

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**Estrutura e Monitoramento de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Amazônia  
Ocidental**

**Anne Sampaio Fredó**

Orientadores: Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes

Prof. Dr. Edilson Marton

Rio de Janeiro/RJ

2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**Estrutura e Monitoramento de Sistemas Convectivos de Mesoescala na Amazônia  
Occidental**

**Anne Sampaio Fredó**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

Orientador: Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes.

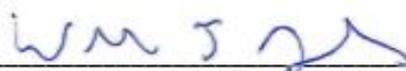
Rio de Janeiro/RJ

2022

**ESTRUTURA E MONITORAMENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS NA  
AMAZÔNIA OCIDENTAL**

AMNE SAMPAIO FREDO

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



Wallace Figueiredo Menezes - PPGM/UFRJ



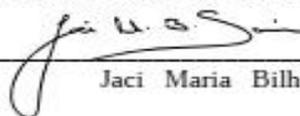
Edilson Marton - PPGM/UFRJ



Hugo Abi Karam - PPGM/UFRJ



Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira - PPGM/UFRJ



Jaci Maria Bilhalva Saraiva - FURG

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

SETEMBRO 2022

### CIP - Catalogação na Publicação

S852e Sampaio Fredo, Amne  
Estrutura e Monitoramento de Sistemas  
Convectivos de Mesoescala na Amazônia Ocidental /  
Amne Sampaio Fredo. -- Rio de Janeiro, 2022.  
66 f.

Orientador: Wallace Figueiredo Menezes.  
Coorientador: Edilson Marton.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do  
Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Meteorologia, 2022.

1. Amazônia Ocidental. 2. SCMs. 3. previsão de  
curto prazo. 4. radar meteorológico. I. Figueiredo  
Menezes, Wallace, orient. II. Marton, Edilson,  
coorient. III. Título.

Elaborado pelo Sistema de Geração Automática da UFRJ com os dados fornecidos pelo(a) autor(a), sob a responsabilidade de Miguel Romeu Amorim Neto - CRB-7/6283.

## **AGRADECIMENTOS**

Aos orientadores Dr. Wallace Figueiredo Menezes e Dr. Edilson Marton, pela orientação e pela compreensão com minhas questões de saúde.

À professora Jaci que sempre me apoiou e me compreendeu como ninguém, desde os momentos de Censipam até finalizar essa jornada. Sem seus conselhos muita coisa teria ficado pelo caminho.

Ao Censipam, por cederem gentilmente os dados de radar utilizados neste trabalho.

Às minhas amigas de curso, Grazielle, Liz, Natália, Grisel e Lídia, pelos trabalhos que fizemos juntas e pelo companheirismo que me acolhia mesmo tão longe de casa e no meu momento de luto.

Aos colegas de laboratório do LPM e os todos os demais do departamento que convivi durante o andamento deste projeto, obrigada pelas lições ensinadas.

À Capes pelo patrocínio por meio de bolsa acadêmica.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) pela estrutura e oportunidade oferecida.

Um enorme agradecimento ao meu marido Wagner que deu de si o que pode durante os momentos em que precisava focar e cumprir os prazos que eu mesma havia estabelecido.

À minha psicóloga Vanessa que sempre me aconselhou e me direcionou a buscar o melhor que eu poderia ser, vibrando comigo a cada etapa que eu ia vencendo.

Aos meus pais, minha mãe Gorete e meu pai Galdino (in memoriam) que da sua forma me ensinaram a sempre seguir em frente de cabeça erguida.

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.).

## ESTRUTURA E MONITORAMENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Amne Sampaio Fredo

Setembro/ 2022

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes

Edilson Marton

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Por estar próximo ao equador, a grande quantidade de energia solar é o combustível de formação de sistemas convectivos, que são intensificados conforme as características do ambiente e/ou formados por sistemas de escala maior. Os sistemas que provocam precipitação na região norte, podem ser separados em 2 classes: escala sinótica e mesoescala. Os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) que se desenvolvem na Amazônia Ocidental são representados em grande parte pelas linhas de instabilidade (LI). No grupo dos sistemas de mesoescala, também estão os conglomerados convectivos e os sistemas de caráter local. Os conglomerados apresentam tamanho de  $10^3$  a  $10^5$  km<sup>2</sup> e se formam nas proximidades de Manaus, propagando-se com velocidade de 10 a 40 km/h. Através dos dados de reanálise e radar, pôde-se avaliar a estrutura de três sistemas escolhidos (27/10/2010, 17/10/2011 e 11/11/2011) e utilizá-los como referência de sistemas que ocorrem em tempo real. Através dos valores de refletividade do radar, foram feitas seleções dentre vários sistemas para encontrar aqueles que mostravam valores de refletividade superiores a 45 dBZ, que satisfizesse o critério de extensão e deslocamento. Utilizando compostos de vento e umidade específica, foi possível identificarmos que a propagação esteve fortemente relacionada a

umidade que estava presente à frente do sistema em 925 hPa enquanto que a direção esteve mais clara ao observar o nível de 700 hPa. Nos compostos de oeste, uma circulação ciclônica foi encontrada situada à sudoeste do estado do Amazonas, possivelmente ressaltando que eventos que se deslocam a partir dessa direção tem um ciclo de vida mais longo do que o suposto. Nos compostos de sudeste também foi possível encontrar, observando o nível de 700 hPa, o escoamento de sudeste, que direcionou a propagação desses sistemas na direção de Tefé. Apesar de alguns estudos da região não citarem a ocorrência de eventos de outras direções que não de nordeste e leste, foi importante notar a extensão de linhas de instabilidade, valores de refletividade superiores a 45 dBZ, com deslocamento de oeste, neste período de estudo de 2008 a 2012. Após as seleções o evento de oeste escolhido como o mais intenso dentre os dessa direção, foi o do dia 17 de outubro de 2011, com cerca de 200 km de extensão, e refletividade das células convectivas de 40 a 55 dBZ.

Palavras-chave: Amazônia Ocidental, SCMs, previsão de curto prazo, radar meteorológico.

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.).

## STRUCTURE AND MONITORING OF CONVECTIVE MESOSCALE SYSTEMS LOCATED ON OCIDENTAL AMAZON

Amne Sampaio Fredo

September/ 2022

Advisors: Wallace Figueiredo Menezes

Edilson Marton

Department: Meteorology

By being next to the equator line, the enormous amount of solar energy is the fuel for convective systems, which are intensified according to environmental characteristics or by large-scale systems. The precipitation systems in the northern region can be split into two types: synoptic and mesoscale. The mesoscale convective systems (SCMs), which are grown in Occidental Amazon, are represented largely by the instability lines or squall lines (LI). In the group of mesoscale systems, also are the convective conglomerate systems and the local ones. The conglomerate ones have about  $10^3$  to  $10^5$  km<sup>2</sup> and grow in Manaus vicinity, propagating with speed from 10 to 40 km/h. Through analysis by reanalysis data and RADAR data, we could investigate the structure of three chosen systems (27/10/2010, 17/10/2011, and 11/11/2011) and use them as the reference for those which occur in real-time. Observing the value of RADAR reflectivity, selections were made among many systems looking for those whose reflectivity was above 45 dBZ and inside the criteria of extension and direction. Using wind and specific humidity composites, it was possible to identify that the propagation was strongly related to the humidity present in the front of the system on level 925 hPa; however, the direction was better to conclude by looking at the level of 700 hPa. In west composites, a

cyclonic center was located in Amazonas state southwest direction, which possibly implies that these events have a longer term life cycle than initially thought. Also in southeast composes, using 700 hPa level was found a majority southeast flow, directing these systems towards Tefé. Although many regional studies do not make a citation about events coming from another direction than northeast and east, it was important to note the extension of those squall lines and the reflectivity values above 45 dBZ coming from the west in these temporal series from 2008 to 2012. After the selections, the west event was chosen as the strongest among those. This event occurred on October 17th, 2011, with the extension of 200 km and convective cells reflectivity from 40 to 55 dBZ.

**Keywords:** Western Amazon, MCSs, short term forecast, weather radar.

# Sumário

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO.....</b>	<b>4</b>
<b>3.1. OBJETIVO GERAL.....</b>	<b>4</b>
<b>3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....</b>	<b>4</b>
<b>4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>6</b>
<b>4.1. REGIÃO NORTE E PRINCIPAIS SISTEMAS.....</b>	<b>6</b>
<b>4.2. SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA – SCMS.....</b>	<b>7</b>
<b>4.3. LINHAS DE INSTABILIDADE - LI.....</b>	<b>8</b>
<b>4.4. NUVENS CONVECTIVAS.....</b>	<b>10</b>
<b>A) FORMAÇÃO, MATURAÇÃO E DISSIPACÃO DA NUVEM CONVECTIVA.....</b>	<b>10</b>
<b>B) AMBIENTE TERMODINÂMICO ASSOCIADO A SCMS.....</b>	<b>11</b>
<b>C) UTILIZAÇÃO NA PREVISÃO DO TEMPO.....</b>	<b>12</b>
<b>4. DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>14</b>
<b>4.1. ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>14</b>
<b>4.2. DADOS.....</b>	<b>15</b>
<b>4.3. METODOLOGIA: PROCESSAMENTO E ANÁLISE DOS DADOS.....</b>	<b>16</b>
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>18</b>
<b>5.1 CLASSIFICAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DAS LINHAS DE TEMPESTADES SEGUNDO A DIREÇÃO PROVENIENTE.....</b>	<b>18</b>
<b>5.2 COMPOSTOS DE VENTO E UMIDADE ESPECÍFICA.....</b>	<b>19</b>
<b>5.3 ESTUDOS DE CASOS ISOLADOS.....</b>	<b>24</b>
<b>A) REFLETIVIDADE DO RADAR DE TEFÉ.....</b>	<b>24</b>
<b>I- CASO DE TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE NE PARA SW.....</b>	<b>24</b>
<b>II- CASO DE TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE W PARA E.....</b>	<b>26</b>
<b>III- CASO DE TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE SE PARA NW.....</b>	<b>28</b>
<b>5.4 ESTRUTURA VERTICAL DA CONVECÇÃO.....</b>	<b>30</b>
<b>A) CASO DE 27 DE OUTUBRO DE 2010 – TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE NE PARA SW.....</b>	<b>30</b>
<b>B) CASO DE 17 DE OUTUBRO DE 2011 – TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE W PARA E.....</b>	<b>33</b>
<b>C) CASO DE 11 DE NOVEMBRO DE 2011 – TEMPESTADE COM DESLOCAMENTO DE SE PARA NW.....</b>	<b>35</b>
<b>6. SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS.....</b>	<b>38</b>
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>40</b>
<b>8. REFERÊNCIAS.....</b>	<b>43</b>



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- .Figura 1. Amazônia Ocidental, destaque em vermelho Tefé-AM, destaque no círculo preto a capital Manaus-AM. Fonte: Elaborado pela autora.....2
- Figura 2. Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa troposfera. Destaque em verde para a porção ocidental da região norte. Fonte: Adaptado de Reboita et al. (2010).7
- Figura 3. Recorte Vertical do esquema de Houze (1977), representando uma linha de instabilidade tropical. Fonte: Alcântara (2010). .....9
- Figura 4. Estágio de uma nuvem convectiva: a) Estágio Cúmulos, b) Estágio maduro e c) Dissipação. Fonte: Adaptado de Heilmann (2006).....10
- Figura 5. Localização do município de Tefé-AM. Fonte: Elaborado pela autora. ....14
- Figura 6. Cobertura dos radares do SIPAM. Os círculos cinza-claros, correspondem ao raio de 240 km, os escuros a 400 km. Destaque, em vermelho, para o município de Tefé. Fonte: Saraiva, 2016. ....15
- Figura 7. Compostos de ventos em linhas de corrente nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Leste.....20
- Figura 8. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Nordeste. ....20
- Figura 9. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Oeste.....21
- Figura 10. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Sudeste. ....22
- Figura 11. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Norte...23
- Figura 12. Valores de refletividade para a CAPPI de 2 km de altura (dbz), sobre o município de Tefé-Am do evento de 27/10/2010 para os horários de (a) 16:00 Z, (b)17:00 Z, (c) 18:00 Z e (d) corte vertical na latitude de 3,9°S às 18:00 Z. A linha preta horizontal na Figura 12c mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ). .....26
- Figura 13. Como na Figura 12, para o evento de 17/10/2011 nos horários de (a) 18:00Z, (b) 18:24Z, (c)18:48Z, e (d) corte vertical na latitude de 3,6°S às 18:24Z. A linha preta horizontal na Figura 13b mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região

de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 60 dBZ).  
.....27

Figura 14. Como na Figura 13, para o evento de 11/11/2011, nos horários de (a) 18:12Z, (b) 19:48Z, (c) 20:48Z e (d) corte vertical na latitude de 3,3°S às 18:12Z. A linha preta horizontal na Figura 14a mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ).  
.....29

Figura 15. Corte vertical na latitude de 3,9°S nos campos de umidade específica (g/kg, cores) e velocidade vertical  $\hat{\Omega}$  (Pa/s, linhas) para o evento de 27/10/2010 para os horários de (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z, (d) 18Z e (e) 18Z para um domínio maior de longitudes. A linha reta amarela representa a longitude de Tefé e a marcação magenta no eixo horizontal em (e) representa o intervalo aproximado de visão do radar. Os colchetes pretos em (d) destacam as faixas de longitudes de maior convecção e precipitação observadas pelo RADAR (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ), no horário mais próximo das 18Z. O retângulo vermelho em (e) mostra uma região de valores máximos de umidade específica nos arredores do RADAR. A curva em cor roxa em (d) e (e) destaca a inclinação vertical, da corrente ascendente, de oeste para leste com a altura. ....32

Figura 16. Como na Figura 15, para a data de 17/10/2011 e para um corte vertical na latitude de 3,6°S. O Retângulo amarelo em (e) destaca uma possível presença de mesoalta nessa região (acúmulo de ar mais seco, trazido até a superfície pelas correntes descendentes ( $\hat{\omega}$  positivo)). ....34

Figura 17. Como na Figura 16, para a data de 11/11/2011 e um corte na latitude 3,3°S. A curva em cor roxa em (d) e (e) destaca a inclinação vertical, da corrente ascendente, de oeste para leste com a altura. ....36

