madura dos sistemas, estágio onde é observado o maior número de raios em sistemas convectivos (PARKER et al., 2001; TADESSE; ANAGNOSTOU, 2009).

Os resultados apresentados aqui mostram uma grande variabilidade das espécies de hidrometeoros não só entre as estações mas também entre os estágios de desenvolvimento dos sistemas. Todas as análises e conclusões feitas com bases nestes resultados devem levar em consideração que a classificação de hidrometeoros é uma estimativa indireta, que se baseia em observações sensíveis à erros de calibração do instrumento, e principalmente, carece de comparações mais realísticas para validação da metodologia empregada. Sendo assim, a interpretação dos resultados é subjetiva e deve-se basear nos métodos empregados não só na classificação de hidrometeoros em si, como também na classificação da fase do ciclo de vida, que neste caso foi baseada na variação da área observada em uma altitude de 3 km com um limiar mais convectivo (35 dBZ). Apesar destas limitações, fisicamente os resultados são coerentes com os dados co-localizados, permitindo estabelecer um modelo conceitual da convecção profunda na Amazônia.

5.4 Conclusões parciais

Nesse capítulo foi apresentada uma análise das propriedades dos sistemas convectivos observados na região central amazônica, utilizando dados observacionais de radares e de um perfilador de vento.

Através do rastreamento de núcleos convectivos foi demonstrado a maior predominância de famílias de longa duração na estação seca, assim como uma maior área dos núcleos convectivos chuvosos observados nessa mesma estação em comparação com a estação chuvosa. A maior duração das famílias e maiores tamanhos nos NCCs sugere uma maior organização de meso/larga escala na estação seca, como já discutido no capítulo anterior (cap. 4). O número de NCCs observados é maior na estação chuvosa, e possuem tamanhos menores, indicando uma maior propensão à formação de sistemas convectivos isolados na região de estudo, embora agregados em nuvens maiores e com áreas menores de correntes ascendentes.

O exame das taxas de expansão mostrou que durante a estação chuvosa tanto a expansão quanto o decaimento dos NCCs ocorrem de forma mais intensa, isto é, com valores absolutos de T_{exp} mais elevados do que na estação seca. Através da análise do espectro de potência obtido com transformadas de Fourier foi observado uma dupla frequência de oscilação da expansão intra-convectiva na estação chuvosa, com períodos de 25 e 35 minutos. Na estação seca foi observado apenas uma onda em alta frequência, com período de aproximadamente 30 minutos. Em sistemas maiores, como linhas de instabilidade ou complexos convectivos de mesoescala, essa oscilação pode estar relacionada com o ciclo de vida das nuvens Cumulonimbus associadas a esses sistemas. As oscilações dos *flashes* observados pelo GLM, apresentaram 4 picos na estação seca e um na estação chuvosa, oscilações que aparentemente não estão relacionadas à expansão e contração da área dos NCCs. As maiores significâncias encontradas na estação seca podem ser devidas às maiores ocorrências de atividade elétrica no entorno da região nesta estação, causadas pela maior presença de graupel observado.

As velocidades verticais observadas com o RWP se mostraram correlacionadas com a taxa de expansão para os casos de NCCs em expansão em ambas as estações, mas com diferentes tempos de resposta. Na estação chuvosa a maior correlação entre w e T_{exp} se dá 14 minutos antes de haver um aumento da área de convecção profunda, enquanto que na estação seca esse tempo é de 9 minutos. Na estação seca, a maior correlação ocorre antes da estação chuvosa, indicando que as velocidades verticais na estação seca são maiores do que no período chuvoso. O perfil das correntes as-

cendentes se mostram crescentes com a altura nas duas estações, com os menores valores de velocidade são encontrados próximo à superfície e maiores valores no topo da camada. Esse aumento da velocidade com a altura sugere uma aceleração da parcela, indicando uma condição atmosférica instável nos casos de expansão. Já para os sistemas em decaimento, somente aqueles observados na estação seca apresentam correlação o início das correntes descendentes e da redução na área convectiva. A maior quantidade de gelo em altos níveis encontrado na estação chuvosa pode explicar a não correlação entre a contração do sistema e a corrente descendente. No estágio de decaimento, a cessão da corrente ascendente dentro da nuvem corta a sustentação do gelo das camadas mais altas, fazendo-o cair sobre os níveis mais baixos, alterando a área do núcleo convectivo observado. Assim como nos casos de expansão, nota-se que a intensidade da corrente descendente é mais forte em toda a camada durante a estação seca, com o valor máximo ocorrendo nas camadas internas à nuvem. Há uma maior variação da velocidade em função da altura, pela própria natureza dos sistemas observados que são espacialmente menos homogêneos nesta estação. No período chuvoso, o comportamento da velocidade em função da altura é mais uniforme, e apenas nota-se um pequeno decréscimo da magnitude da corrente nos níveis mais altos. O comportamento das velocidades observadas em função da altura indicam uma maior estabilidade da coluna na fase de decaimento do sistema.

O diagrama de dispersão das taxas de expansão em função do movimento vertical na camada de convergência mostrou que apesar do alto espalhamento entre os dados, há uma linearidade na tendência de aumento de T_{exp} em função de w . A expansão ou contração de um núcleo convectivo é causada pela variação temporal do conteúdo de água líquida por mudanças de fase, e pela advecção de água líquida na altura da camada, e a variabilidade na contribuição de cada um destes termos na expansão dos NCCs explica a dispersão observada nos dados. Outro fator que causa esta dispersão é o fato do termo de variação por mudança de fase também ter uma ligação com o movimento vertical, já que vapor transportado pelas correntes ascendentes vai alterar o termo relativo à variação da área por mudança de fase, ou seja, na prática também há uma relação entre w e $\frac{\partial Q_l}{\partial t}$. Gotículas de nuvem advectadas na camada também não são detectadas pelo RWP, por características do instrumento.

Os resultados obtidos através da classificação de hidrometeoros mostram que nos níveis acima da camada mista nota-se uma predominância de cristais de gelo na estação chuvosa e de agregados na estação seca, para as classificações estratiformes. Para os hidrometeoros classificados como convectivos, a estação seca apresenta uma maior ocorrência de graupel e agregados do que a estação chuvosa, em conformi-

dade com o maior número de raios observados no período seco. Na estação chuvosa há uma maior ocorrência de chuva estratiforme do que na estação seca, e menores ocorrências de garoa. Ocorrências de classes de chuva convectiva forte são mais frequentes durante a estação seca, o que é coerente com o fato de que apesar da estação chuvosa apresentar totais de chuva maiores, a estação seca apresenta maiores taxas de precipitação. A estação chuvosa favorece a ocorrência de chuva estratiforme e de observações de banda brilhante pelo radar, o que é evidenciado pela alta ocorrência de neve úmida próxima ao nível de congelamento.

Nos níveis médios e altos nota-se um aumento da neve úmida entre a fase de maturação e decaimento durante a estação chuvosa, e uma queda durante a estação seca, diferença relacionada com a maior quantidade de vapor na estação chuvosa. Essa maior disponibilidade de vapor na estação chuvosa também explica os altos valores de cristais de gelo a tendência de crescimento durante as 3 fases do ciclo de vida dos sistemas entre 4 e 7,5 km. A ocorrência de agregados, tanto estratiformes quanto convectivos, é maior na estação seca, e nos níveis superiores a ocorrência dos agregados convectivos tem um crescimento com pico na fase madura, transportados pelas correntes ascendentes mais intensas na fase de expansão. Nos níveis médios a maior ocorrência deste tipo se dá na fase de decaimento, causada provavelmente pela queda desses hidrometeoros dos níveis superiores devido ao enfraquecimento da corrente ascendente. Na estação seca, onde há a maior observação de eletrificação nas nuvens, a ocorrência mais alta de graupel e agregados convectivos em altos níveis se dá na fase madura dos sistemas, estágio onde é observado o maior número de flashes em sistemas convectivos.

Nos níveis baixos nota-se uma queda da chuva e aumento da garoa com o decorrer do tempo de vida dos sistemas na estação chuvosa. Nas classificações de chuva convectiva, a estação chuvosa é dominada pela presença de chuva média, com a maior ocorrência na fase de decaimento do sistema (o que também ocorre na estação seca). A chuva forte é mais frequente na estação seca e tem um aumento com o desenvolvimento do sistema, o que pode ser explicado pelo enfraquecimento da corrente ascendente que sustentaria hidrometeoros da fase sólida em altos níveis que passam para a camada mais baixa e derretem como gotas maiores.

6 CONCLUSÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O experimento GoAmazon2014/5 possibilitou uma excelente oportunidade para o estudo da formação de nuvens e seu desenvolvimento em sistemas convectivos. Diversos estudos foram (e ainda estão sendo) efetuados utilizando a ampla base de dados observacional, que inclui desde medições de gases-traço na baixa troposfera até observações de características internas de nuvens com aviões instrumentados, passando pela obtenção de dados através de um completo conjunto de instrumentação meteorológica que incluiu radiossondas, radares, e perfiladores atmosféricos. Alguns destes estudos tiveram participação direta do autor, como na elaboração dos diagramas de contorno de frequência por altitude das variáveis polarimétricas do radar banda-X, e suas diferenças sazonais no ano de 2014 (MACHADO et al., 2018); nos resultados sobre a distribuição vertical da refletividade na estação chuvosa em função da pluma de poluição de Manaus (MARTIN et al., 2017); na preparação dos dados do radar banda-X para validação dos produtos de precipitação por satélites da EUMETSAT (MARTINS COSTA DO AMARAL et al., 2018); e no processamento dos dados de radar utilizados para desenvolvimento do algoritmo de classificação de hidrometeoros utilizado no Capítulo 5 (RIBAUD et al., 2019).

Na primeira parte deste estudo (Capítulo 4) foi apresentada uma teoria sobre como a precipitação diária é controlada pelos eventos noturnos na Amazônia Central. Os resultados foram divididos com base na estação - úmida e seca - e em dois modos de transição a partir de uma noite sem chuva: dias com ou sem precipitação observada. Foi demonstrado que durante a estação chuvosa, as influências locais são a característica chave na ocorrência de chuvas sobre a região de estudo. Durante a estação seca, fatores de meso/larga escala são mais importantes e dominam o desenvolvimento da precipitação observada. O desenvolvimento de nuvens precipitantes está fortemente associado à disponibilidade de umidade e aos movimentos verticais ou turbulência da camada limite.

Foi proposto que durante a estação chuvosa, quando os níveis de umidade observados são maiores, o desenvolvimento das nuvens é um efeito direto do movimento vertical local. Durante a estação seca, com a umidade sendo menos disponível e a maior parte da radiação solar incidente sendo convertida em calor sensível, a ocorrência de nuvens precipitantes está mais ligada à circulação em larga escala. Os resultados apresentados sugerem que durante a estação chuvosa a precipitação diurna é modulada principalmente pela cobertura de nuvens durante à noite. A supressão

do desenvolvimento de nuvens durante à noite e nas primeiras horas após o nascer do sol está provavelmente ligada ao movimento vertical ascendente mais fraco nestes horários. Com a menor nebulosidade, mais energia solar chega à superfície, favorecendo instabilidades locais, como verificado pelas medições de energia cinética turbulenta. Como há umidade suficiente, o aquecimento é transformado em calor latente, favorecendo a formação de nuvens convectivas. No entanto, as noites com convecção rasa dominante reduzem a convecção durante o dia, porque as estas nuvens noturnas reduzem a radiação solar na superfície durante as primeiras horas do dia. Durante a estação chuvosa foi observada uma clara distinção durante a noite entre os casos NR-NR e NR-RR, diferentemente da estação seca. Todas as análises das observações locais, como características da CLP, temperatura de superfície, energia turbulenta, indicaram que as variabilidades locais não são os fatores mais importantes na formação de nuvens precipitantes durante a estação seca. A análise dos campos de satélite mostraram uma atividade convectiva de meso/larga escala predominante nos dias onde eventos de precipitação foram observados no T3. As distribuições de temperatura de brilho apresentaram uma clara diferença entre as transições com e sem chuva na estação seca, o que não foi observado durante a estação chuvosa, cujas distribuições são semelhantes para as transições NR-NR e NR-RR.

Os resultados referentes à iniciação da convecção rasa e sua transição para nuvens precipitantes implicam que as parametrizações dos modelos numéricos devem considerar diferentes formulações baseadas nas diferenças sazonais para resolver corretamente a convecção geradora de precipitação sobre a Amazônia central.

A análise do ciclo de vida dos sistemas convectivos (Capítulo 5) mostrou que durante a estação seca há uma maior predominância de núcleos convectivos chuvosos maiores e de longa duração, em acordo com a teoria proposta no Capítulo 4, que a convecção nesta estação é organizada por fatores de meso/larga escala. Os NCCs observados na estação chuvosa apresentaram taxas de expansão mais intensas, o que provavelmente está ligado com a maior disponibilidade de umidade, resultando em taxas de condensação maiores. Foi observada uma não linearidade no crescimento dos sistemas no período chuvoso, indicada pela frequência de oscilação da expansão intra-convectiva que apresentou 2 períodos distintos. Essas oscilações podem representar processos de retro-alimentação da convecção em razão de correntes verticais mais intensas e maior liberação de calor latente em um ambiente mais úmido. Em sistemas maiores, essa oscilação pode estar relacionada com o ciclo de vida das nuvens *cumulonimbus* associadas a esses sistemas.

As velocidades verticais observadas com o RWP se mostraram correlacionadas com a taxa de expansão para os casos de NCCs em expansão em ambas as estações, mas com diferentes tempos de resposta. Na estação seca, a maior correlação ocorre antes da estação chuvosa, indicando que as velocidades verticais na estação seca são maiores do que no período chuvoso. O perfil das correntes ascendentes se mostram crescentes com a altura nas duas estações, com os menores valores de velocidade encontrados próximo à superfície e maiores valores no topo da camada. Esse aumento da velocidade com a altura sugere uma aceleração da parcela, indicando uma condição atmosférica instável nos casos de expansão. Já para os NCCs em decaimento, somente aqueles observados na estação seca apresentam correlação entre o movimento do ar e a contração da área. A maior quantidade de gelo em altos níveis encontrado na estação chuvosa pode explicar a não correlação entre a contração do NCC e a corrente descendente. No estágio de decaimento, a cessão da corrente ascendente dentro da nuvem suprime a sustentação do gelo nas camadas mais altas, causando sua queda sobre os níveis mais baixos, alterando a área do núcleo convectivo observado.

O diagrama de dispersão das taxas de expansão em função do movimento vertical na camada de convergência mostra que apesar do alto espalhamento entre os dados, há uma linearidade na tendência de aumento de T_{exp} em função de w . As maiores magnitudes de velocidades verticais foram observadas na estação seca, tanto no estágio de expansão quanto de decaimento.