## LISTA DE ABREVIACÕES

**ABLE 2B** *Amazon Boundary Layer Experiment* – segunda etapa

**CAPE** – *Convective Available Potential Energy*

**CAPPI** - Constant Altitude Plan Position Indicator

**CCMs** – Complexos Convectivos de Mesoescala

**CCN** – Núcleos de Condensaco de Nuvens

**CDO** – *Climate Data Operators*

**CINE** – *Convective INhibition Energy*

**CINDACTA** - Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo

**DCAPE** – *Downward Convective Available Convective Energy*

**dVIL** – *density Vertically Integrated Liquid*

**ForTraCC** – *Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters*

**GrADS** – *Grid Analysis and Display System*

**HR** – Helicidade Relativa

**ILEV** – Índice de Levantamento

**INMET** – Instituto Nacional Meteorologia

**ISCCP** – *International Satellite Cloud Climatology Project*

**JBN** – Jatos de Baixos Níveis

**LI** – Linhas de Instabilidade

**LIC** – Linhas de Instabilidade Costeira

**LIP** – Linhas de Instabilidade de Propagaco

**MAXCAPPI** - *Maximum Constant Altitude Plan Position Indicator*

**MDV** – *Meteorological Data Volume*

**NCAR** – *National Center for Atmospheric Research*

**NCE** – *Nível de Convecção Espontânea*

**NCL** – *Nível de Condensação por Levantamento*

**NE** – *Nível de Equilíbrio*

**ONGs** – *Organizações Não Governamentais*

**OSS** – *Open Source Systems*

**RAL** – *Research Applications Laboratory*

**RAP** – *Research Applications Program*

**RNB** – *Região Norte do Brasil*

**SCMs** – *Sistemas Convectivos de Mesoescala*

**SCMI** – *Sistemas Convectivos de Mesoescala propagação de leste*

**SCMo** – *Sistemas Convectivos de Mesoescala propagação de oeste*

**SILOC** – *Storm Initiation Location*

**SIPAM** – *Sistema de Proteção da Amazônia*

**SMSA**– *Sistema de Monção Sul-americano*

**SSS** – *Storm-Structure-Severity*

**TDRP**–*Table-Driven Runtime Parameters*

**TITAN** – *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*

**TRMM-LBA** - (Tropical Rainfall Measuring Missions – Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia)

**TSM** – Temperatura da Superfície do Mar

**TT** – Total Totals

**VIL** – *Vertically Integrated Liquid*

**WETAM/LBA** – *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign/Large-Scale Biosphere-Atmosphere*

**WRC** - South African Water Research Commission

**ZCAS** – Zona de Convergência do Atlântico Sul

**ZCIT** – Zona de Convergência Inter Tropical

## 1. INTRODUÇÃO

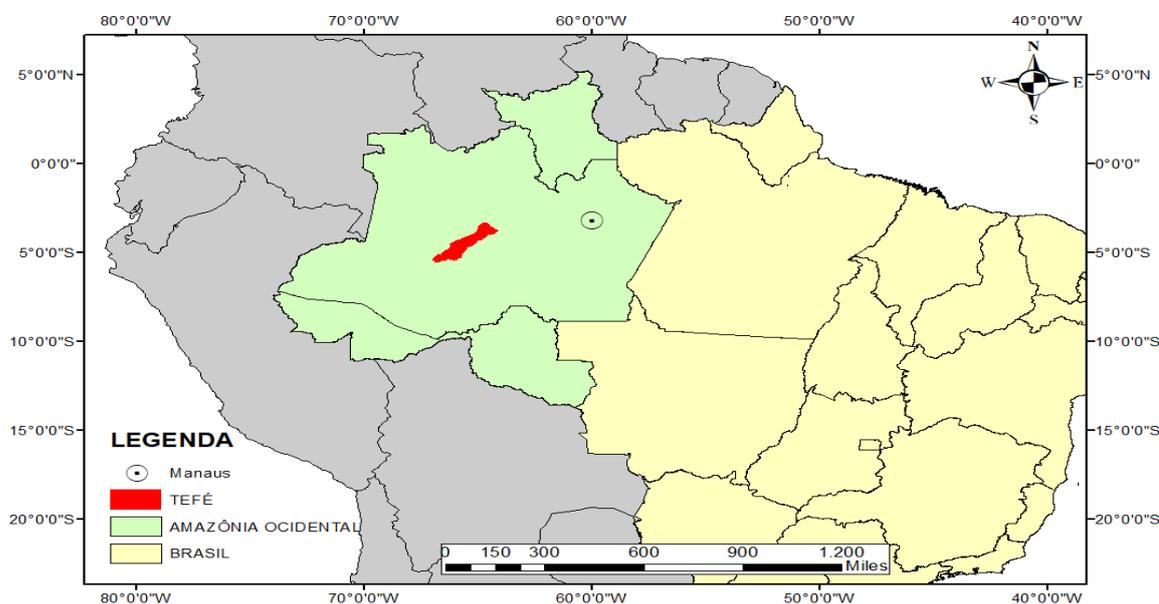
A Amazônia Legal brasileira abrange os estados da Região Norte (RNB) acompanhado do estado do Mato Grosso e os municípios do estado do Maranhão a oeste do meridiano 44°. Por estar próxima ao equador, a energia solar é o principal elemento na formação de sistemas convectivos, interligados às características do ambiente e/ou desencadeados por sistemas de grande e mesoescala (MOLION, 1985; MOLION, 1987).

Os sistemas causadores de precipitação na RNB são relacionados em grande parte a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (MOLION, 1987). A ZCIT é uma zona de persistente nebulosidade que se localiza na região tropical e oscila conforme a oferta de calor latente e umidade. No centro da RNB o período chuvoso ocorre de dezembro a março e de acordo com a movimentação da ZCIT os núcleos de chuva deslocam-se para noroeste, de abril a junho (UVO & NOBRE, 1989). A ZCAS caracteriza-se por uma banda de nebulosidade que se alonga do noroeste da Amazônia ocidental (Amazonas, Acre, Rondônia), passando pela região centro-oeste até o Atlântico subtropical. Conforme Oliveira (1986) a ZCAS é formada por meio da conexão entre a convecção amazônica e as frentes frias que avançam pela costa brasileira. Em geral, esse sistema promove o transporte da umidade da Amazônia em direção ao sudeste do país (KODAMA, 1993; QUADRO & ABREU, 1994; LIEBMANN, et al., 1999; MARTON, 2000; ROCHA, et al., 2017). Conforme ocorre a formação da ZCAS, os alinhamentos convectivos entre o noroeste e sudeste do Brasil, podem promover chuvas ao longo deste corredor de umidade.

Na mesoescala estão os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) que são divididos geralmente entre sistemas de caráter local e linhas de instabilidade (LI). Os sistemas locais ocupam área inferior a 10<sup>3</sup> km<sup>2</sup> e duração de até uma hora; apesar de serem os sistemas mais frequentes, geram menos de 20 % de precipitação em relação as LI (GRECO, 1990) e podem juntar-se aos sistemas de escala sinótica através da interação com a convecção. Geralmente as LI que atuam na RNB se formam na costa paraense, entre abril e agosto e deslocam-se de nordeste para o interior do continente por cerca de 400 km, em direção aos Andes, atravessando o estado do Amazonas (COHEN, et al., 1989; COHEN, et al., 1995). Ao longo do caminho, o sistema pode enfraquecer, devido ao resfriamento da superfície (noite), e conforme a superfície reaquece (dia) se regeneram podendo permanecer até 48 horas ativo (REBOITA, et al., 2010).

Nos estudos de SCMs na Região Norte, geralmente a ocorrência é dividida entre duas localidades: costa norte do Brasil e Amazônia central (REHBEIN, et al., 2017). No entanto, a oeste da Amazônia central há uma região conhecida como Amazônia Ocidental que abrange

grande parte do estado do Amazonas. Nesta região, localiza-se o município de Tefé, conforme evidenciado na figura 1, desempenhando importante função econômica e cultural sobre os vilarejos e municípios no entorno, além de ser elo com a capital Manaus, a leste.



.Figura 1. Amazônia Ocidental, destaque em vermelho Tefé-AM, destaque no círculo preto a capital Manaus-AM. Fonte: Elaborado pela autora.

Sabe-se que nesta região, os sistemas propagam-se em grande parte de leste ou de nordeste, mas em alguns períodos esse padrão enfraquece, tornando o escoamento temporariamente de oeste. Os SCMs que se propagam nessa componente de oeste (SCMo) são associados a descargas elétricas e rajadas de vento enquanto que os de leste (SCMI) causam precipitação intensa (Informação particular Saraiva, J. M. B.). Quando esses sistemas de oeste chegam a Manaus, os transtornos relacionados a infraestrutura (danos a distribuição de energia elétrica, destelhamento de residências, tombamento de árvores e postes, dentre outros) são maiores que na passagem de um sistema de leste (enchentes, transbordamentos de igarapés e deslizamentos de barrancos), embora sejam sistemas que ocorram com menos frequência.

A ocorrência de um SCM é acompanhada de chuva, raios e rajadas de ventos e conforme a intensidade do sistema, pode provocar diversos transtornos. A análise do ambiente atmosférico e identificação do SCMs, demanda do Meteorologista a utilização de modelos conceituais e produtos disponíveis nos centros de previsão para elaborar relatórios chamados de avisos/alertas meteorológicos. Estes relatórios informam os prováveis impactos com base nas características do sistema (como a direção e a velocidade de deslocamento, se acompanha descargas elétricas e rajadas de ventos, probabilidade de granizo, tempo de permanência dentre outras). Essas informações são repassadas aos órgãos que prestam assistência a regiões de risco

(como encostas de morros e margens de rios e igarapés) e ao município ou estado em questão, a exemplo da Defesa Civil.

Por isso, a previsão de médio e curto prazo é uma das áreas mais desafiadoras da Meteorologia operacional, para o previsor ter uma melhor segurança na tomada de decisão. Em relação a RNB, os sistemas convectivos desenvolvem-se em intervalo de tempo de trinta minutos a algumas horas, diminuindo a janela na elaboração da previsão. Nestes casos, as imagens de satélite permitem visualizar o panorama geral atmosférico e para um detalhamento da região, o radar meteorológico oferece melhor resolução espacial e temporal, melhorando a análise e a qualidade da previsão. A utilização do radar meteorológico, aliado a dados de previsão de modelos meteorológicos no monitoramento do tempo na Amazônia, pode auxiliar na previsão e na posterior identificação dos SCMo. Além do ganho científico, a compreensão da formação e propagação desses sistemas pode minimizar os impactos econômicos negativos em Tefé e nos municípios mais a leste, com destaque para a capital Manaus.

A identificação de uma situação sinótica prevista com 1 ou 2 dias de antecedência, que seja semelhante a um padrão sinótico que influem na direção dos sistemas convectivos para a região de interesse, pode ajudar ao previsor a ter uma noção prévia de que locais merecem maior atenção do ponto de vista da formação e deslocamento dos SCMs. Através da utilização dessas ferramentas o principal objetivo da previsão de tempo de curto prazo, é, com a elaboração dos avisos, minimizar os impactos causados pelas tempestades no cotidiano da sociedade. Seguindo esse raciocínio, o objetivo deste trabalho é estudar a estrutura da convecção na Amazônia Ocidental, na região de Tefé-Am, mostrando as semelhanças e, principalmente as diferenças entre os SCMs, e que fatores sinóticos são mais determinantes na direção que esses sistemas adquirem.

## **2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO**

Neste contexto, o presente trabalho é baseado em objetivos geral e específicos.

### **3.1. Objetivo Geral**

- Identificar padrões sinóticos e em mesoescala associados às tempestades que atingiram região de Tefé, na Amazônia Ocidental, utilizando dados de radar meteorológico e de reanálises do ERA-Interim, para o período de 2008 a 2012, assim como estudar aspectos da estrutura vertical de tais tempestades.

### **3.2. Objetivos Específicos**

- Identificar os casos de Linhas de Instabilidade SCMs que atingem o campo de visada do radar de Tefé; A frequência e percentual de linhas que se deslocam de cada direção, e determinar as direções mais frequentes
- Categorizar os casos identificados de acordo com a direção de onde eles provêm, visando encontrar direções mais frequentes que atinjam a região de estudo no período estudado;
- Avaliar, para cada categoria de direção, o padrão sinótico e termodinâmico, associado com cada uma dessas categorias. Para tal, serão gerados compostos meteorológicos das variáveis vento e umidade específica nos níveis de 500, 700 e 925 hPa, para cada uma das direções encontradas. Com a ajuda destes compostos, espera-se identificar quais os ambientes associados com cada direção de deslocamento das Linhas de Instabilidade e sistemas de caráter local.;
- Estabelecer semelhanças e, principalmente diferenças entre as condições atmosféricas que conduzem os sistemas de estudo a adquirir uma direção preferencial de deslocamento. A identificação de uma situação sinótica prevista com 1 ou 2 dias de antecedência, que seja semelhante a um dos padrões encontrados para a região de interesse, pode ajudar ao previsor a

ter uma noção prévia do surgimento e deslocamento dos SCMs que podem atingir tal região. Vale salientar que esses padrões sinóticos são para o período de estudo. Para um conhecimento maior e melhor precisão das direções dos deslocamentos, se faz necessário que num futuro próximo se estude períodos mais longos de dados.

- Estudar alguns aspectos da estrutura vertical dos sistemas mais intensos observados para a região de Tefé, e compará-la com modelos conceituais para latitudes tropicais, como o proposto por Houze (1977), e Houze (1989). Foram estudados 3 casos de Linhas de Instabilidade com direções de deslocamentos diferentes. Para elas, foram gerados cortes verticais nas imagens de RADAR e também nos campos de velocidade vertical ( $\omega$ ) e umidade específica, de forma que se pôde comparar, na vertical, como estão se comportando tais variáveis nos locais onde a convecção profunda foi observada pelo RADAR.

Os capítulos estão dispostos na seguinte ordem:

O capítulo 1, Introdução, o capítulo 2, trata sobre os objetivos gerais e específicos. No capítulo 3, há o referencial teórico e revisão de literatura abordando desde aspectos da região Amazônica, até a utilização de índices termodinâmicos na previsão de curtíssimo prazo. O capítulo 4, apresenta a metodologia do trabalho e aborda a área de estudo. O capítulo 5 estão os resultados e discussões, no capítulo 6 as conclusões deste estudo e no capítulo 7 os estudos utilizados como referência.

## 4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 4.1. Região Norte e Principais Sistemas

A RNB, situada na região tropical, é a porção da América do Sul que é fonte da umidade transportada para o restante do continente; parte recebida do Oceano Atlântico e parte produzida pela floresta Amazônica (CORREIA, et al., 2007; SATYAMURTY, et al., 2013). A oeste é limitada pela Cordilheira dos Andes, a norte pelo planalto das Guianas, ao sul pelo planalto central e a leste pela Região Nordeste do Brasil e parte do Oceano Atlântico (FISCH, et al., 1998). O processo responsável por tornar a RNB fonte de umidade é a evapotranspiração, por meio da reciclagem de precipitação na Amazônia, produzindo de 25 a 30 % da precipitação local (ELTAHIR, 1996; ROCHA, 2012). Sendo fonte de umidade e associada a grande quantidade de energia disponível, o ambiente amazônico torna-se propício para o desenvolvimento de processos convectivos (HOREL, et al., 1989; ADAMS, et al., 2009).

A convecção na RNB é influenciada, principalmente, por sistemas da grande escala e mesoescala (figura 2). ZCIT e ZCAS são exemplos de influência de grande escala. Na mesoescala os principais sistemas atuantes são os SCMs como as LI e os sistemas locais.

A ZCIT é uma banda de nebulosidade convectiva semipermanente, de escala global que se localiza na região equatorial. A formação dessa banda ocorre pela confluência dos ventos alísios, formando duas células latitudinais que formam a circulação de Hadley. Devido ao deslocamento sazonal da ZCIT, a interação oceano-atmosfera desempenha grande influência nas trocas de energia; por isso a ZCIT tem menor amplitude entre o oceano Atlântico e a porção leste do Pacífico. Na América do Sul, permanece até os meses de verão (de dezembro até março), e pode associar-se a outros sistemas, como ZCAS e ser a origem das LI.

A ZCAS ocorre durante o verão austral sobre a América do Sul e se estende desde o noroeste do Amazonas até a região sudeste brasileira, chegando até o Oceano Atlântico (SATYAMURTY, et al., 1998; LIEBMANN, et al., 1999). Em geral, é descrita como a banda de nebulosidade que se forma devido ao conjunto sinótico, no nível de 250 hPa, da alta da Bolívia (AB) e o cavado do Nordeste (CN) com ou sem vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) bem definido (SATYAMURTY, et al., 1998; CARVALHO, et al., 2002). No trabalho de Carvalho *et al.* (2004), os autores mostram que o estabelecimento de uma ZCAS está relacionado a fase positiva do sistema de monções da América do Sul (SMAS). Segundo Ferreira e Gan (2011), um dos fatores para o desenvolvimento da ZCAS é a fase ativa da SMSA,

e segundo Herdies *et al.* (2002), a umidade proveniente do Atlântico é canalizada para o sudeste do Brasil, uma vez que na fase inativa a umidade é deslocada para a bacia do Prata. Estas abordagens, mostram que a alteração no regime dos ventos sobre a América do Sul pode influenciar o desenvolvimento e deslocamento dos SCMs na RNB.