Os resultados obtidos através da classificação de hidrometeoros mostram a um valor muito mais alto de agregados na estação seca e de cristais de gelo na estação chuvosa. Os valores de graupel também é maior na estação seca, em conformidade com o maior número de raios observados nesta estação. A ocorrência de neve úmida é superior na estação chuvosa no nível de congelamento, evidenciando a presença de banda brilhante em casos estratiformes. Ocorrências de classes de chuva convectiva forte são mais frequentes durante a estação seca, o que é coerente com o fato de que apesar da estação chuvosa apresentar totais de chuva maiores, a estação seca apresenta maiores taxas de precipitação. A estação chuvosa favorece a ocorrência de chuva estratiforme e de observações de banda brilhante pelo radar.

A maior quantidade de vapor na estação chuvosa explica os altos valores de cristais de gelo a tendência de crescimento durante as 3 fases do ciclo de vida entre 4 e 7,5 km e aumento da quantidade de neve úmida com o tempo nos NCCs da estação chuvosa. A ocorrência de agregados, tanto estratiformes quanto convectivos, é maior

na estação seca, e nos níveis superiores a ocorrência dos agregados convectivos tem um crescimento com pico na fase madura, transportados pelas correntes ascendentes mais intensas na fase de expansão. Nos níveis médios a maior ocorrência deste tipo se dá na fase de decaimento, causada pela queda desses hidrometeoros dos níveis superiores devido ao enfraquecimento da corrente ascendente. A chuva convectiva forte é mais frequente na estação seca, estação que apresenta as maiores taxas de precipitação, e tem um aumento com o desenvolvimento do núcleo convectiva, o que pode ser explicado pelo enfraquecimento da corrente ascendente que sustentaria hidrometeoros da fase sólida em altos níveis que passam para a camada mais baixa e derretem como gotas maiores.

Todas as análises e conclusões feitas com bases nestes resultados podem carregar um viés da escolha do limiar de detecção do sistema, além dos erros inerentes à calibração do instrumento e correções dos dados brutos. Um fator importante a ser levado em consideração é a validação da metodologia de classificação através de medidas diretas dentro das nuvens, algo extremamente raro e difícil de se obter, embora fisicamente os resultados apresentados aqui se mostrem coerentes com as observações dos outros instrumentos presentes no T3.

6.1 Modelo conceitual

A partir das conclusões apresentadas pôde-se desenvolver um modelo conceitual do desenvolvimento e ciclo de vida das nuvens sobre a região central amazônica, de acordo com as peculiaridades de cada estação do ano estudada.

Na estação chuvosa, a iniciação da convecção se dá principalmente a partir de fatores locais, começando pelo maior aquecimento da superfície devido à baixa nebulosidade no início da manhã. Esse aquecimento gera um maior fluxo de calor sensível e latente e conseqüentemente uma maior turbulência e maior levantamento das parcelas de ar, que somado à umidade abundante na estação chuvosa causa a precipitação no início da tarde. A maior disponibilidade de umidade favorece o disparo da convecção profunda sem necessariamente haver a necessidade de uma forçante dinâmica de larga escala, gerando vários sistemas de tamanhos menores em comparação com os observados na estação seca, e com menor tempo de duração.

As velocidades verticais observadas abaixo do nível de congelamento são menores do que na estação seca, mas as taxas de expansão observadas são maiores, fato que pode estar relacionado com a maior quantidade de umidade disponível na estação chuvosa. A maior quantidade de vapor resulta em maiores taxas de condensação,

aumentando a área dos sistemas convectivos mesmo com uma corrente vertical mais fraca. A corrente ascendente mostra-se correlacionada com a expansão dos sistemas, com essa correlação sendo apresentada com um maior atraso do que na estação seca, devido à menor velocidade da corrente ascendente. Durante o decaimento não há correlação entre as correntes verticais e a taxa de expansão (negativas nesse caso, pois o sistema está em decaimento), o que deve ocorrer pelo fato da grande quantidade de cristais de gelo observado em altos níveis, que ao cair sobre a camada mista altera a taxa com que o sistema diminui de tamanho.

A chuva produzida pelos sistemas na estação chuvosa é mais estratiforme do que convectiva, com maiores ocorrências na fase de expansão e maior observação de garoa durante o decaimento. Acima do nível de congelamento há uma grande ocorrência de cristais de gelo, e baixa ocorrência de graupel e agregados, fator responsável pela menor ocorrência de descargas elétricas na estação chuvosa. Nos níveis acima da isoterma de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ os cristais de gelo têm um crescimento contínuo durante o ciclo de vida dos sistemas, entre 0 e $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ há um aumento na fase de decaimento, provavelmente devido à queda desses cristais oriundos de níveis mais altos. O maior vapor disponível na estação chuvosa também explica a alta ocorrência de cristais de gelo, tanto nas classificações estratiformes quanto convectivas. As ocorrências de neve úmida aumentam na fase de decaimento do sistema, devido à maior disponibilidade de umidade, e apresentam uma maior ocorrência no nível de congelamento, causando o efeito de banda brilhante frequentes nas observações de radar na estação chuvosa.

A estação seca apresenta maiores ocorrências de nuvens rasas durante a noite, e os fatores locais como turbulência e temperatura do solo não impactam fundamentalmente na transição das nuvens rasas para nuvens precipitantes. A precipitação é principalmente modulada pela circulação de meso/larga escala, e essa circulação favorece a organização dos sistemas convectivos, que têm maiores tempos de vida e maiores tamanhos do que os observados na estação chuvosa.

As taxas de expansão e decaimento da área dos sistemas são mais fracas, mas as correntes verticais são mais fortes daquelas observadas na estação chuvosa. Essa diferença pode ser explicada pela menor disponibilidade de umidade que leva às taxas de condensação menores, diminuindo a taxa de expansão dos sistemas. A expansão dos sistemas é correlacionada com a corrente ascendente, e devido à maior velocidade dos *updrafts*, esta correlação ocorre antes do que na estação chuvosa. Ao contrário da estação chuvosa, nota-se uma correlação entre a corrente vertical e o

decaimento do sistema, e os *downdrafts* são muito mais intensos, especialmente em torno do nível de 2 km de altura. O maior entranhamento de ar seco gera evaporação da precipitação, resfriando o ambiente, tornando o ar mais denso e intensificando a corrente descendente. A modulação intra-convectiva é mais linear, o que pode ser resultado da menor disponibilidade de umidade para retroalimentação dos processos convectivos e menor quantidade de gelo na alta atmosfera que poderia gerar novas expansões do sistema durante o derretimento ao passar para níveis mais baixos.

A chuva produzida na estação seca tem uma parcela significativa classificada como convectiva, e durante o decaimento há uma maior presença de chuvas convectivas mais fortes. As ocorrências de chuva convectiva média e forte aumentam com o tempo de vida do sistema - mais chuva é encontrada na fase de decaimento. Os valores muito mais altos de agregados e graupel encontrados entre 4 e 10 km em comparação com a estação chuvosa, possivelmente associados com a maior intensidade da corrente ascendente, favorecem a eletrificação das nuvens, causando o maior número de descargas elétricas observadas na estação seca. As ocorrências de neve úmida são maiores no estágio maduro do sistema, e diminuem na fase de decaimento, já que a menor umidade disponível favorece o derretimento e evaporação desses hidrometeoros.

6.2 Sugestões para trabalhos futuros

Testes com modelos numéricos podem ser feitos para verificar a validade das atuais parametrizações de convecção rasa e profunda, assim como a transição entre estes modos, com base nos resultados apresentados com base nos dados observados neste estudo.

Não foram incluídas as influências do aerossol na formação dos sistemas e seus hidrometeoros, o que poderia ser estudado separando-se casos em condições de atmosfera limpa e poluída e verificando-se o impacto na classificação de hidrometeoros.

Métodos de observação direta do movimento vertical e de hidrometeoros dentro das nuvens ainda são muito custosos e difíceis de serem efetuados, então projetos científicos que façam uso de perfiladores e radares polarimétricos co-localizados na região tropical são de grande valia para o melhor entendimento da convecção e seu impacto no clima global. O projeto *Amazon Tall Tower Observatory - ATTO* (ANDREAE et al., 2015), e seu sítio auxiliar (Campina), planejado para o estudo de física de nuvens, gerarão uma base climatológica de dados que permitirá expandir e confirmar os resultados aqui apresentados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. **Science**, v. 245, n. 4923, p. 1227–1230, 1989. ISSN 0036-8075. 9
- ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Electrification of precipitating systems over the Amazon: physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D8, p. D08209, apr 2011. ISSN 0148-0227. 98
- ALBRECHT, R. I.; SILVA DIAS, M. A. F. d. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon. **Acta Amazonica**, v. 35, p. 175 – 184, 06 2005. ISSN 0044-5967. 9
- ANAGNOSTOU, E. N. A convective/stratiform precipitation classification algorithm for volume scanning weather radar observations. **Meteorological Applications**, v. 11, n. 4, p. 291–300, dec 2004. ISSN 13504827. 36
- ANBER, U.; GENTINE, P.; WANG, S.; SOBEL, A. H. Fog and rain in the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 112, n. 37, p. 11473–7, sep 2015. ISSN 1091-6490. 48
- ANDREAE, M. O.; ACEVEDO, O. C.; ARAÚJO, A.; ARTAXO, P.; BARBOSA, C. G. G.; BARBOSA, H. M. J.; BRITO, J.; CARBONE, S.; CHI, X.; CINTRA, B. B. L.; SILVA, N. F. da; DIAS, N. L.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; DITAS, F.; DITZ, R.; GODOI, A. F. L.; GODOI, R. H. M.; HEIMANN, M.; HOFFMANN, T.; KESSELMEIER, J.; KÖNEMANN, T.; KRÜGER, M. L.; LAVRIC, J. V.; MANZI, A. O.; LOPES, A. P.; MARTINS, D. L.; MIKHAILOV, E. F.; MORAN-ZULOAGA, D.; NELSON, B. W.; NÖLSCHER, A. C.; SANTOS NOGUEIRA, D.; PIEDADE, M. T. F.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; QUESADA, C. A.; RIZZO, L. V.; RO, C.-U.; RUCKTESCHLER, N.; SÁ, L. D. A.; DE OLIVEIRA SÁ, M.; SALES, C. B.; SANTOS, R. M. N. dos; SATURNO, J.; SCHÖNGART, J.; SÖRGEL, M.; SOUZA, C. M. de; SOUZA, R. A. F. de; SU, H.; TARGHETTA, N.; TÓTA, J.; TREBS, I.; TRUMBORE, S.; EIJCK, A. van; WALTER, D.; WANG, Z.; WEBER, B.; WILLIAMS, J.; WINDERLICH, J.; WITTMANN, F.; WOLFF, S.; YÁÑEZ-SERRANO, A. M. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, sep 2015. ISSN 1680-7324. 18, 116

- ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Smoking rain clouds over the amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, 2004. 5, 9
- ANGELINI, I. M.; GARSTANG, M.; DAVIS, R. E.; HAYDEN, B.; FITZJARRALD, D. R.; LEGATES, D. R.; GRECO, S.; MACKO, S.; CONNORS, V. On the coupling between vegetation and the atmosphere. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 105, n. 1-2, p. 243–261, aug 2011. 5
- ANGELIS, C. F.; MCGREGOR, G. R.; KIDD, C. Diurnal cycle of rainfall over the Brazilian Amazon. **Climate Research**, 2004. ISSN 0936577X. 15
- ARAKAWA, A. Modelling clouds and cloud processes for use in climate model. In: WMO (Ed.). **Physics basis of climate and climate modelling**. 16. ed. Geneva: WMO, 1975. p. 183–197. 1
- _____. The cumulus parameterization problem: past, present, and future. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2493–2525, 2004. ISSN 08948755. 10, 79
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674–701, 1974. ISSN 0022-4928. 10, 79
- ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the south american region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902–1912, sep 2009. 1, 5
- BECHINI, R.; CHANDRASEKAR, V. A semisupervised robust hydrometeor classification method for dual-polarization radar applications. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 32, n. 1, p. 22–47, jan 2015. 19
- BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A. C. M.; BETTS, A. K.; KÖHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J.-L. The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3119–3137, 2004. ISSN 00359009. 1, 10, 11
- BECHTOLD, P.; SEMANE, N.; LOPEZ, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; BORMANN, N. Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 2, p. 734–753, feb 2014. 11

BETTS, A. K.; BALL, J.; BARR, A.; BLACK, T. A.; MCCAUGHEY, J. H.; VITERBO, P. Assessing land-surface-atmosphere coupling in the era-40 reanalysis with boreal forest data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, p. 355–382, 2006. 18, 54

BETTS, A. K.; FISCH, G.; VON RANDOW, C.; SILVA DIAS, M. A.; COHEN, J. C.; DA SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R. The amazonian boundary layer and mesoscale circulations. In: **KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Ed.). Amazonia and global change.** [S.l.]: AGU, 2013. ISBN 9781118670347. 55

BETTS, A. K.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BALL, J. H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8065, oct 2002. ISSN 0148-0227. 55

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8045, 2002. ISSN 0148-0227. 1

_____. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. 23, 2002. ISSN 01480227. 11

BRANDES, E. A.; VIVEKANANDAN, J.; TUTTLE, J. D.; KESSINGER, C. J. A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3129–3143, nov 1995. ISSN 0027-0644. 2

BURLEYSON, C. D.; FENG, Z.; HAGOS, S. M.; FAST, J.; MACHADO, L. A. T.; MARTIN, S. T. Spatial variability of the background diurnal cycle of deep convection around the GoAmazon2014/5 field campaign sites. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 7, p. 1579–1598, jul 2016. 16

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The thunderstorms.** Washington, DC: [s.n.], 1949. 287 p. 7

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G. Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central amazon during a typical year and under the influence of the ENSO (GoAmazon project 2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, p. 1–16, jul 2019. ISSN 1680-7375. 17

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, 2004. ISSN 08948755. 15

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA, A. E.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L. The South American monsoon system and the 1970s climate transition. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1248–1256, 2011. ISSN 08998418. 15

CHABOUREAU, J.-P.; GUICHARD, F.; REDELSPERGER, J.-L.; LAFORE, J.-P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3105–3117, oct 2004. ISSN 00359009. 11

CHAKRABORTY, S.; SCHIRO, K. A.; FU, R.; NEELIN, J. D. On the role of aerosols, humidity, and vertical wind shear in the transition of shallow-to-deep convection at the Green Ocean Amazon 2014/5 site. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 15, p. 11135–11148, aug 2018. ISSN 1680-7324. 13

CHOI, I.-J.; JIN, E. K.; HAN, J.-Y.; KIM, S.-Y.; KWON, Y. Sensitivity of diurnal variation in simulated precipitation during East Asian summer monsoon to cumulus parameterization schemes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 23, p. 11,971–11,987, dec 2015. ISSN 2169897X. 11