As LI estudadas por Cohen (1989) foram classificadas em dois tipos, costeira (LIC), e de propagação (LIP); a extensão varia de 1000 a 2000 km e a propagação pode estender-se por toda a bacia amazônica. Segundo Alcântara (2010), o período mais propício para a formação de LI é durante a tarde quando há mais contraste térmico entre continente e oceano, estando a brisa marítima mais intensa.

#### 4.2. Sistemas Convectivos De Mesoescala – SCMs

SCMs são sistemas que conectam a convecção local a circulação geral (MONCRIEFF, 2010). São sistemas formados por uma combinação entre nuvens convectivas e estratiformes; a região convectiva pode conter várias células profundas em forma circular ou não (HOUZE, 1989). Os principais efeitos de um SCM são a ocorrência de ventos intensos, precipitação, granizo e descargas elétricas (HOUZE, 2004). Em estudo para latitudes médias, Houze (1993) caracteriza SCMs como um sistema de nuvens conectado a um grupo de tempestades, que causa precipitação num raio de pelo menos 100 km. De acordo com Fritsch *et al.* (1986) os SCMs são responsáveis por cerca de 30 a 70% da precipitação na região central dos Estados Unidos durante o verão.

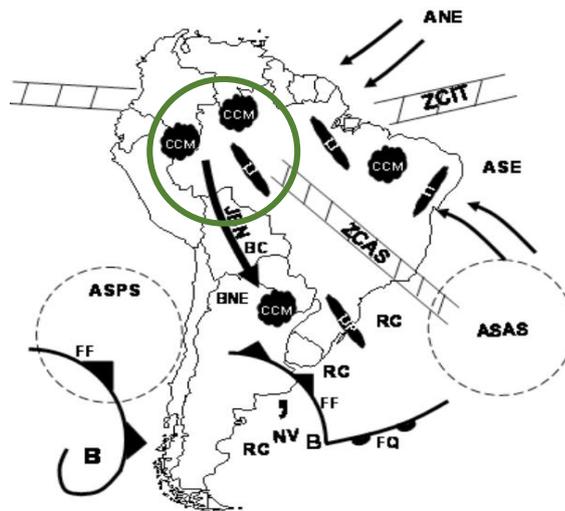


Figura 2. Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa troposfera. Destaque em verde para a porção ocidental da região norte. Fonte: Adaptado de Reboita *et al.* (2010).

Apesar de algumas diferenças do ambiente de latitudes médias para a região tropical, a estrutura dos SCMs pode ser considerada similar (HOUZE, 1989). Browning *et. al.* (1963) encontrou que alguns sistemas com nuvens *Cumulonimbus* em regiões tropicais se propagam de outra forma, tendo em vista aqueles de latitudes médias. Ainda conforme Browning *et. al.* (1963) os sistemas convectivos em latitudes médias movem-se conforme o vento médio enquanto que os tropicais se movem de acordo com a velocidade do vento em cada camada. Por este motivo em latitudes médias a bigorna aparece na frente da nuvem, enquanto que em regiões tropicais a bigorna segue atrás. Estudando estes sistemas, Huang *et al.* (2018) encontraram que SCMs oceânicos duram aproximadamente uma hora a mais que os continentais. Segundo, Mohr e Zipser (1996), apesar da duração dos SCMs continentais ser menor, são mais intensos que os oceânicos, pois o primeiro ocorre durante o começo da noite e o segundo no começo do dia. No entanto, a alteração da temperatura da superfície do mar (TSM) é um dos fatores que pode transformar SCMs oceânicos em ciclones tropicais (TENG, 2014)

Machado e Rossow (1993), avaliaram SCMs de tamanhos variados sobre a faixa tropical utilizando dados do Projeto Internacional de Climatologia de Nuvens por Satélite (ISCCP do inglês *International Satellite Cloud Climatology Project*). Eles observaram que conforme os sistemas evoluíam, os tipos de nuvens mudavam: da fase inicial até a maturação do sistema haviam nuvens *Cumulonimbus*, as *Stratus* marcavam o início da região de bigorna durante a fase madura (a região conhecida por estratiforme) e na fase de dissipação haviam *Cirrus*. Ainda neste estudo, na região das *Cumulonimbos* a extensão poderia variar de 20 a 200 km nos sistemas menores, com potencial de atingir de 200 a 2000 km.

### **4.3. Linhas de Instabilidade - LI**

Há diversos estudos sobre a ocorrência de SCMs na Amazônia, grande parte deles aborda a formação e estrutura das LI (MOLION, 1987; COHEN, et al., 1989; GARSTANG, 1994; COHEN, et al., 1995), como principal sistema precipitante que ocorre na região.

Sendo SCMs, as LI são estruturas convectivas compostas por *Cumulonimbus* e são dispostas em arco. Se formam na costa paraense através do sistema de brisas oceano-contidente, e devido à convergência da brisa oceânica são impulsionadas para o interior do continente, podendo percorrer até 400 km e resistir até 48 horas, atingindo a cordilheira dos Andes, como citado por Cohen (1989), Cohen *et al.* (1995), Kousky (1980) e Molion, (1987). Na figura 3, está representado o esquema clássico de uma linha de instabilidade, publicado por Houze (1977), que é recorrente em estudos com essa temática. Através desta figura é possível

identificar a orientação da bigorna para sistemas tropicais, a intensificação das correntes descendentes na parte traseira do sistema em direção a superfície, enquanto que na porção dianteira há um elemento novo. Este elemento novo evidencia a história desse sistema, que ao se propagar, se desenvolve e parcialmente dissipa tantas vezes enquanto houver aporte de umidade e energia à superfície. Conforme Gamache e Houze (1982) a estrutura da LI consiste de fluxos ascendentes na dianteira do sistema, chamada de frente de rajada, que ao deslocar-se deixa um rastro em forma de bigorna. Molion (1987) encontrou que essas linhas podem atingir comprimento de 1000 km e velocidade de deslocamento média de 45 a 55 km/h. Greco *et al.* (1990) utilizando dados do experimento ABLE 2B expandiram os valores de comprimento para o intervalo de 1000 a 2000 km, com casos de até 3500 km. Entre os resultados, os autores contabilizaram que os 12 sistemas ocorridos durante o experimento, produziram precipitação equivalente a 40 % do total durante o estudo. Garstang *et al.* (1994) e Alcantara (2011) verificaram que no estágio maduro de uma LI, havia aquecimento e secagem na coluna troposférica, com máximo entre 550 e 500 hPa.

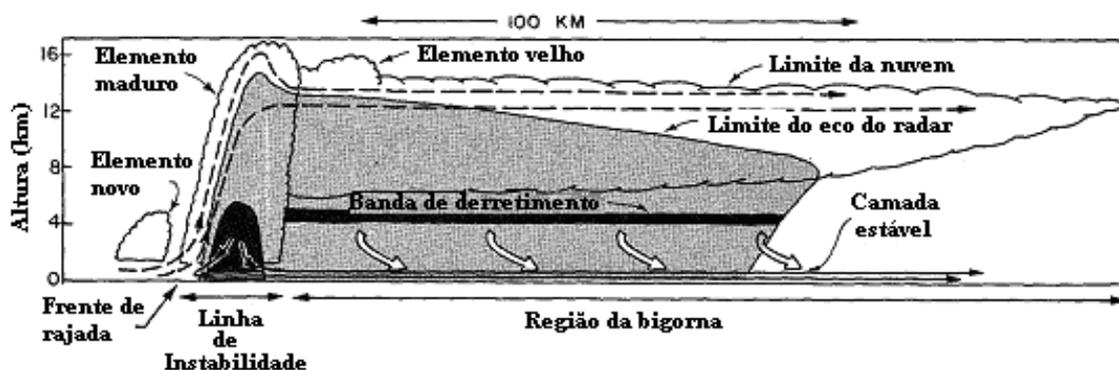


Figura 3. Recorte Vertical do esquema de Houze (1977), representando uma linha de instabilidade tropical. Fonte: Alcântara (2010).

Outro exemplo de SCMs são os aglomerados convectivos, tipos de sistemas locais, estudados por Machado *et al.* (1992) e Machado *et al.* (1993). Eles mostram que há grande dependência do ciclo diurno e das ondas de leste. De forma similar, Oliveira e Fitzjarrald (1994) utilizaram a hipótese de que haveria interferência da brisa fluvial, conforme encontrado por Moura *et al.* (2004) para o lago de Balbina (SARAIVA, 2012), processo este dependente do ciclo diurno.

#### 4.4. Nuvens Convectivas

As nuvens convectivas que em geral compõem um SCM são do tipo *Cumulonimbus* (SILVA DIAS, 2009). De acordo com Silva Dias (2009) e Byers e Braham (1949), o ciclo de vida de uma *Cumulonimbus* em ambientes tropicais é de menos de 1 hora e compreende as fases de formação, maturação e dissipação. Ao analisar os sistemas formados pelas nuvens convectivas, é necessário avaliar também as interações entre nuvens e entre sistemas.

##### a) Formação, Maturação e Dissipação da Nuvem Convectiva

Na Figura 4 são apresentadas as três fases da evolução de uma nuvem *Cumulonimbus* isolada, identificadas por Byers e Braham (1949), também chamada de tempestade individual.

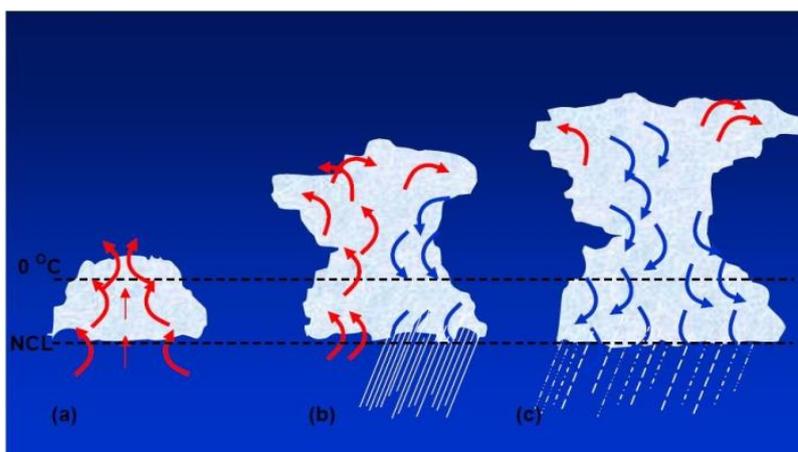


Figura 4. Estágio de uma nuvem convectiva: a) Estágio Cúmulos, b) Estágio maduro e c) Dissipação. Fonte: Adaptado de Heilmann (2006).

O ciclo de vida de uma nuvem convectiva é composto por três fases: estágio cumulus ou formação, maturação e dissipação (HEILMANN, 2006). Durante a formação, os movimentos verticais são ascendentes, transportando gotículas de água para o topo da nuvem. Esse transporte pode levar a nuvem a atingir diâmetro de 10 km, 1,5 km de altura da base, com topos que podem chegar a 8 km (NASCIMENTO, 2009). Durante a maturação, o topo pode atingir de 10 a 18 km. A intensificação das correntes ascendentes e descendentes favorece o crescimento das gotas e dos cristais de gelo. Conforme as gotas e cristais vão crescendo as correntes descendentes se tornam mais intensas e por isso inicia-se a precipitação. Se não houver fonte de umidade e calor na base da nuvem, e for uma única nuvem, inicia-se a

dissipação. A precipitação consome a estrutura da nuvem de forma que a corrente descendente ocupa toda a nuvem e transporta o ar frio para a superfície. Num sistema de várias células convectivas, ao chegar a superfície, a corrente descendente forma uma região chamada de piscina fria (do inglês, *cold pool*). Usualmente na presença de cisalhamento em superfície, uma nova célula se forma, propagando o sistema (YAMAMOTO, 2016).

## **b) Ambiente Termodinâmico Associado a SCMs**

Laurent *et al.* (2002) estudaram os SCMs que ocorreram durante o WETAM/LBA (*Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign/Large-Scale Biosphere-Atmosphere*) e encontraram dois regimes de ventos: de leste e de oeste. Devido ao escoamento básico o campo do vento em médios níveis na região Amazônica é predominante de Leste. Quando há a ocorrência de ventos de oeste os sistemas tendem a diminuir a velocidade ou a se moverem de forma mais lenta e desorganizada, foi o que concluíram os autores. Albrecht e Silva Dias (2005) associando esses regimes com a estrutura vertical dos sistemas concordam que quando eles se movem a favor do campo básico, apresentam maiores dimensões, são mais profundos, o cisalhamento é mais intenso e conseqüentemente a precipitação é mais abundante com a presença de descargas elétricas.

Rickenbach *et al.* (2002), encontrou que durante a campanha TRMM-LBA (Tropical Rainfall Measuring Missions – Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) houve influências baroclínicas durante o verão. Fortes ventos de noroeste foram observados durante meados de janeiro até final de fevereiro de 1999, enquanto uma ZCAS estava estabelecida. Utilizando Garreaud (2000), Rickenbach *et al.* (2002) citou que há um fluxo de noroeste na dianteira de uma zona frontal que desloca ar úmido da bacia Amazônica para os subtópicos. Os autores notam que esse padrão foi observado na circulação de grande escala, durante a ZCAS. Em períodos sem ZCAS, o mesmo fluxo de noroeste enfraqueceu e não se estendeu aos trópicos, logo, concluíram que as ondas baroclínicas estenderam-se até os trópicos influenciando a convecção de mesoescala do sudoeste da Amazônia: 27 % dos eventos que ocorreram durante ZCAS, produziram menos chuvas, mas ocuparam cerca do dobro da área.

### c) Utilização na Previsão do Tempo

São muitos os parâmetros e variáveis que podem ser utilizados para elaborar a previsão do tempo. Há os termodinâmicos, os que utilizam modelagem, os derivados de dados observados, a própria observação do tempo e as provenientes de sensores remotos (sondagens, satélites, radares). Nascimento (2005) discute diversos parâmetros atmosféricos úteis na identificação de sistemas convectivos severos. Dentre eles, CAPE, DCAPE e CINE, índices utilizados na análise de diagramas termodinâmicos, informando o potencial da atmosfera para o desenvolvimento de tempestades. Nascimento discute que a variável Helicidade Relativa (HR) pode ser utilizada operacionalmente, sendo aplicada para verificar as condições necessárias para o desenvolvimento de tempestades. Tavares e Mota (2012) utilizaram metodologia descrita por Betts (1974), baseada em índices termodinâmicos para caracterizar eventos de precipitação extrema na região de Belém no estado do Pará; um dos resultados descreve que os eventos selecionados foram detectados como severos pelos índices de instabilidade utilizados numa taxa de 74 % e concluíram que somente as condições termodinâmicas não são suficientes para identificar um sistema severo.

Salio *et al.* (2007) estudaram os SCMs subtropicais e sua associação com os Jatos de Baixos Níveis (JBN). Encontraram que os SCMs tropicais são menores, na ordem de  $15 \times 10^4$  km<sup>2</sup>, de curta duração, de 6 a 9 horas, e seguem o ciclo do aquecimento radiativo. Os SCMs subtropicais, apresentaram área de até  $1,2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> e se formam geralmente associados com JBN e entre 1800 e 0000 UTC. Os autores citam que os sistemas tropicais têm variabilidade sazonal, formando-se, por exemplo, a partir da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical); enquanto que os sistemas subtropicais apresentam menor dependência sazonal.

Lima (2008) utilizou dados do projeto TRMM/LBA para identificar as condições iniciais dos sistemas. A série consistia em dados de radar banda-S, imagens do satélite GOES-8 e dados topográficos de alta resolução utilizando o software TITAN. A autora observou que haviam diversos anéis de nuvens interligados em 50 % dos dias e com o passar do tempo se juntavam, formando um anel maior. Ao verificar a queda de temperatura quando o anel passava por uma estação de referência, e utilizando a discussão de Wilson e Megenhardt (1997), concluiu que eram piscinas frias, e que as uniões eram colisões de frentes de rajada. Wilson e Megenhardt (1997) afirmam que uma tempestade com início e desenvolvimento tem as velocidades da tempestade e da frente de rajada similares. Outra abordagem de piscinas frias foi feita por meio da análise de imagens de satélite. Ferreira (2016) estudou formas de surgimento de tempestades e encontrou que antes do SCM se formar havia uma região que

chamou de anel de nuvens, com céu limpo no meio e nebulosidade nas bordas. De acordo com Custódio (2012) piscina fria é um padrão observado entre a fase madura e final de uma tempestade, quando os mecanismos de precipitação não estão atuando e as temperaturas são mais baixas que as do ambiente. Há uma tendência que novas tempestades se formem nas frentes de rajada das piscinas frias como a autora citou, e conforme ocorreu também com outros autores (TOMPKINS, 2001; KHAIROUTDINOV, 2006; COUVREUX, 2015). Há trabalhos utilizando a piscina fria como indício de formação de SCMs referentes a várias regiões do planeta.

Rehbein (2017) estudou a região amazônica utilizando ForTraCC (*Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters*). A autora construiu uma breve climatologia dos SCMs ocorridos na bacia Amazônica utilizando metodologia de Sakamoto (2009) com uma série de 14 anos de dados (2000-2013) proveniente do projeto GoAmazon. Concluiu que 64% dos SCMs possuem ciclo de vida de até 6 horas em média e que se formam preferencialmente entre as 17-20 UTC e 00 UTC (muita informação para explorar). Saraiva *et al.* (2016) utilizou a série de 5 anos de dados dos 10 radares do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) para mostrar características gerais das nuvens de chuva através dos diferentes regimes de chuva existentes na região amazônica. Neste trabalho há o detalhamento dos períodos chuvosos, de transição do chuvoso para seco, seco e de transição do seco para o chuvoso para todas as localidades em que estão instalados radares; além disso o autor explora as características da estrutura vertical da refletividade do radar elaborando gráficos que mostram os horários preferenciais de ocorrência.



## 4.2. Dados

A série de dados de RADAR compreende de 1 de janeiro de 2008 até 31 de dezembro de 2012, totalizando 5 anos. A coleta dos dados é feita por varredura volumétrica em dois alcances, 240 km e 400 km, meteorológico e de vigilância, respectivamente.

Posteriormente, o volume passou por um processamento pelo software FORTRACC e foi utilizado neste estudo no formato netcdf. A figura 6 mostra a rede de radares do SIPAM, dentre eles em destaque o radar de Tefé.

Foram utilizados também dados de reanálises da série ERA-INTERIM, com as variáveis pressão a nível médio do mar, vento e umidade específica.

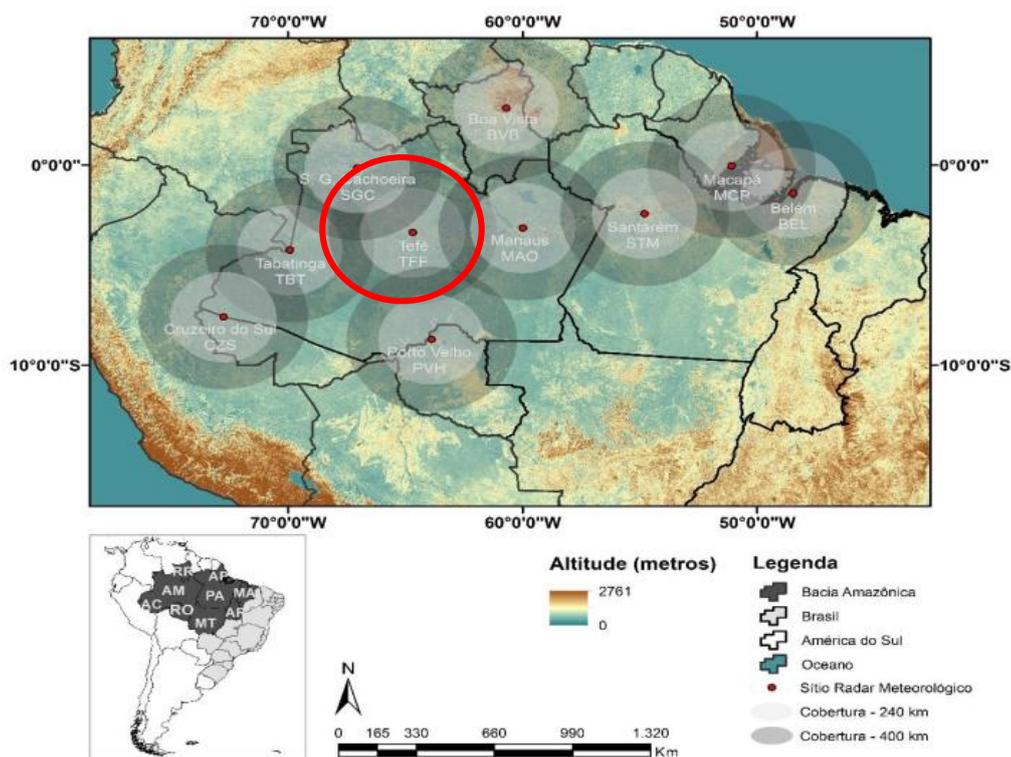


Figura 6. Cobertura dos radares do SIPAM. Os círculos cinza-claros, correspondem ao raio de 240 km, os escuros a 400 km. Destaque, em vermelho, para o município de Tefé. Fonte: Saraiva, 2016.

### 4.3. Metodologia: Processamento e Análise dos Dados

As imagens foram elaboradas utilizando o software GrADS a partir de arquivos .dat. Nesses arquivos constam as variáveis de refletividade utilizadas neste estudo. As imagens de CAPPI e recortes verticais de refletividade, foram geradas a partir desses dados com códigos elaborados em GrADS. A identificação dos eventos foi feita de forma visual, avaliando a direção de propagação do sistema, orientação, horário e a intensidade dos campos de refletividade de 2 e 3 km de altura (CAPPI a 2km e CAPPI a 3 km). Na primeira seleção todos os eventos com refletividade igual ou maior que 25 dBZ, que passavam pelo município de Tefé e que tinham ao menos 20 km de comprimento, foram listados, totalizando 367 eventos. Com o objetivo de filtrar os eventos mais intensos, na segunda seleção utilizou-se o valor de 45 dBZ conforme metodologia para identificar a severidade do sistema, proposta por Visser (2001), além de observar o tamanho da área que o sistema cobria, totalizando 63 eventos.

Após essa escolha dos 63 eventos mais intensos, foi realizada uma classificação dos eventos conforme a direção de procedência deles, de forma a identificar as regiões preferenciais e quantificar as principais regiões de deslocamento dos eventos que atingiam a região de estudo e causavam impactos mais significativos de acordo com o critério estabelecido para considerar um evento de sistema convectivo como “intenso”.

Para cada uma dessas direções preferenciais de onde os eventos se deslocavam, foram gerados compostos de campos meteorológicos provenientes das reanálises do ERA-INTERIM, visando obter padrões meteorológicos que mostrassem as diferenças mais significativas que atuavam para que o sistema convectivo adquirisse cada uma das direções. As variáveis utilizadas para gerar os compostos foram componentes zonais e meridionais do vento e umidade específica.

Na última seleção, foram escolhidos os eventos mais intensos para serem apresentados neste estudo. Foram escolhidos eventos com mais de 100 km de comprimento, com núcleos convectivos com refletividade acima de 45 dBZ e que tivessem direções de deslocamento distintas

Após a classificação dos eventos, foram elaborados recortes verticais de refletividade para verificar a altura da porção convectiva e compostos das variáveis pressão a nível médio do mar, escoamento e umidade específica em superfície para avaliar o ambiente sinótico.



## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 Classificação e quantificação das Linhas de Tempestades segundo a direção proveniente

Esta parte da descrição dos resultados, visa mostrar a distribuição dos dados, conforme seguiram as seleções. Os eventos selecionados na primeira etapa, com limiar de 25 dBZ, que passaram pelo município de Tefé e tinham ao menos 20 km de extensão foram diversos em relação a tipos de sistemas. Havia sistemas com núcleos convectivos sem aparente conexão, mas que se moviam juntos, sistemas que se desenvolviam sem deslocamento algum e estruturas em forma de arco com mais de 100 km de extensão, que pareciam com linhas de instabilidade. Contabilizando tudo, foram encontrados 346 eventos, dos quais 39 % se deslocaram de nordeste, 31 % de leste, 19 % de sudeste, 3 % vieram de oeste e 8 % de outras direções.

Tabela 1. Quantidades e porcentagens dos eventos encontrados nas seleções I e II. Fonte: Feito pela autora.

Seleção I					
Direções	Nordeste	Leste	Oeste	Sudeste	Outras direções
Quantidade	136	107	10	65	28
%	39	31	3	19	8
Total de 346 eventos					
Seleção II					
Direções	Nordeste	Leste	Oeste	Sudeste	Outras direções
Quantidade	25	9	8	10	11
%	40	14	13	16	17
Total de 63 eventos					
% da Seleção II / Seleção I	18	8	80	15	39

A segunda etapa de seleção foi utilizada para encontrar os eventos extensos e que apresentavam refletividade acima de 45 dBZ. Foram encontrados eventos com a extensão total superando os 150 km. Um total de 63 eventos foram selecionados; 40 % tiveram propagação vindo de nordeste, 14 % de leste, seguido dos eventos de outras direções com 18 %. Os eventos de sudeste e oeste ocuparam cerca de 16 % e 13 % dos 63, respectivamente.

Comparando a quantidade de eventos de cada direção selecionados na segunda etapa, com os que foram encontrados na primeira, os eventos de nordeste representaram cerca de 18 % em contraste aos eventos de oeste, que de 10 eventos totais, 8 foram selecionados representando 80 % dos escolhidos desta direção.

A literatura nos estudos de LI clássicas (Cohen) retrata esses sistemas como sendo de deslocamento apenas de nordeste ou leste, utilizando essa nomenclatura para eventos que se formam no litoral paraense. Na tabela 1, corroboramos os resultados dos artigos clássicos e

também ressaltamos a existência de sistemas deste tipo ao longo de toda a Bacia Amazônica e com outras direções de propagação além das que já são estudadas. A cidade de Tefé por estar na região central do estado do Amazonas, é atingida por sistemas tanto de leste quanto de oeste. Muitos dos sistemas de leste são eventos enfraquecidos de linhas de instabilidade que passaram ou não por Manaus e que acabam por se dissipar no entorno. Os eventos de oeste, apesar de serem esparsos, apresentam similaridades quando observados em imagens de radar meteorológico, tanto em extensão como em valores de refletividade. Apesar de eventos de nordeste e leste representarem as maiores porcentagens em relação ao total, quando traçamos um comparativo entre as duas seleções, o destaque é para os eventos de oeste, pois dos 10 selecionados na primeira seleção, 8 foram considerados na segunda seleção. Relacionando essas duas seleções, temos que os eventos de oeste representaram 80 % dessa razão, ou seja, apesar de serem eventos com a frequência de ocorrência menor, são sistemas com características de sistemas intensos.

## **5.2 Compostos de Vento e Umidade Específica**

No grupo de Figuras de 7 a 11, representando os eventos resultantes da segunda seleção estão os compostos de vento e umidade específica para os níveis de 500, 700 e 925 hPa separados por 5 direções: leste, norte, nordeste, oeste e sudeste. Em todas as figuras o município de Tefé está marcado com um ponto amarelo, a porção de fundo colorida em tons de azul e verde corresponde a umidade específica e as linhas de corrente correspondem ao escoamento.

### **a) Compostos para os eventos de Leste**

Na Figura 7, onde são apresentados os compostos para os eventos de leste, nota-se que nos três níveis apresentados, o campo de vento na região norte do Brasil é de Leste / Nordeste. No entanto no campo de 200 hPa (não apresentado) o escoamento se modifica: é possível identificar a circulação característica da Alta da Bolívia; provocando a mudança de direção do escoamento em relação aos níveis mais baixos, de leste para sudoeste quando este escoamento chega em Tefé. Em baixos níveis os valores de umidade específica são máximos na porção entre a metade e o sul do estado do Amazonas. De acordo com os campos mostrados, os eventos que apresentam propagação de Leste são em grande parte impulsionadas pelo vento entre os níveis de 700 e 500hPa, que fazem parte da extensão vertical conhecida como camada de nuvem.

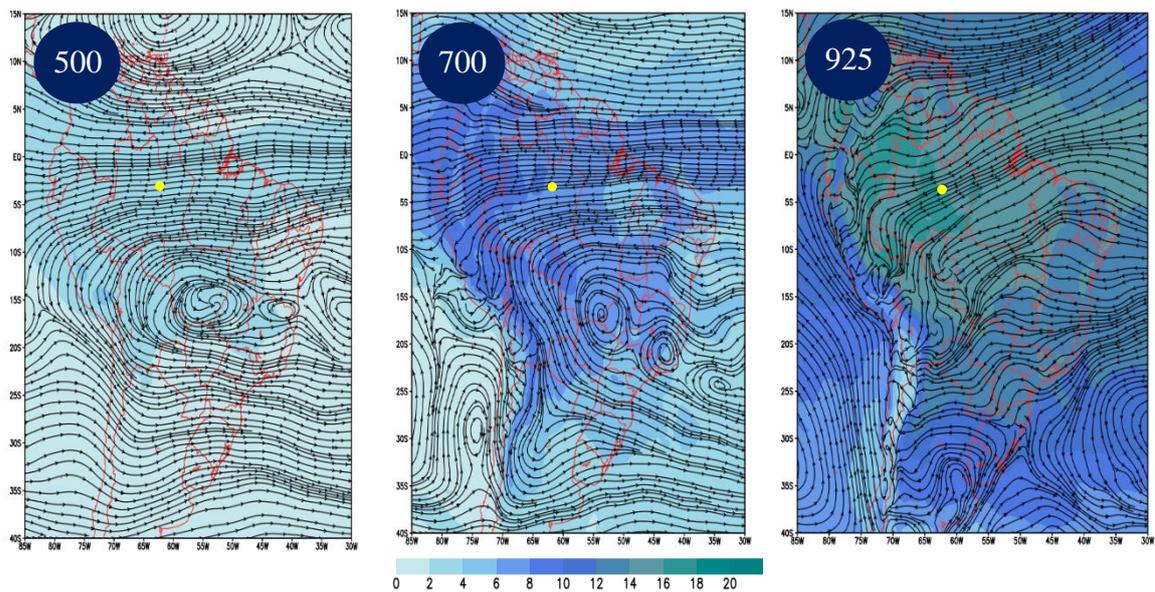


Figura 7. Compostos de ventos em linhas de corrente nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Leste.