CLOTHIAUX, E. E.; ACKERMAN, T. P.; MACE, G. G.; MORAN, K. P.; MARCHAND, R. T.; MILLER, M. A.; MARTNER, B. E. Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remote sensors at the ARM CART sites. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 5, p. 645–665, may 2000. 32

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, nov 1995. 6

COLLOW, A. B. M.; MILLER, M. A.; TRABACHINO, L. C. Cloudiness over the Amazon rainforest: meteorology and thermodynamics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 13, p. 7990–8005, jul 2016. ISSN 2169897X. 74

DAI, A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. **Journal of Climatology**, v. 19, n. 18, p. 4605–4630, 2006. ISSN 08948755. 1

DAI, A.; GIORGI, F.; TRENBERTH, K. E. Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D6, p. 6377–6402, mar 1999. ISSN 01480227. [17](#)

D'ANDREA, F.; GENTINE, P.; BETTS, A. K.; LINTNER, B. R. Triggering deep convection with a probabilistic plume model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 11, p. 3881–3901, nov 2014. ISSN 0022-4928. [11](#), [67](#)

DERBYSHIRE, S. H.; BEAU, I.; BECHTOLD, P.; GRANDPEIX, J. PIRIOU, J. REDELSPERGER, J. SOARES, P. M. M. Sensitivity of moist convection to environmental humidity. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3055–3079, 2004. ISSN 1477-870X. [11](#)

DOLAN, B.; RUTLEDGE, S. A. A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 10, p. 2071–2088, oct 2009. ISSN 07390572. [xvi](#), [19](#), [39](#), [40](#)

DRAGER, A. J.; HEEVER, S. C. van den. Characterizing convective cold pools. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, n. 2, p. 1091–1115, jun 2017. ISSN 1942-2466. [7](#)

FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995. [18](#)

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; Silva Dias, M. A. F.; da F. Lyra, R. F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47–59, jun 2004. ISSN 0177-798X. [18](#)

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; COSME DE OLIVEIRA, R.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, mar 2008. ISSN 01480227. [17](#)

FREUD, E.; ROSENFELD, D. Linear relation between convective cloud drop number concentration and depth for rain initiation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D2, jan 2012. [9](#)

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the Tropical Amazon? **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1306–1321, may 1999. [74](#)

GARSTANG, M.; GRECO, S.; SCALA, J.; SWAP, R.; ULANSKI, S.; FITZJARRALD, D.; MARTIN, D.; BROWELL, E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRISS, R.; TALBOT, R. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): a meteorological perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, n. 1, p. 19–32, jan 1990. [5](#), [17](#)

GARSTANG, M.; MASSIE, H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. Part I: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608–622, apr 1994. [6](#), [13](#)

GENTINE, P.; BETTS, A. K.; LINTNER, B. R.; FINDELL, K. L.; HEERWAARDEN, C. C. van; D'ANDREA, F. A probabilistic bulk model of coupled mixed layer and convection. Part II: shallow convection case. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 6, p. 1557–1576, 2013. ISSN 0022-4928. [1](#), [10](#), [11](#), [67](#)

GHATE, V. P.; KOLLIAS, P. On the controls of daytime precipitation in the amazonian dry season. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 12, p. 3079–3097, dec 2016. [59](#)

GIANGRANDE, S. E.; COLLIS, S.; STRAKA, J.; PROTAT, A.; WILLIAMS, C.; KRUEGER, S.; GIANGRANDE, S. E.; COLLIS, S.; STRAKA, J.; PROTAT, A.; WILLIAMS, C.; KRUEGER, S. A summary of convective-core vertical velocity properties using ARM UHF wind profilers in Oklahoma. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 10, p. 2278–2295, oct 2013. ISSN 1558-8424. [2](#), [7](#), [34](#)

GIANGRANDE, S. E.; FENG, Z.; JENSEN, M. P.; COMSTOCK, J. M.; JOHNSON, K. L.; TOTO, T.; WANG, M.; BURLEYSON, C.; BHARADWAJ, N.; MEI, F.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; XIE, S.; TANG, S.; Silva Dias, M. A. F.; SOUZA, R. A. F. de; SCHUMACHER, C.; MARTIN, S. T. Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 23, p. 14519–14541, dec 2017. [14](#), [44](#), [79](#), [100](#)

GIANGRANDE, S. E.; TOTO, T.; JENSEN, M. P.; BARTHOLOMEW, M. J.; FENG, Z.; PROTAT, A.; WILLIAMS, C. R.; SCHUMACHER, C.; MACHADO, L. Convective cloud vertical velocity and mass-flux characteristics from radar wind profiler observations during GoAmazon2014/5. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 21, p. 12,891–12,913, nov 2016. ISSN 2169897X. 70, 80

GONÇALVES, W. A.; MACHADO, L. A. T.; KIRSTETTER, P.-E. Influence of biomass aerosol on precipitation over the Central Amazon: an observational study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 12, p. 6789–6800, 2015. ISSN 1680-7324. 6, 9

GRABOWSKI, W. W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A.; FORBES, R.; HALLIWELL, C.; KHAIROUTDINOV, M.; LANG, S.; NASUNO, T.; PETCH, J.; TAO, W.-K.; WONG, R.; WU, X.; XU, K.-M. Daytime convective development over land: a model intercomparison based on LBA observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 615, p. 317–344, jan 2006. ISSN 00359009. 10

GRAZIOLI, J.; TUIA, D.; BERNE, A. Hydrometeor classification from polarimetric radar measurements: a clustering approach. **Atmospheric Measurement Techniques**, 2015. ISSN 18678548. 19

GUICHARD, F.; PETCH, J.; REDELSPERGER, J.-L.; BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; CHEINET, S.; GRABOWSKI, W.; GRENIER, H.; JONES, C.; KÖHLER, M.; PIRIOU, J.-M.; TAILLEUX, R.; TOMASINI, M. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3139–3172, 2004. ISSN 00359009. 10, 11

HARRISS, R. C.; WOFSY, S. C.; GARSTANG, M.; BROWELL, E. V.; MOLION, L. C. B.; MCNEAL, R. J.; HOELL, J. M.; BENDURA, R. J.; BECK, S. M.; NAVARRO, R. L.; RILEY, J. T.; SNELL, R. L. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A): dry season 1985. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1351–1360, feb 1988. ISSN 2156-2202. 17

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical atlantic sector. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1097–1107, jun 1984. 15

HOHENEGGER, C.; BRETHERTON, C. S. Simulating deep convection with a shallow convection scheme. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 20, p. 10389–10406, oct 2011. ISSN 1680-7324. 11

HOLDRIDGE D., K. J.; COULTER, R. **Balloon-Borne Sounding System (SONDE)**, 3.21297 S 60.5981 W: ARM Mobile Facility (MAO) Manacapuru, Amazonas, Brazil; AMF1 (M1). [S.l.: s.n.], 1993. 34

HOU, A. Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 14, p. 2437–2457, jul 1998. 1, 5

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, p. RG4003, dec 2004. ISSN 8755-1209. 6

_____. 100 Years of research on mesoscale convective systems. **Meteorological Monographs**, v. 59, p. 17.1–17.54, jan 2018. 2

HUBBERT, J.; BRINGI, V. N. An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, n. 3, p. 643–648, jun 1995. 30

HUNTINGFORD, C.; HARRIS, P. P.; GEDNEY, N.; COX, P. M.; BETTS, R. A.; MARENGO, J. A.; GASH, J. H. C. Using a GCM analogue model to investigate the potential for Amazonian forest dieback. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 177–185, 2004. ISSN 0177798X. 1, 10

HWANG, Y.-T.; FRIERSON, D. M. W. Link between the double-Intertropical Convergence Zone problem and cloud biases over the Southern Ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 110, n. 13, p. 4935–4940, 2013. ISSN 0027-8424. 1, 10

ITTERLY, K. F.; TAYLOR, P. C.; DODSON, J. B.; TAWFIK, A. B. On the sensitivity of the diurnal cycle in the Amazon to convective intensity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 14, p. 8186–8208, jul 2016. ISSN 2169897X. 1, 5, 65

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of atmospheric modelling**. Cambridge: [s.n.], 2015. 58

JANOWIAK, J. E.; DAGOSTARO, V. J.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. An examination of precipitation in observations and model forecasts during NAME with emphasis on the diurnal cycle. **Journal of Climate**, v. 20, n. 9, p. 1680–1692, may 2007. 17

JENSEN, M. P.; TOTO, T.; TROYAN, D.; CIESIELSKI, P. E.; HOLDRIDGE, D.; KYROUAC, J.; SCHATZ, J.; ZHANG, Y.; XIE, S. The Midlatitude Continental Convective Clouds Experiment (MC3E) sounding network: operations, processing and analysis. **Atmospheric Measurement Techniques**, 2015. ISSN 18678548. 34

JIMÉNES-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; SCHRIER, G. van der. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, p. 33130, dec 2016. 44

JOHNSON, R. H.; RICKENBACH, T. M.; RUTLEDGE, S. A.; CIESIELSKI, P. E.; SCHUBERT, W. H. Trimodal characteristics of tropical convection. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2397–2418, aug 1999. 11

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, dec 1990. 79

KHAIN, A. P.; PINSKY, M. **Physical processes in clouds and cloud modeling**. [S.l.]: Cambridge University, 2018. 101

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 12, p. 3421–3436, 2006. ISSN 0022-4928. 1, 2, 12, 17

KOO, M.-S.; HONG, S.-Y. Diurnal variations of simulated precipitation over East Asia in two regional climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D5, p. D05105, mar 2010. ISSN 0148-0227. 11

KOUSKY, V. E. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 11, p. 1951–1957, nov 1985. 1, 5

KUANG, Z.; BRETHERTON, C. S. A mass-flux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 7, p. 1895–1909, jul 2006. 12

KUMAR, V. V.; PROTAT, A.; JAKOB, C.; WILLIAMS, C. R.; RAUNIYAR, S.; STEPHENS, G. L.; MAY, P. T. The estimation of convective mass flux from radar

reflectivities. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 5, p. 1239–1257, may 2016. [80](#)

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, jul 1974. [10](#)

KUROWSKI, M. J.; SUSELJ, K.; GRABOWSKI, W. W.; TEIXEIRA, J. Shallow-to-deep transition of continental moist convection: cold pools, surface fluxes, and mesoscale organization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 75, n. 12, p. 4071–4090, dec 2018. [12](#)

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; 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**, v. 107, n. D20, p. 8054, oct 2002. ISSN 0148-0227. [6](#), [74](#)

LEE, M.-I.; CHOI, I.; TAO, W.-K.; SCHUBERT, S. D.; KANG, I.-S. Mechanisms of diurnal precipitation over the US Great Plains: a cloud resolving model perspective. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2-3, p. 419–437, feb 2010. ISSN 0930-7575. [17](#)

LEE, M.-I.; SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. J.; HELD, I. M.; KUMAR, A.; BELL, T. L.; SCHEMM, J.-K. E.; LAU, N.-C.; PLOSHAY, J. J.; KIM, H.-K.; YOO, S.-H. Sensitivity to horizontal resolution in the AGCM simulations of warm season diurnal cycle of precipitation over the United States and northern Mexico. **Journal of Climate**, v. 20, n. 9, p. 1862–1881, may 2007. [17](#)

LIN, Y.-L. **Mesoscale dynamics**. [S.l.: s.n.], 2007. 630 p. ISBN 0521808758. [6](#)

LIU, H.; CHANDRASEKAR, V. Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 2, p. 140–164, feb 2000. [19](#)

MACHADO, L.; CALHEIROS, A.; BISCARO, T.; GIANGRANDE, S.; DIAS, M.; CECCHINI, M.; ALBRECHT, R.; ANDREAE, M.; ARAUJO, W.; ARTAXO, P.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BURLEYSON, C.; EICHHOLZ, C.; FAN, J.; FENG, Z.; FISCH, G.; JENSEN, M.; MARTIN, S.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M.; RIBAUD, J.-F.; ROSENFELD, D.; SARAIVA, J.; SCHUMACHER, C.; THALMAN, R.; WALTER, D.; WENDISCH, M. Overview:

Precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, 2018. ISSN 16807324. [13](#), [14](#), [44](#), [100](#), [111](#)

MACHADO, L. A. T. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 18, p. 3131–3144, 2000. ISSN 0022-4928. [49](#)

MACHADO, L. A. T.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; GIANGRANDE, S.; SILVA DIAS, M. A. F.; CECCHINI, M. A.; ALBRECHT, R.; ANDREAE, M. O.; ARAUJO, W. F.; ARTTAXO, P.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BURLEYSON, C.; EICHHOLZ, C. W.; FAN, J.; FENG, Z.; FISCH, G. F.; JENSEN, M. P.; MARTIN, S. T.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M. L.; RIBAUD, J.-F.; ROSENFELD, D.; SARAIVA, J. M. B.; SCHUMACHER, C.; THALMAN, R.; WALTER, D.; WENDISCH, M. Overview: precipitation characteristics and sensitivities to the environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 1–41, nov 2017. [74](#), [79](#)

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 3, p. 714–725, mar 2004. [79](#), [80](#), [87](#)

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8064, oct 2002. ISSN 0148-0227. [1](#), [16](#), [43](#)

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, jun 1998. [13](#), [74](#), [79](#), [87](#)

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.;

GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The CHUVA project: how does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, sep 2014. ISSN 0003-0007. [1](#), [2](#), [5](#), [22](#)

MARENGO, J. A.; FISCH, G. F.; ALVES, L. M.; SOUSA, N. V.; FU, R.; ZHUANG, Y. Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon2014/5. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 2017. ISSN 16807324. [5](#), [14](#)

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, p. n/a–n/a, jun 2011. ISSN 00948276. [15](#)

MARTIN, S.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A.; SOUZA, R.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.; JARDINE, K.; MEDEIROS, A.; PORTELA, B.; De Sá, S.; ADACHI, K.; AIKEN, A.; ALBLBRECHT, R.; ALEXANDER, L.; ANDREAE, M.; BARBOSA, H.; BUSECK, P.; CHAND, D.; COMSTMSTMSTOCK, J.; DAY, D.; DUBEY, M.; FAN, J.; FASTST, J.; FISCH, G.; FORTNER, E.; GIANGRANDE, S.; GILLLES, M.; GOLDSTSTEIN, A.; GUENTHER, A.; HUBBBBE, J.; JENSEN, M.; JIMENEZ, J.; KEUTSTTSCH, F.; KIM, S.; KUANG, C.; LASKSKIN, A.; MCKINNEY, K.; MEI, F.; MILLLLER, M.; NASCIMENTO, R.; PAULIQUEVIS, T.; PEKOUR, M.; PERES, J.; PETÄJÄ, T.; PÖHLKLER, C.; PÖSCHL, U.; RIZZO, L.; SCHMID, B.; SHILLLLING, J.; SILVA DIAS, M.; SMITH, J.; TOMLMLINSON, J.; TÓTA, J.; WENDISCH, M. The green ocean amazon experiment (GOAMAZON2014/5) observes pollution affecting gases, aerosols, clouds, and rainfall over the rain forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, 2017. ISSN 00030007. [1](#), [5](#), [111](#)