### b) Compostos para os eventos de Nordeste

Nos eventos de Nordeste (Figura 8), observa-se um comportamento similar ao ocorrido nos compostos dos eventos de Leste, de forma que o escoamento no nível de 925 hPa é em grande parte de Nordeste do litoral do Amapá/Pará até Tefé. Após essa região, na porção Sul do Estado do Amazonas o escoamento enfraquece e muda de direção (Noroeste). É possível observar a participação majoritária do campo básico nesse escoamento evidenciando também a quase completa homogeneidade da umidade específica ao longo da região Norte, exceto no entorno de Tefé.

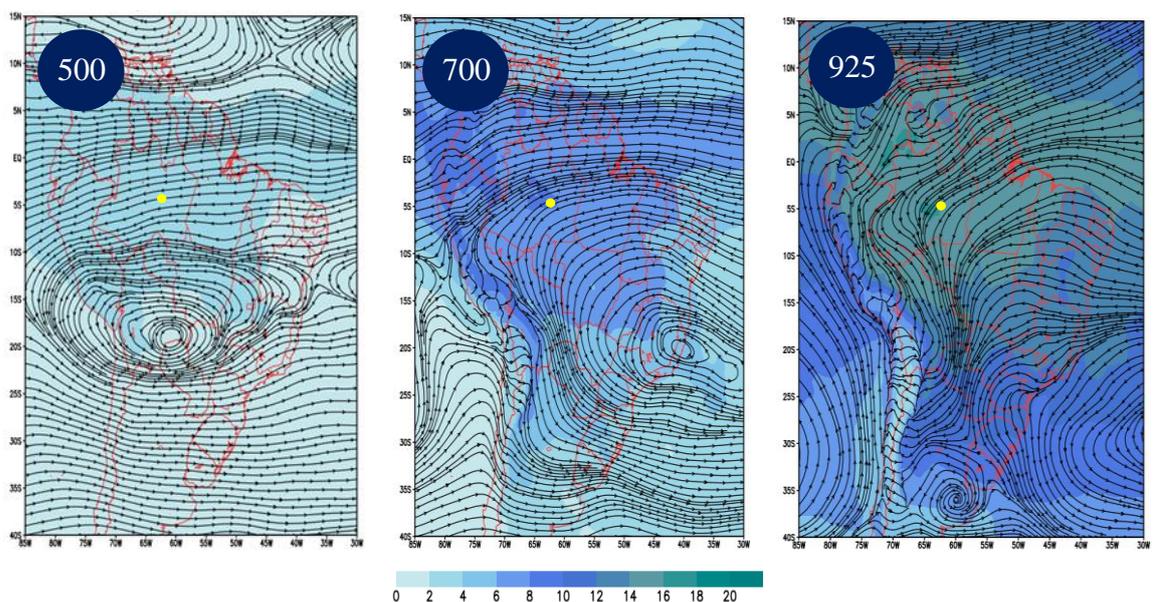


Figura 8. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Nordeste.

### c) Compostos para os eventos de Oeste

Para os eventos do Oeste (Figura 9), o escoamento é mais sinuoso do que demonstrado nos compostos de leste e nordeste. Nos níveis de 500 hPa e 700 hPa é possível identificar uma região com confluência na porção que leva desde Tefé até o extremo Oeste do Amazonas. No entanto, em 925 hPa, esse comportamento não está presente, alterando para Norte. Com base nos compostos de Oeste, os eventos podem ter a direção de propagação determinada a partir dos níveis médios de 500 a 700 hPa. Segundo Chappell (1986) uma célula convectiva tende a se deslocar na direção do vento médio entre 850 e 500 hPa podendo sofrer um pequeno desvio, na direção dos maiores valores de umidade específica observados em níveis baixos (925 hPa). Utilizando esse conceito, Silva Paiva (2000) ao estudar eventos de linhas de tempestades sobre o estado do Rio de Janeiro mostrou que o vento em 700 hPa tem uma boa concordância entre o escoamento médio entre 850 e 500 hPa, podendo, assim, o vento de 700 hPa funcionar como um bom indicador para o vento médio na camada entre 850 e 500 hPa.

Observando que a sul da região de estudo há valores altos de umidade nestes compostos de oeste, isso poderia provocar um pequeno desvio das células convectivas por conta dos valores elevados de umidade específica em 925 hPa. Com um deslocamento de aproximadamente oeste o sistema chega até o raio de visão do radar com características de LI.

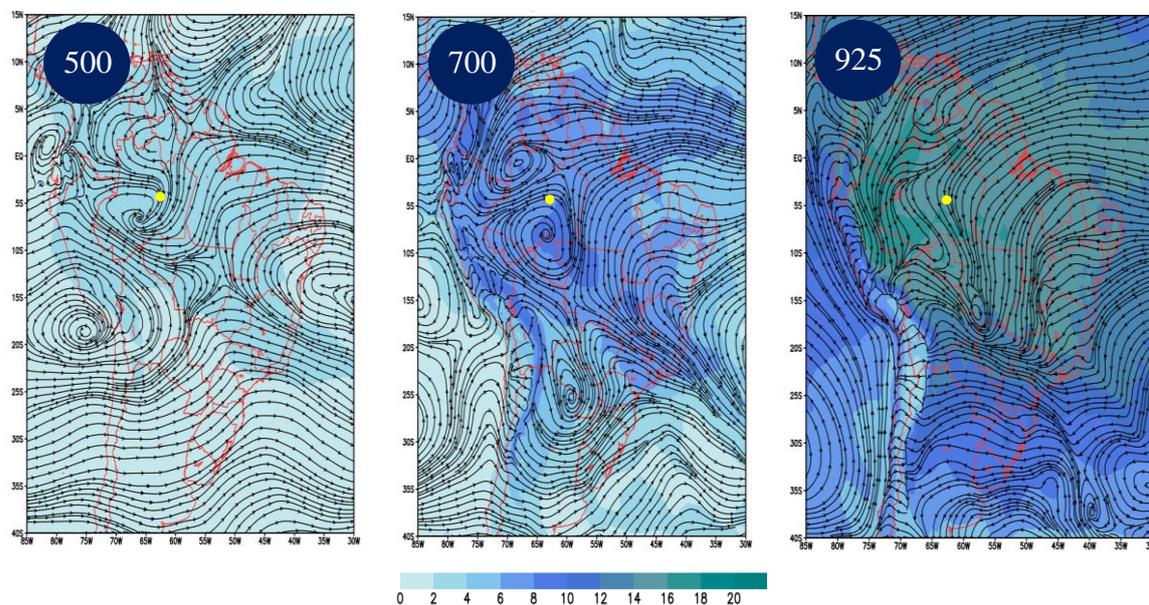


Figura 9. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Oeste.

### d) Compostos para os eventos de Sudeste

Os compostos para os eventos de Sudeste (Figura 10), apresentam configuração parecida com os de Leste e Nordeste nos níveis de 500 e 700 hPa. Em superfície, porém, há um

deslocamento para sul em relação a 700 hPa, junto ao fato de que os maiores valores de umidade específica no Amazonas, localizam-se ao norte do estado.

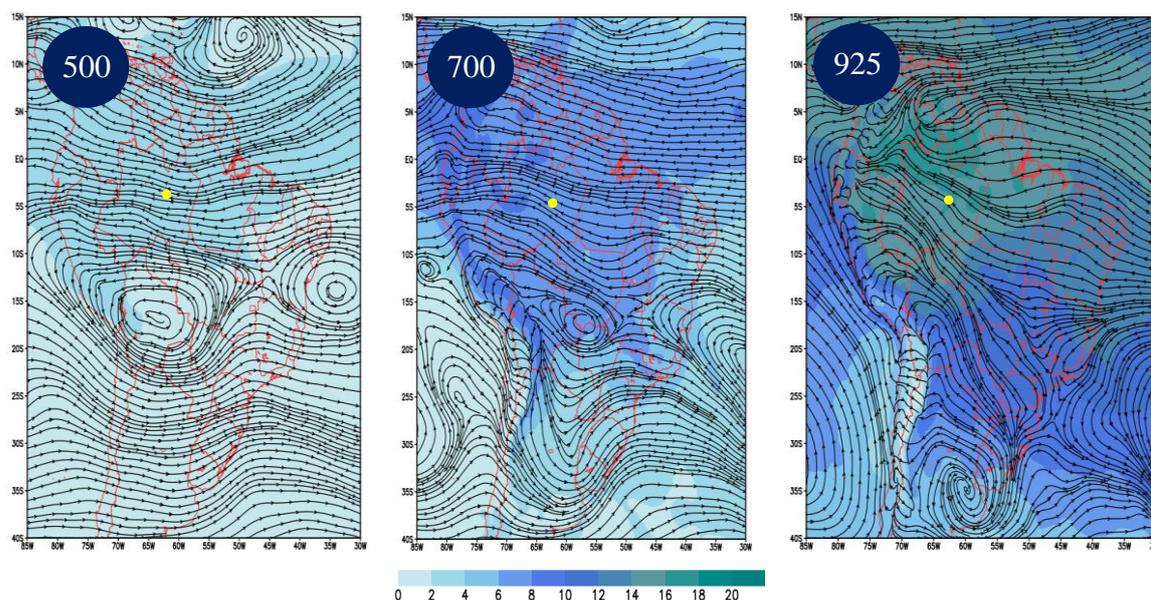


Figura 10. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Sudeste.

#### e) Compostos para os eventos de Norte

Nos compostos de vento e umidade específica para os eventos de Norte, apresentados na Figura 11, observa-se que em 500 hPa a cidade de Tefé está sob influência de um escoamento Norte/Nordeste, que está centralizado na fronteira do estado do Pará com o estado do Mato Grosso. Em 700 hPa e 925hPa, o escoamento é de Leste/Nordeste e os valores máximos de umidade específica surgem justamente nos locais de confluência. Desta forma, apesar de não haver uma componente majoritariamente de norte nos compostos, sugere-se que os eventos de Norte ocorridos nessa região podem ser melhor previstos quando observado o escoamento em 500 hPa.

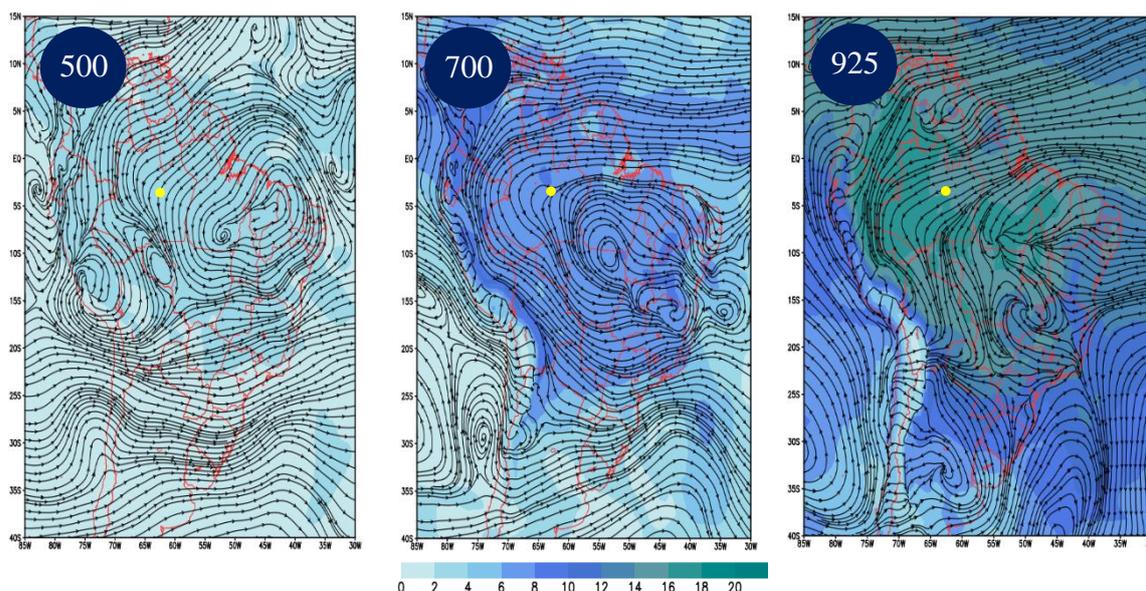


Figura 11. Compostos de ventos nos níveis de 500, 700 e 925 hPa para eventos de Norte.

De acordo com Silva Dias *et al.* (2002), na região Amazônica, as fontes de concentração de núcleos de Nuvem (CCN) durante a estação chuvosa são complexas e ainda não totalmente compreendidas. Seus estudos apontam para uma mudança na direção do vento no período de na transição do final da estação seca para o início da estação chuvosa (por volta do mês de outubro). É importante ressaltar que durante a estação chuvosa na região Amazônica, a atividade convectiva é mais pronunciada, gerando mais precipitação.

Williams *et al.* (2002) analisando a CCN ao longo da estação chuvosa, encontrou que as concentrações são menores no regime oeste. Além disso, este estudo mostra também que durante a transição da estação seca para a chuvosa em Rondônia, os sistemas convectivos são majoritariamente continentais com topos de até 19–20 km.

Viana & Herdies (2018) ao realizarem um estudo de caso sobre a Bacia Amazônica Brasileira, utilizaram a umidade específica, proveniente do ERA-INTERIM, para identificar a incursão de ar frio e seco e localizar o início da onda de frio ocorrida em julho de 2013. Neste estudo os autores salientaram que o campo de vento é predominante de leste e a umidade é abundante, por isso alterações nesses padrões podem indicar possíveis eventos frios na região. Embora haja diferença entre os resultados dos autores e os compostos apresentados neste trabalho, é possível encontrar semelhanças em relação à direção do vento e o comportamento da umidade específica. A diminuição dos valores de umidade específica e o vento que altera de leste-nordeste para sudeste-sul em momentos prévios a onda de frio, por exemplo, pode ser relacionada à Figura 10 que mostra os compostos dos eventos que apresentaram propagação de sudeste. Os valores de umidade específica dos compostos são maiores do que os utilizados por

Viana & Herdies (2018), no entanto nota-se uma região com umidade de 6 a 13 g/kg que sugere a recorrência da entrada de massas de ar frias e secas para os eventos que propagam de sudeste.

Nascimento (2020) mostrou em sua pesquisa que os eventos extremos de 2005 e 2010 afetaram diretamente o padrão das variáveis meteorológicas como por exemplo a umidade específica. No ano de 2010, esta variável apresentou valores maiores se comparada aos anos normais (nos períodos úmido e úmido-seco) fazendo com que a umidade específica permanecesse alta. Acredita-se que isso ocorreu devido o evento de seca em 2010 ter sido imediatamente antecedido pela cheia expressiva de 2009, uma vez que o solo e o lençol freático estavam recém abastecidos. No ano de 2005, a umidade específica reduziu de forma significativa nos períodos seco e seco-úmido em comparação ao período seco de anos normais, que pode ser explicado pelo fato de ter menor índice pluviométrico característico desse período.

De acordo com Webler *et al.* (2013), a umidade específica média é inferior no período seco em comparação ao período úmido. Embora os compostos sejam de eventos agrupados de acordo com a direção de propagação, há a concordância com Webler *et al.* (2013), uma vez que os eventos de propagação de oeste e sudeste ocorrem, na maioria, durante o período seco, conforme delimitados pelo autor. Nos campos compostos de oeste, em 700 hPa a direção do vento parece estar relacionada com o aumento da umidade específica e os compostos de sudeste mostram a forte relação com incursões de ar frio através do sul da bacia amazônica.

### **5.3 Estudos de casos isolados**

Neste tópico serão apresentados estudos de casos isolados, utilizando as imagens do RADAR de Tefé e sua relação com cortes verticais nos campos de velocidade vertical ( $\omega$ ) e umidade específica. Foi escolhido 1 caso de linha para cada uma das 3 direções de deslocamento mais frequentes encontradas, totalizando 3 casos. O Critério para escolha foi relacionado à intensidade da convecção, ou seja, para cada uma das direções de deslocamento das tempestades foi escolhido o caso com maior refletividade apresentada nas imagens do RADAR de Tefé.