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; FAN, J.; FISCH, G.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; JIMENEZ, J. L.; PÖSCHL, U.; SILVA DIAS, M. A.; SMITH, J. N.; WENDISCH, M. Introduction:

Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5).
Atmospheric Chemistry and Physics, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, apr 2016.
ISSN 1680-7324. [2](#), [22](#)

MARTINS COSTA DO AMARAL, L.; BARBIERI, S.; VILA, D.; PUCA, S.;
VULPIANI, G.; PANEGROSSI, G.; BISCARO, T.; SANÒ, P.; PETRACCA, M.;
MARRA, A.; GOSSET, M.; DIETRICH, S. Assessment of ground-reference data
and validation of the H-SAF precipitation products in Brazil. **Remote Sensing**,
v. 10, n. 11, p. 1743, nov 2018. [111](#)

MARTINS, J. A.; SILVA DIAS, M. A. F. The impact of smoke from forest fires on
the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the Amazonian region.
Environmental Research Letters, v. 4, n. 1, p. 015002, jan 2009. [9](#)

MARTINS, R. C. G.; MACHADO, L. A. T.; COSTA, A. A. Characterization of
the microphysics of precipitation over Amazon region using radar and disdrometer
data. **Atmospheric Research**, v. 96, n. 2-3, p. 388–394, 2010. ISSN 01698095. [9](#)

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale
Convective Systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3-4, p. 377–390, mar
2011. ISSN 0169-8095. [74](#), [87](#), [89](#)

MILLER, M. A.; NITSCHKE, K.; ACKERMAN, T. P.; FERRELL, W. R.;
HICKMON, N.; IVEY, M.; MILLER, M. A.; NITSCHKE, K.; ACKERMAN,
T. P.; FERRELL, W. R.; HICKMON, N.; IVEY, M. The ARM mobile facilities.
Meteorological Monographs, v. 57, p. 9.1–9.15, apr 2016. ISSN 0065-9401. [23](#)

MORRISON, H. Impacts of updraft size and dimensionality on the perturbation
pressure and vertical velocity in cumulus convection, part 2: comparison of
theoretical and numerical solutions and fully dynamical simulations. **Journal of
the Atmospheric Sciences**, p. 150922120845003, 2015. ISSN 0022-4928. [79](#)

MUSIL, D. J.; HEYMSFIELD, A. J.; SMITH, P. L. Microphysical characteristics
of a well-developed weak echo region in a high plains supercell thunderstorm.
Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 25, p. 1037–1051,
1986. ISSN 0733-3021. [2](#)

NEELIN, J. D. Implications of convective quasi-equilibrium for the large-scale
flow. In: _____. **The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric
Convection**. Dordrecht: [s.n.], 1997. p. 413–446. ISBN 978-94-015-8828-7. [6](#)

- NEGRI, A. J.; XU, L.; ADLER, R. F. A TRMM-calibrated infrared rainfall algorithm applied over Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8048, oct 2002. ISSN 0148-0227. 5
- OLIVEIRA, M. I.; ACEVEDO, O. C.; SÖRGEL, M.; NASCIMENTO, E. L.; MANZI, A. O.; OLIVEIRA, P. E. S.; BRONDANI, D. V.; TSOKANKUNKU, A.; ANDREAE, M. O. Planetary boundary layer evolution over the Amazon rain forest in episodes of deep moist convection at ATTO. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, p. 1–23, may 2019. 18
- OLIVEIRA, P. E. S.; ACEVEDO, O. C.; SÖRGEL, M.; TSOKANKUNKU, A.; WOLFF, S.; ARAÚJO, A. C.; SOUZA, R. A. F.; SÁ, M. O.; MANZI, A. O.; ANDREAE, M. O. Nighttime wind and scalar variability within and above an Amazonian canopy. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 5, p. 3083–3099, mar 2018. ISSN 1680-7324. 18
- OLIVEIRA, R.; MAGGIONI, V.; VILA, D.; MORALES, C. Characteristics and diurnal cycle of GPM rainfall estimates over the Central Amazon region. **Remote Sensing**, v. 8, n. 7, 2016. ISSN 20724292. 1, 100
- PARKER, M. D.; RUTLEDGE, S. A.; JOHNSON, R. H. Cloud-to-ground lightning in linear Mesoscale Convective Systems. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1232–1242, may 2001. 107
- Pereira Filho, A. J.; RUTLEDGE, S.; DIAS, M. A. F. S.; ALBRECHT, R. I.; PEREIRA, L. G. P.; GANDU, A. W.; MASSAMBANI, O.; TOKAY, A. Multisensor analysis of a squall line in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002. ISSN 0148-0227. 19
- POHL, B.; ROUAULT, M.; ROY, S. S. Simulation of the annual and diurnal cycles of rainfall over South Africa by a regional climate model. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 7-8, p. 2207–2226, oct 2014. ISSN 0930-7575. 17
- RAYMOND, D. J.; RAGA, G. B.; BRETHERTON, C. S.; MOLINARI, J.; LÓPEZ-CARRILLO, C.; FUCHS, Ž. Convective forcing in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 17, p. 2064–2082, sep 2003. 12
- REHBEIN, A.; AMBRIZZI, T.; MECHOSO, C. R. Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 1, p. 215–229, jan 2018. ISSN 08998418. 74

RIBAUD, J.-F.; MACHADO, L. A. T.; BISCARO, T. X-band dual-polarization radar-based hydrometeor classification for Brazilian tropical precipitation systems. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 2, p. 811–837, feb 2019. ISSN 1867-8548. [xix](#), [xxi](#), [19](#), [38](#), [40](#), [41](#), [99](#), [100](#), [101](#), [111](#)

RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern Amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 5, p. 1201–1219, may 2004. [6](#)

RICKENBACH, T. M.; FERREIRA, R. N.; HALVERSON, J. B.; HERDIES, D. L.; Silva Dias, M. A. F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8040, oct 2002. ISSN 0148-0227. [2](#), [5](#)

ROBERTS, G. C.; ANDREAE, M. O.; ZHOU, J.; ARTAXO, P. Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: "marine" conditions over a continent? **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, p. 2807–2810, 2001. ISSN 00948276. [9](#)

ROCCO, M. R.; Pereira Filho, A. J. Microphysical characterization of a squall line in trmm lba using dual-polarization radar measurements. In: **INTERNATIONAL CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY**. 31, 2003: Proceedings..., 2003. [19](#)

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25–46, feb 2013. [79](#)

ROSENFELD, D.; GUTMAN, G. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. **Atmospheric Research**, v. 34, n. 1-4, p. 259–283, 1994. ISSN 01698095. [9](#)

ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O'DOWD, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAE, M. O. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science**, v. 321, n. 5894, p. 1309–1313, 2008. ISSN 0036-8075. [8](#), [9](#)

ROSENFELD, D.; WOODLEY, W. L. Spaceborne inferences of cloud microstructure and precipitation processes: Synthesis, insights, and implications. In: **TAO, W. K.; ADLER, R. Cloud systems, hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**. Berlin: Springer, 2003. v. 51, p. 59–80. [9](#)

ROSENFELD, D.; WOODLEY, W. L.; KRAUSS, T. W.; MAKITOV, V. Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorm feeder clouds in argentina. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 9, p. 1261–1281, sep 2006. ISSN 1558-8424. 2