#### **a) Refletividade do RADAR de Tefé**

##### **i- Caso de Tempestade com deslocamento de NE para SW**

As Figuras de 12 a 14, mostram os campos de refletividade para os três eventos escolhidos, 27 de outubro de 2010 (I) – Tempestades provenientes de NE, 17 de outubro de 2011 (II) – Tempestades provenientes de W e 11 de novembro de 2011 (III). Os horários

escolhidos para formar as Figuras, seguem a ocorrência deles e a disponibilidade de campos das variáveis de reanálises coletadas.

Na Figura 12 estão representados campos de refletividade CAPPI de 2km de altura para o evento I, de 27 de outubro de 2010. A sequência de campos segue intervalos de uma hora, começando às 16 Z (Figura 12a) e terminando às 18 Z (Figura 12c). A Figura 12d mostra um corte vertical na refletividade do RADAR na latitude de 3,9°S às 18Z (corte marcado por uma linha preta na Figura 12c). O horário das 18:00 Z foi escolhido porque existem dados do ERA-INTERIM para este mesmo horário, de forma que se possa fazer cortes verticais também nas variáveis obtidas desta reanálise, para comparar com este corte vertical nas refletividades do RADAR. A latitude de 3,9°S foi escolhida por fazer um corte vertical em uma das células convectivas intensas, nesse horário de 18Z. Observa-se em azul o alcance da varredura do radar que atinge até 240 km de raio. Segue abaixo das imagens a legenda de refletividade partindo de 0 dBZ até 65 dBZ. No campo a, é possível observar células convectivas espalhadas na porção central, com valores de refletividade chegando a 60 dBZ, a leste de Tefé, na longitude de 64,2° W. Com o passar do tempo as células espalhadas começam a se organizar melhor adquirindo uma forma circular que desloca para a direção Sul. É possível que a intensificação das células tenha relação com a passagem do sistema sobre o Rio Negro e o aquecimento devido ao ciclo diurno. Na Figura 12d é possível verificar que a refletividade máxima (representando a precipitação máxima) se encontra na faixa de longitudes de 64,7°W a 64,9°W (entre os colchetes na cor preta), em acordo com o corte na Figura 12c.

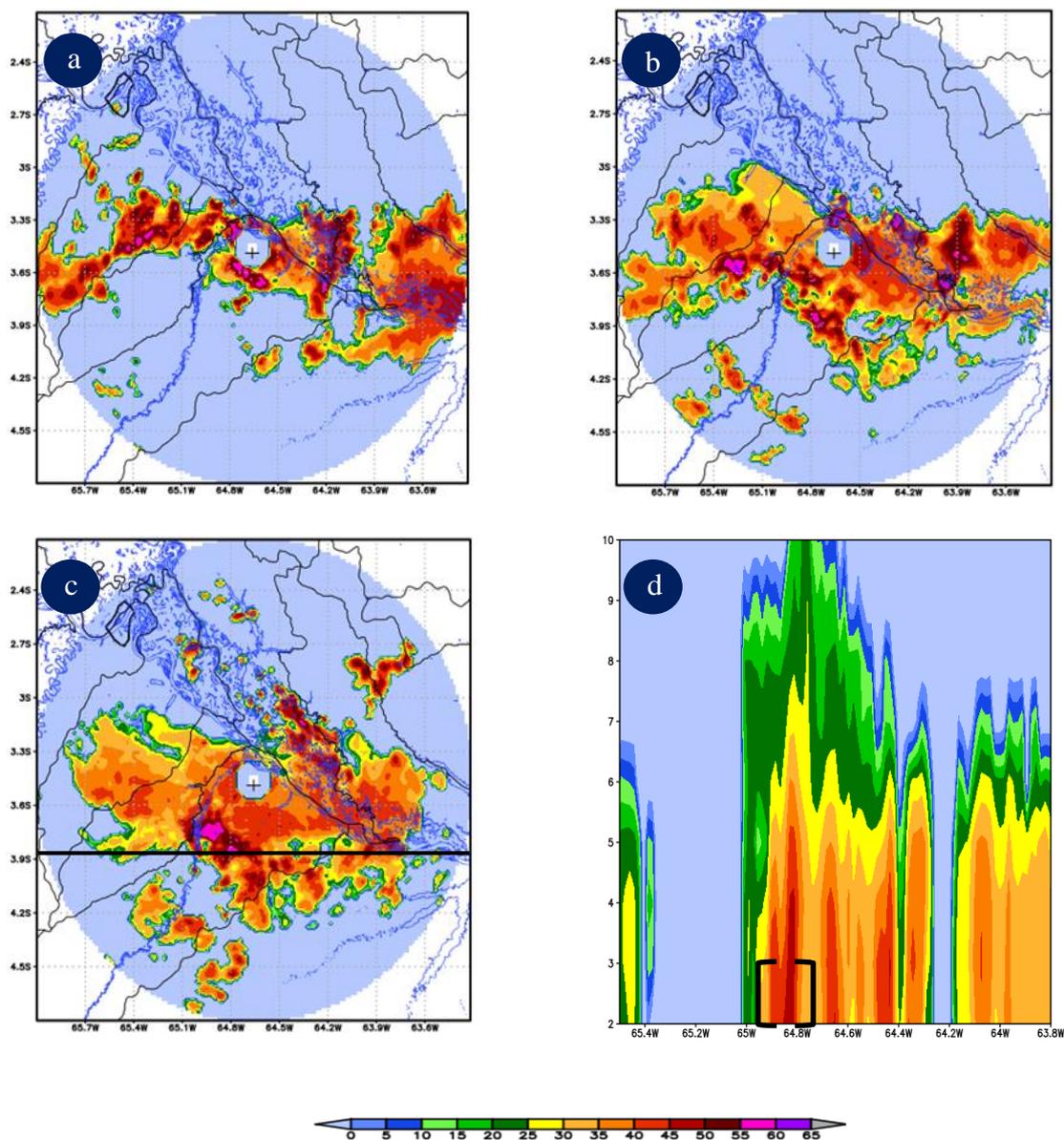


Figura 12. Valores de refletividade para a CAPPI de 2 km de altura (dbz), sobre o município de Tefé-Am do evento de 27/10/2010 para os horários de (a) 16:00 Z, (b) 17:00 Z, (c) 18:00 Z e (d) corte vertical na latitude de 3,9°S às 18:00 Z. A linha preta horizontal na Figura 12c mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ).

## ii- Caso de Tempestade com deslocamento de W para E

Na Figura 13 estão os campos de refletividade para CAPPI de 2 km de altura para o dia 17 de outubro de 2011. Os campos apresentam diferença temporal de 24 minutos, indo de 18:00Z (Figura 13a) até 18:48Z (Figura 13c), o suficiente para o evento ser visualizado na borda da área coberta pelo radar e no final desse tempo chegar até a cidade de Tefé. A Figura 13d mostra um corte vertical na refletividade do RADAR na latitude de 3,6°S às 18:24Z (corte marcado por uma linha preta na Figura 13b). O horário das 18:24Z foi escolhido por ser um horário onde apresentou estruturas verticais de células convectivas mais bem definidas e com refletividade mais intensa, e também porque é um horário próximo a existência de dados do

ERA-INTERIM. Dessa forma pode-se fazer cortes verticais também nas variáveis obtidas desta reanálise, para comparar com este corte vertical nas refletividades do RADAR. Observa-se uma configuração de linha, com valores elevados de refletividade, deslocando-se de Oeste para Leste. Nota-se também que na porção dianteira da linha onde estão os valores mais intensos de refletividade, haviam duas linhas com alinhamento semelhante, no entanto, com valores até 30 dBZ. É importante ressaltar que ao aproximar-se do Rio Negro o evento de sudeste apresenta a intensificação, comportamento similar ao observado na Figura 12. Na Figura 13d é possível verificar que as refletividades máximas chegando ao solo (representando a precipitação máxima) se encontram na faixa de longitudes de 65,3°W a 65,5°W (entre os colchetes na cor preta), em acordo com o corte na Figura 13b.

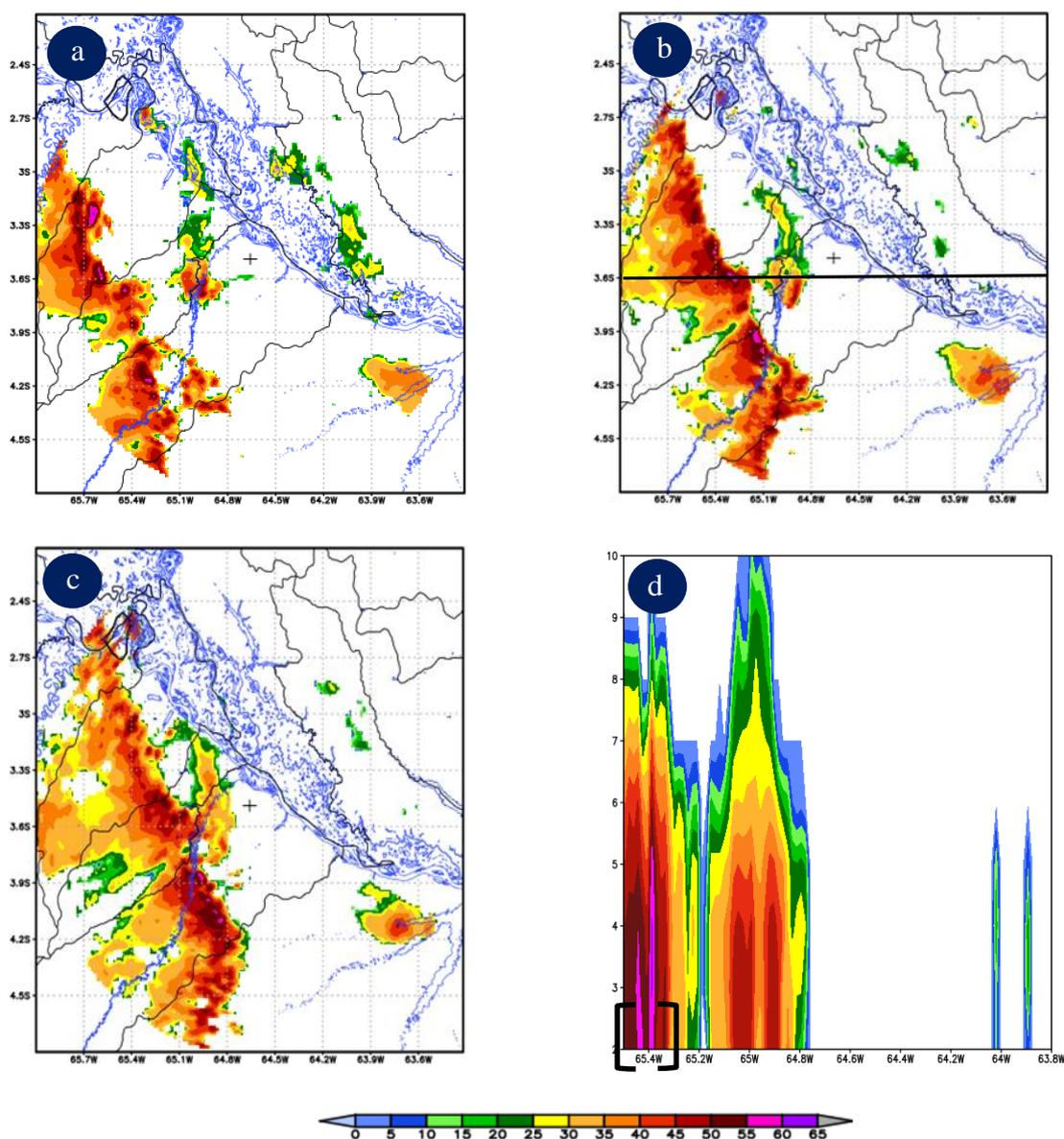


Figura 13. Como na Figura 12, para o evento de 17/10/2011 nos horários de (a) 18:00Z, (b) 18:24Z, (c) 18:48Z, e (d) corte vertical na latitude de 3,6°S às 18:24Z. A linha preta horizontal na Figura 13b mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 60 dBZ).

### **iii- Caso de Tempestade com deslocamento de SE para NW**

A Figura 14, similar as figuras 12 e 13, apresenta a variável refletividade da CAPPI de 2 km de altura do evento de 11 de novembro de 2011. Os horários das figuras vão de 18:12 Z (Figura 14a) até 20:48Z (Figura 14c). A Figura 14d mostra um corte vertical na refletividade do RADAR na latitude de 3,36°S às 18:12Z (corte marcado por uma linha preta na Figura 14a). O horário das 18:12Z foi escolhido por ser um horário onde apresentou algumas estruturas verticais de células convectivas mais bem definidas e por ser o horário mais próximo a um horário onde os dados do ERA-Interim estão disponíveis (18Z). Ao longo dos campos, observa-se um evento misto, composto por mais de um sistema. No primeiro campo sobre o município de Tefé há uma linha com propagação de SE para NW e uma região convectiva a nordeste na margem oposta do Rio Negro. Esses dois sistemas parecem estar interligados, pois após a passagem da linha forma-se uma nova região convectiva sobre a região de estudo. No corte vertical, observa-se convecção ultrapassando aos 10km de altura, e a área de refletividade máxima chegando até o solo (representando precipitação intensa) na faixa de longitudes entre 64,2°W e 64,6°W (entre os colchetes na cor preta), em acordo com o corte mostrado na figura 14a.

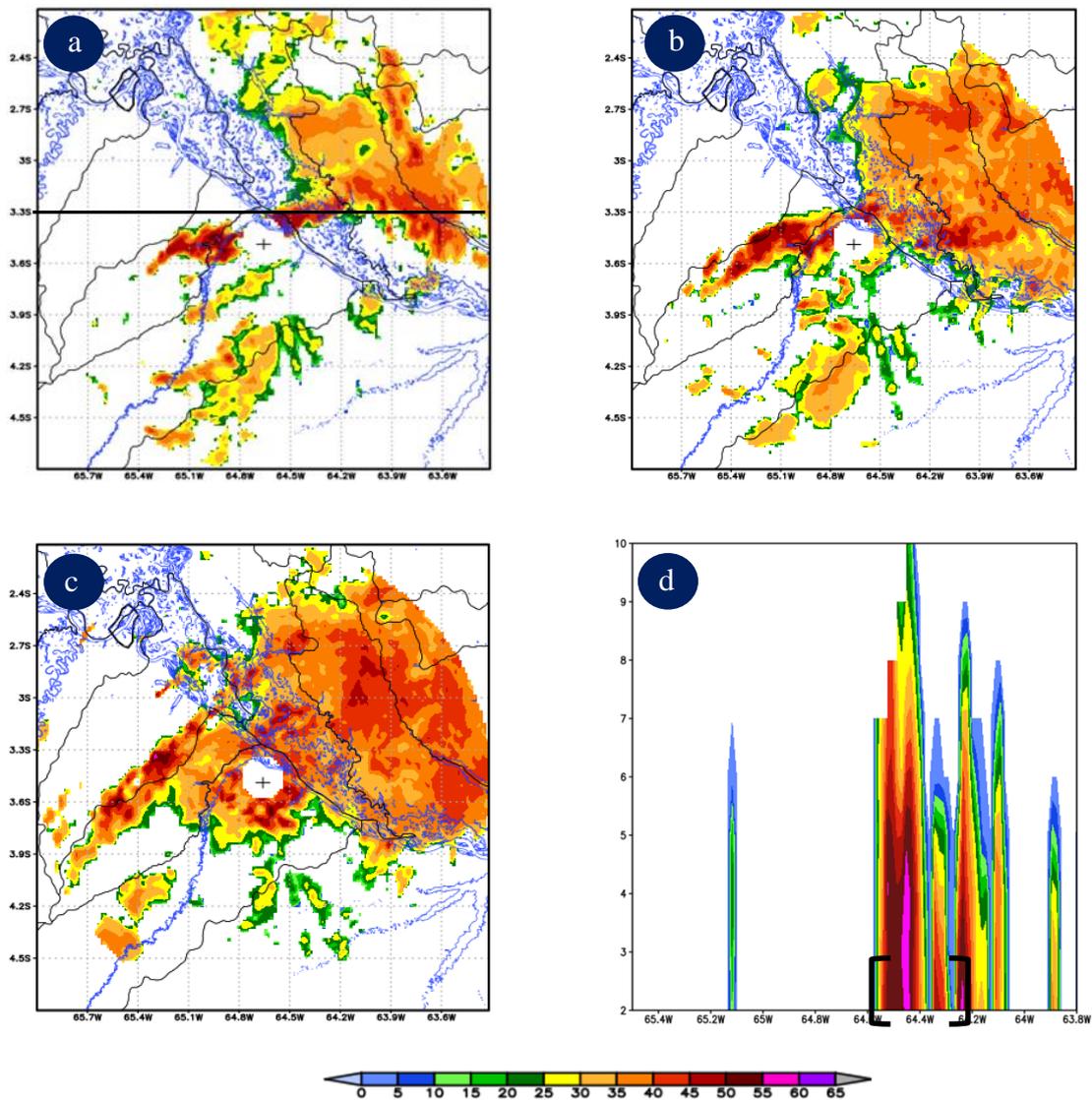


Figura 14. Como na Figura 13, para o evento de 11/11/2011, nos horários de (a) 18:12Z, (b) 19:48Z, (c) 20:48Z e (d) corte vertical na latitude de 3,3°S às 18:12Z. A linha preta horizontal na Figura 14a mostra a posição do corte vertical. Os colchetes pretos em (d) destacam a região de maior convecção e precipitação chegando à superfície (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ).

Na análise dos resultados observou-se que o evento do dia 11 de novembro de 2011 foi o mais intenso (em termos de valores de refletividade do RADAR, ou seja, o que apresentou células convectivas que produziram precipitação mais intensa), provavelmente por haver influência de mais de um sistema atuando, indicado através dos valores elevados de refletividade. Os compostos deste evento agregam nessa conclusão, pois principalmente no recorte da Amazônia Legal há uma intensa atividade convectiva que pode ser identificada através dos valores de umidade específica e do comportamento gráfico da velocidade vertical.

Em relação ao evento I, segundo Espinoza *et al* (2011), as anomalias de temperatura do oceano pacífico podem ter influência na ocorrência de eventos similares no período de

novembro na região central amazônica. Seguindo esse raciocínio, a participação do El Niño e da La Niña, pode ter sido responsável por parte da intensidade, pois predominavam anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico equatorial. É importante salientar que o El Niño apresenta maior variabilidade do que La Niña pois são fenômenos que produzem fortes mudanças na dinâmica geral da atmosfera. Em contrapartida, Marengo *et al.* (2008) e Correia *et al.* (2013), ao estudarem as anomalias de TSM no Pacífico Tropical, encontraram que elas são responsáveis por menos de 40% da precipitação na região Amazônica.

#### **5.4 Estrutura vertical da convecção**

A estrutura vertical de sistemas convectivos será avaliada por cortes verticais nos campos de velocidade vertical ( $\omega$ ) e na umidade específica, eventualmente comparados com os cortes verticais no campo de dBZ do RADAR (Figuras 12d, 13d e 14d).

##### **a) Caso de 27 de outubro de 2010 – Tempestade com deslocamento de NE para SW**

As Figuras 15, 16 e 17 mostram recortes verticais do campo de velocidade vertical e umidade específica para os três eventos. Como esses campos foram gerados a partir de dados do ERA-Interim, os horários disponíveis para obter os dados eram os horários sinóticos (00, 06, 12, 18 UTC), fazendo com que em algumas situações as figuras dos campos estivessem num horário muito distante da real ocorrência de convecção vigorosa observada no RADAR. No eixo vertical tem-se os níveis de pressão de 1000 hPa até 100 hPa e no eixo horizontal o intervalo de longitude de 66° W até 63° W, conforme a extensão de longitude das imagens de refletividade, com a latitude fixada em 3.9° S. A quinta imagem é de um recorte vertical longo num intervalo de longitude de 80° W a 45° W pois esse recorte coloca em evidência a fatia latitudinal em que Tefé está, do extremo oeste da América do Sul, até o limite político da Amazônia Legal (no meio do estado do Maranhão), possibilitando uma visão mais abrangente dos eventos analisados.

Às 18Z foi o horário que o RADAR observou convecção profunda no mesmo horário em que existem dados do ERA-INTERIM disponíveis, nesse Caso 1 (Figura 15d). Os colchetes pretos nessa figura destacam o intervalo de longitudes onde a convecção mais intensa foi observada pelo RADAR (Figura 12d). É possível observar que na mesma faixa onde o radar mostra a convecção mais intensa, existe velocidade vertical ( $\hat{\Omega}$ ) negativa principalmente em baixos níveis atmosféricos, indicando movimento ascendente nessa região, o que é coerente com a convecção profunda mostrada no RADAR (Figura 12d). A Figura 15 também mostra a

estrutura vertical da velocidade ascendente com uma inclinação de oeste (baixos níveis) para leste (altos níveis), indicado pela curva em roxo nas Figuras 15d e 15e. Esse tipo de estrutura vertical de convecção, com inclinação do topo dos Cbs das linhas de tempestades tropicais, para leste com a altura, é comum em linhas provenientes de componente leste, pois nos níveis mais baixos o escoamento é de leste, enquanto nos altos níveis o escoamento básico é de oeste, estando em acordo com o modelo conceitual de Houze (1977), para LIs tropicais/equatoriais (como na Figura 3). A inclinação vai depender principalmente da velocidade e direção dos ventos em altos níveis, e da profundidade da camada com ventos de leste, nos níveis mais baixos.

O grupo inteiro de imagens relacionadas ao evento de 27 de outubro de 2010 (figura 15) mostra que ao longo do dia, movimentos ascendentes e descendentes foram se alternando com a altura, até se configurar uma camada única profunda de movimentos ascendentes no horário em que a linha de convecção se aproximava do radar e registrou a convecção mais intensa observada. A Figura 15e mostra o panorama do composto de velocidade vertical e umidade específica ao longo de toda Amazônia Legal (abrangendo uma faixa de longitudes bem maior), sendo possível notar que há vários lugares em que há movimentos ascendentes. Entretanto o RADAR de Tefé só registra uma faixa que compreende, aproximadamente, entre as longitudes de 63W e 66W (marcada com uma linha lilás na Figura 15e). Sobre a umidade específica, a Figura 15e mostra uma região de valores máximos de umidade específica a leste da posição do RADAR, ultrapassando a  $18 \text{ g.kg}^{-1}$ , (dentro do retângulo vermelho) região esta, de onde a linha de tempestades foi proveniente.

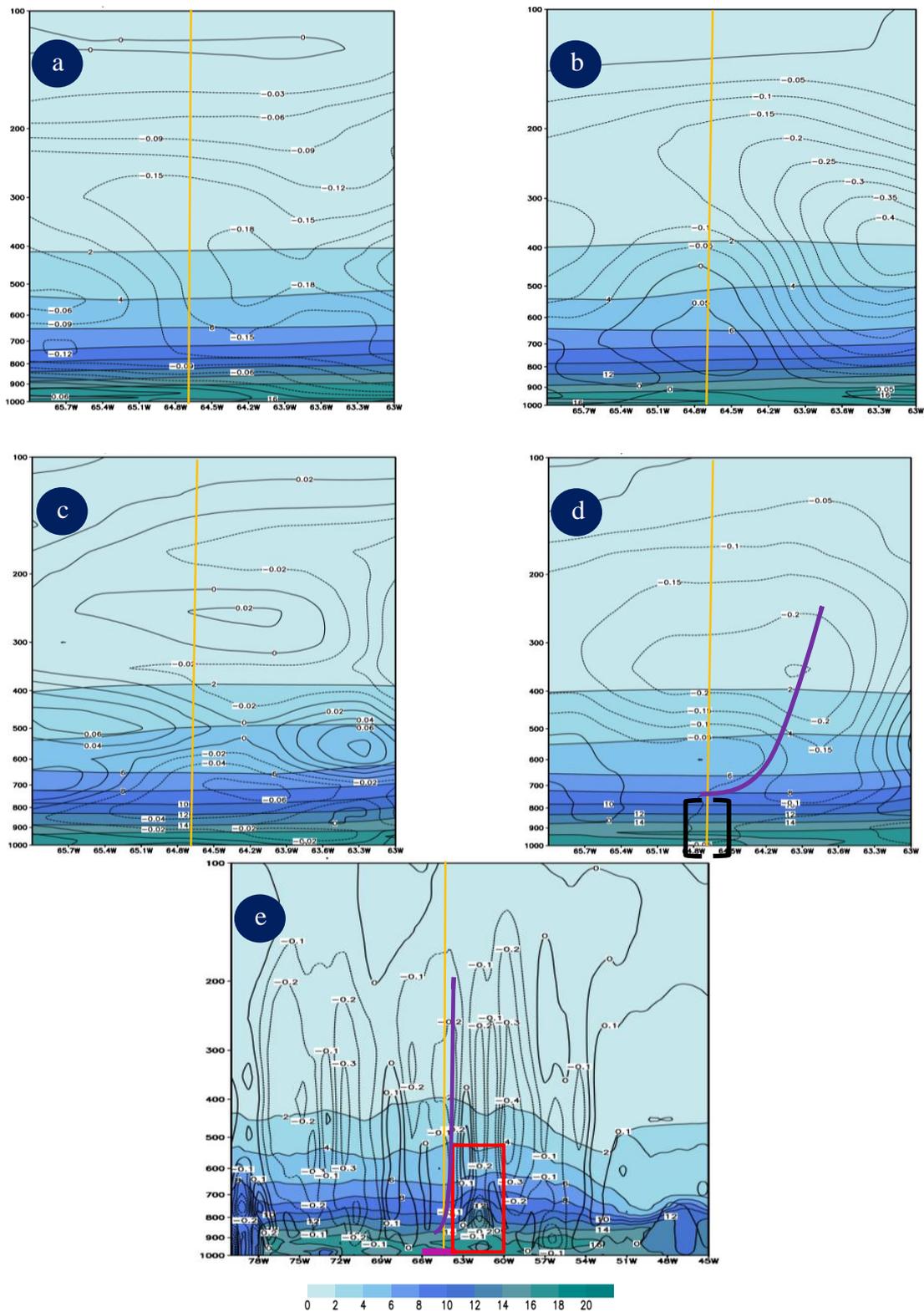


Figura 15. Corte vertical na latitude de  $3,9^{\circ}\text{S}$  nos campos de umidade específica (g/kg, cores) e velocidade vertical  $\hat{\Omega}$  (Pa/s, linhas) para o evento de 27/10/2010 para os horários de (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z, (d) 18Z e (e) 18Z para um domínio maior de longitudes. A linha reta amarela representa a longitude de Tefé e a marcação magenta no eixo horizontal em (e) representa o intervalo aproximado de visão do radar. Os colchetes pretos em (d) destacam as faixas de longitudes de maior convecção e precipitação observadas pelo RADAR (maior dBZ, nesse caso, 55dBZ), no horário mais próximo das 18Z. O retângulo vermelho em (e) mostra uma região de valores máximos de umidade específica nos arredores do RADAR. A curva em cor roxa em (d) e (e) destaca a inclinação vertical, da corrente ascendente, de oeste para leste com a altura.

## **b) Caso de 17 de outubro de 2011 – Tempestade com deslocamento de W para E**

A Figura 16 mostra os cortes verticais para o evento de 17 de outubro de 2011. Sabe-se que eventos de linha de instabilidade severos apresentam um mecanismo de retroalimentação, promovendo o deslocamento do sistema. Na porção dianteira da região convectiva propriamente dita, há a frente de rajada, que promove o levantamento de ar quente e úmido de superfície para a região da base da nuvem, funcionando como “combustível” para intensificar a convecção (CHAPPELL, 1986). De forma similar ao descrito na Figura 3, há na Figura 16e, duas regiões de movimentos ascendentes, um a esquerda e outro à direita da região de estudo, sugerindo possíveis regiões de convecção profunda, podendo indicar sistemas de LI, sendo uma a oeste do RADAR, de onde a LI proveio. Entretanto essa faixa de longitudes não está na área do domínio de visada do RADAR. Há também, no intervalo entre 75 W e 72 W uma camada, em forma de “bolha de ar” bem mais seca que ao seu entorno ao nível da superfície, o que poderia sugerir uma região com a presença de uma mesoalta (alta pressão em mesoescala, formada pelas correntes descendentes provenientes da região de chuva convectiva mais intensa das nuvens Cb). Nessa região as correntes descendentes das tempestades transportam ar mais frio e seco de níveis médios para a superfície, formando pequenas estruturas de ar mais frio e seco, cercadas por ar mais quente e úmido, por todos os lados (retângulo amarelo). Pode-se notar que imediatamente acima dessa região do retângulo amarelo (possível mesoalta) existe um núcleo de velocidade  $\hat{\Omega}$  positiva, indicando ar descendente, e possíveis correntes descendentes, o que está coerente com a dinâmica convectiva de sistemas de Linhas de Instabilidade (HANE, 1986). Vale ressaltar que essas estruturas se encontram a Oeste da posição do RADAR, local de onde a LI foi proveniente, indicando que essa região possuía condições propensas a propagação de tempestades, como LIs.