SAND, W. R. Observations in Hailstorms Using the T-28 Aircraft System. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, n. 6, p. 641–650, jun 1976. ISSN 0021-8952. 2

SANTANA, R. A.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; SILVA, J. T. da; FUENTES, J. D.; VALE, R. S. do; ALVES, E. G.; SANTOS, R. M. N. dos; MANZI, A. O. Air turbulence characteristics at multiple sites in and above the Amazon rainforest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 260-261, p. 41–54, oct 2018. 18

SARAIVA, I.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C. A. R.; SARAIVA, J. M. B. Regional variability of rain clouds in the Amazon Basin as seen by a network of weather radars. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 12, p. 2657–2675, dec 2016. 90, 102

SATO, T.; MIURA, H.; SATOH, M.; TAKAYABU, Y. N.; WANG, Y. Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 18, p. 4809–4826, 2009. ISSN 08948755. 1

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. D6, p. 11007, jun 1991. ISSN 0148-0227. 98

SCHIRO, K. A.; NEELIN, J. D. Tropical continental downdraft characteristics: mesoscale systems versus unorganized convection. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 3, p. 1997–2010, feb 2018. ISSN 1680-7324. 2, 6

SCHMIT, T. J.; GRIFFITH, P.; GUNSHOR, M. M.; DANIELS, J. M.; GOODMAN, S. J.; LEBAIR, W. J. A closer look at the ABI on the GOES-R series. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 4, p. 681–698, apr 2017. 13

SELIGA, T. A.; BRINGI, V. N. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, n. 1, p. 69–76, 1976. ISSN 0021-8952. 18

_____. Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. **Radio Science**, v. 13, n. 2, p. 271–275, mar 1978. 18

SENF, F.; DENEKE, H. Satellite-based characterization of convective growth and glaciation and its relationship to precipitation formation over Central Europe. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 7, p. 1827–1845, jul 2017. 79

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8072, 2002. 1, 5, 9

STEINER, M. A new relationship between mean doppler velocity and differential reflectivity. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 8, n. 3, p. 430–443, 1991. ISSN 0739-0572. 33

STEINER, M.; HOUZE, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 9, p. 1978–2007, sep 1995. xix, xxi, 36, 41, 101

STRATTON, R. A.; STIRLING, A. J. Improving the diurnal cycle of convection in GCMs. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 666, p. 1121–1134, 2012. ISSN 00359009. 1

TADESSE, A.; ANAGNOSTOU, E. N. Characterization of warm season convective systems over US in terms of cloud to ground lightning, cloud kinematics, and precipitation. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 1, p. 36–46, jan 2009. ISSN 0169-8095. 87, 107

TANAKA, L. M. D. S.; SATYAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 13, p. 3574–3584, 2014. ISSN 10970088. 15, 16, 65

TESTUD, J.; BOUAR, E. L.; OBLIGIS, E.; ALI-MEHENNI, M. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 3, p. 332–356, 2000. ISSN 07390572. 30

TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 8, p. 1779–1800, aug 1989. 10, 79

TOKAY, A.; KRUGER, A.; KRAJEWSKI, W. F.; KUCERA, P. A.; PEREIRA FILHO, A. J. Measurements of drop size distribution in the southwestern Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8052, 2002. 9

TRIDON, F.; BATTAGLIA, A.; KOLLIAS, P.; LUKE, E.; WILLIAMS, C. R. Signal postprocessing and reflectivity calibration of the Atmospheric Radiation Measurement program 915-MHz wind profilers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 30, n. 6, p. 1038–1054, jun 2013. ISSN 0739-0572. 32

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, 2008. ISSN 08828156. 35

VIVEKANANDAN, J.; ZRNIC, D. S.; ELLIS, S. M.; OYE, R.; RYZHKOV, A. V.; STRAKA, J. Cloud microphysics retrieval using S-Band dual-polarization radar measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 3, p. 381–388, 1999. ISSN 00030007. 19

WANG, D.; GIANGRANDE, S. E.; BARTHOLOMEW, M. J.; HARDIN, J.; FENG, Z.; THALMAN, R.; MACHADO, L. A. T. The Green Ocean: precipitation insights from the GoAmazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 12, p. 9121–9145, jun 2018. ISSN 1680-7324. 9

WANG, Y.; ZHOU, L.; HAMILTON, K. Effect of convective entrainment/detrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 567–585, 2007. ISSN 0027-0644. 10

WENDISCH, M.; PÖSCHL, U.; ANDREAE, M. O.; MACHADO, L. A. T.; ALBRECHT, R.; SCHLAGER, H.; ROSENFELD, D.; MARTIN, S. T.; ABDELMONEM, A.; AFCHINE, A.; ARAÚJO, A.; ARTAXO, P.; AUFMHOFF, H.; BARBOSA, H. M. J.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BUCHHOLZ, B.; CECCHINI, M. A.; COSTA, A.; CURTIUS, J.; DOLLNER, M.; DORF, M.; DREILING, V.; EBERT, V.; EHRlich, A.; EWALD, F.; FISCH, G.; FIX, A.; FRANK, F.; FÜTTERER, D.; HECKL, C.; HEIDELBERG, F.; HÜNEKE, T.; JÄKEL, E.; JÄRVINEN, E.; JURKAT, T.; KANTER, S.; KÄSTNER, U.;

KENNTNER, M.; KESSELMEIER, J.; KLIMACH, T.; KNECHT, M.; KOHL, R.; KÖLLING, T.; KRÄMER, M.; KRÜGER, M.; KRISNA, T. C.; LAVRIC, J. V.; LONGO, K.; MAHNKE, C.; MANZI, A. O.; MAYER, B.; MERTES, S.; MINIKIN, A.; MOLLEKER, S.; MÜNCH, S.; NILLIUS, B.; PFEILSTICKER, K.; PÖHLKER, C.; ROIGER, A.; ROSE, D.; ROSENOW, D.; SAUER, D.; SCHNAITER, M.; SCHNEIDER, J.; SCHULZ, C.; SOUZA, R. A. F. de; SPANU, A.; STOCK, P.; VILA, D.; VOIGT, C.; WALSER, A.; WALTER, D.; WEIGEL, R.; WEINZIERL, B.; WERNER, F.; YAMASOE, M. A.; ZIEREIS, H.; ZINNER, T.; ZÖGER, M. The ACRIDICON-CHUVA campaign: studying tropical deep convective clouds and precipitation over Amazonia using the new german research aircraft HALO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. BAMS-D-14-00255.1, jan 2016. ISSN 0003-0007. [1](#), [2](#), [5](#), [9](#), [102](#)

WILLIAMS, E. Contrasting convective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1–19, 2002. ISSN 0148-0227. [9](#), [99](#)

WILLIAMS, M.; HOUZE, R. A. Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 2, p. 505–519, feb 1987. [35](#)

WU, C.-M.; STEVENS, B.; ARAKAWA, A. What controls the transition from shallow to deep convection? **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 6, p. 1793–1806, jun 2009. [11](#), [12](#)

ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the arm southern great plains site. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2943–2959, sep 2010. [1](#), [12](#)

ZHUANG, Y.; FU, R.; MARENGO, J. A.; WANG, H. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 5, p. 2649–2666, mar 2017. ISSN 2169897X. [13](#)

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, aug 2006. [5](#)

ZRNIC, D. S.; RYZHKOV, A. V. Polarimetry for weather surveillance radars.
Bulletin of the American Meteorological Society, v. 80, n. 3, p. 389–406,
mar 1999. 99

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

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