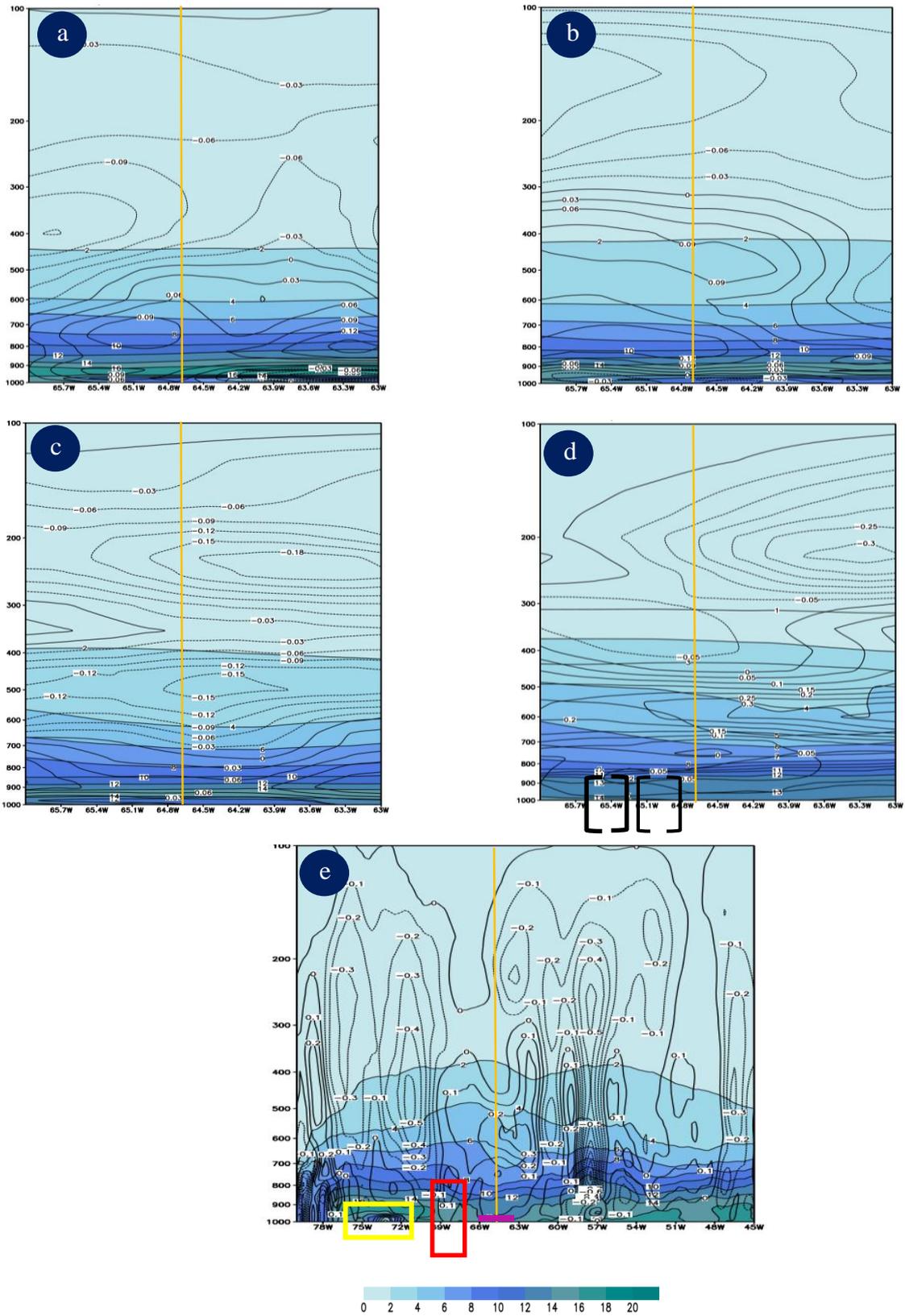


Figura 16. Como na Figura 15, para a data de 17/10/2011 e para um corte vertical na latitude de 3,6°S. O Retângulo amarelo em (e) destaca uma possível presença de mesoalta nessa região (acúmulo de ar mais seco, trazido até a superfície pelas correntes descendentes (ômega positivo).

**c) Caso de 11 de novembro de 2011 – Tempestade com deslocamento de SE para NW**

A Figura 17 mostra o corte vertical para as mesmas variáveis, para o evento de 11 de novembro de 2011. Apesar de o comportamento da velocidade vertical não ser tão intenso quanto o da Figura 16e, a Figura 17 mostra também a atividade convectiva da região, com valores negativos de  $\hat{\Omega}$  atingindo o nível de 200 hPa (Figura 17d), sendo esse movimento ascendente com uma inclinação de oeste (baixos níveis) para leste (altos níveis), indicado pela curva em roxo nas Figuras 17d e 17e. Como mencionado para o primeiro caso, esse tipo de estrutura vertical de convecção, com inclinação do topo dos Cbs na região equatorial/tropical, para leste com a altura, é comum em linhas provenientes de componente leste. Isso ocorre pois nos níveis mais baixos o escoamento é de componente zonal de leste, enquanto nos altos níveis o escoamento básico é de componente zonal de oeste ((HOUZE, 1977), como na figura 3). Como explicado, a inclinação vai depender principalmente da velocidade e direção dos ventos em altos níveis e da profundidade da camada de ventos de componente leste. Nota-se também que em relação aos eventos anteriores, não há valores baixos de umidade específica na superfície (Figura 17e), estando todo o domínio de baixos níveis com muita umidade (na faixa de  $18 \text{ g.kg}^{-1}$ ) e com pouca oscilação ao longo da faixa de latitude, contrastando com o observado no caso anterior (Figura 16d).

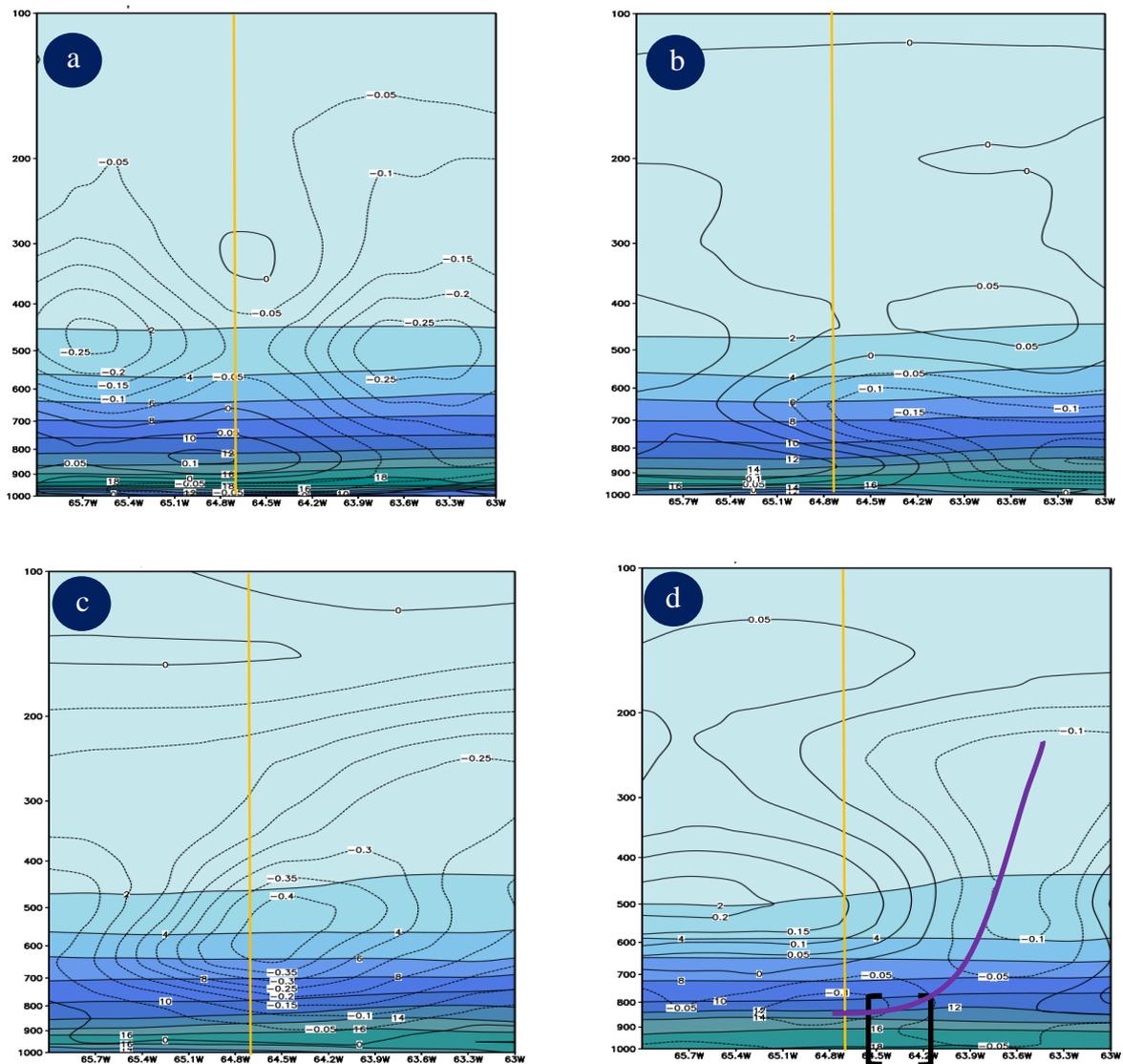


Figura 17. Como na Figura 16, para a data de 11/11/2011 e um corte na latitude 3,3°S. A curva em cor roxa em (d) e (e) destaca a inclinação vertical, da corrente ascendente, de oeste para leste com a altura.

Para o período de dados, este estudo mostrou que a grande maioria das linhas de instabilidades e tempestades que atingem o local de estudo, Tefé, localizada na Amazônia ocidental, são provenientes de Nordeste e Leste, ou seja, de componente leste, como os estudos mais clássicos encontraram ((COHEN, et al., 1995), entre outros). Entretanto tempestades convectivas provenientes de Oeste também ocorrem e, como toda tempestade formada por células convectivas profundas, podem produzir danos e prejuízos (sob forma de chuvas muito intensas, e por vezes, ventos intensos) nos locais onde elas atingem. Ou seja, não podem ser desprezadas apenas por serem a minoria dos casos. Também foi mostrado que tempestades provenientes de Oeste podem ser tão ou mais intensas que as provenientes de Leste e Nordeste, evidenciado pela metodologia de refletividade mínima para qualificar os casos.

Através de compostos dos campos de vento em níveis baixos e médios, verificou-se que a direção de deslocamento das tempestades tem uma grande dependência da direção do vento em 700 hPa, em alguns casos com desvio para a região com maior umidade específica no nível de 925 hPa. Como descrito por Chappell (1986), células convectivas tendem a se deslocar de acordo com a direção do vento médio entre 850 hPa e 500 hPa, sofrendo desvios para regiões onde há maior aporte de ar quente e úmido. Silva Paiva, 2000 e Silva Paiva et al. 2000, em estudos para o estado Rio de Janeiro, verificou que o escoamento em 700 hPa era um bom indicador para o escoamento médio entre 850 hPa e 500hPa, de forma parecida com o que foi encontrado no atual estudo para a região amazônica, com dados de 2008 a 2012. O maior benefício entre utilizar o nível de escoamento como indicador do deslocamento das tempestades ao invés do vento médio entre 2 níveis é que para a previsão de tempo, isso traz ao Meteorologista de centros operacionais a possibilidade de uma boa estimativa apenas com um nível. Entretanto, apenas um estudo muito mais detalhado, com muitos outros casos e em outros períodos, poderá confirmar se esse indicativo é confiável. Com os dados analisados no período estudado, esse trabalho mostrou que as tempestades mais intensas tiveram a tendência de ficarem em acordo com esse indicativo.

Estudos de casos isolados confirmaram que linhas de instabilidade e tempestades observadas pelo RADAR de Tefé, provenientes de Oeste, podem ter intensidade semelhante, ou até maior, em alguns casos, do que as provenientes de Leste e Nordeste. Isso ressalta sua previsão tanto para a região de estudo, como para outras áreas importantes do Estado do Amazonas, como a Capital, Manaus. Segundo Saraiva, J.M.B. (Comunicação pessoal) diversas tempestades intensas que atingem Manaus, e causam prejuízos locais, horas antes são observadas pelo RADAR de Tefé (ou seja, são tempestades provenientes de Oeste), o que já é um auxílio à previsão do tempo também para Manaus. O conhecimento prévio das condições sinóticas associadas a estas tempestades pode ser uma boa contribuição para uma melhora da previsão do tempo também na Capital do Amazonas, assim como mitigação de danos/estragos.

A avaliação da estrutura vertical dos casos de tempestades estudados, via campos verticais de velocidade vertical ( $\omega$ ) e umidade específica, mostraram que, nas tempestades estudadas, houve uma inclinação das células convectivas para leste, com a altura, até pelo menos o nível de 250 hPa, coerente com os modelos conceituais clássicos de Moncrieff e Miller (1976) e Houze (1977) para regiões tropicais/equatoriais, assim como resultados mais recentes encontrados por Alcântara (2011).

Os cortes verticais nesses campos também permitiram a identificação de estruturas de acúmulo de ar seco junto à superfície, imediatamente abaixo de regiões de correntes descendentes, fornecendo um indício forte de que estruturas conhecidas como mesoaltas

(FUJITA, 1963; FUJITA, 1986; DOSWELL III, 2001) se formaram a partir das correntes descendentes de algumas tempestades. Em alguns outros casos, a estrutura de mesoalta não se formou de forma definida, mas é possível observar ar mais seco chegando ao solo, imediatamente abaixo de regiões de movimento descendentes, também concordando com o esperado para regiões de correntes descendentes de células convectivas e tempestades.

## **6. SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS**

Com o objetivo de encontrar mais evidências das linhas que se propagam de oeste na região da bacia amazônica, sugere-se que sejam utilizados outros dados e períodos diferentes para que mais cenários possam ser analisados. A exemplo deste trabalho, quando não há sondagens para que possam ser utilizados os diagramas skew-t, a utilização de reanálises mais modernas como o ERA 5, podem servir como dados para análise direta ou para a geração de campos por meio de simulação numérica. Além disso, é importante analisar também outros períodos mais específicos, como os períodos de seca e úmido, além dos momentos do dia em que os sistemas costumam se desenvolver mais facilmente, que podem ser extraídos deste trabalho preliminar.

## 7. CONCLUSÕES

O presente estudo teve como objetivos estudar a estrutura da convecção na Amazônia Ocidental na região de Tefé-Am entre os anos de 2008 e 2012, mostrando as diferenças entre os SCMs e quais fatores sinóticos tem impacto na direção que esses sistemas se deslocam. As etapas incluíram utilização de dados de radar meteorológico e reanálises na análise dos casos de SCMs para avaliar o padrão sinótico e termodinâmico, ajudando na identificação de um sistema em formação e no entendimento da estrutura vertical dos mais intensos.

Os dias 27 de outubro de 2010, 11 de novembro de 2011 e 17 de outubro de 2011 foram escolhidos como os eventos mais significativos encontrados na série de 2008 a 2012. Dentre o total de eventos, estes dias apresentaram melhor estrutura visual e representaram os eventos mais severos para a cidade de Tefé, como observado a partir da análise dos resultados. O evento do dia 17 de outubro de 2011 se formou a oeste da Bacia Amazônica e teve destaque por conta dos valores de refletividade e da estrutura de linha que apresentou. Eventos que seguem um padrão de deslocamento de Oeste estão associados a momentos sinóticos específicos e por isso não são tão frequentes quanto os que ocorrem na costa do Pará, seguindo o modelo de linha de instabilidade clássica. De acordo com a intensidade, os efeitos nos municípios da região e na metrópole Manaus, podem ter impactos desastrosos. O evento do dia 27 de outubro de 2010 representou sistemas que se aproximam de leste, partes provavelmente das LI clássicas que se deslocaram até Manaus e a partir dali, seguindo o curso dos rios, mudam de nordeste para leste. O terceiro evento escolhido, 11 de novembro de 2011, representou uma porção de eventos que se deslocam de sudeste da Amazônia, normalmente entre o Pará e o Amazonas e que por vezes chega até a região central do Amazonas.

A análise feita com os dados de reanálises e radar meteorológico contribuiu para se obter resultados robustos, tendo como principal vantagem a resolução espacial, dando assim mais detalhes aos resultados. Por meio das reanálises foi possível identificar a recorrência de incursão de massas e ar seco através do sul da Bacia Amazônica e também a região de fonte de umidade existente nos compostos de leste e nordeste, enfatizando a participação da ZCIT na formação das LI que se propagam através da região amazônica. Em conjunto com os dados de radar, a relação entre a intensidade dos eventos e a direção de propagação tornou-se mais clara. Contudo, este estudo reforça a necessidade de utilizar novas ferramentas como imagens de satélites mais atuais e cálculo de índices termodinâmicos para complementar as análises e compreender os SCMs, tendo em vista que a Região Amazônica é abrangente, diversa e

influenciada atmosféricamente pelos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais, desencadeando alterações nos períodos de cheias e várzea. A análise por períodos de seca e úmido, para ajudar a identificar quais tipos de eventos são característicos de cada período é uma sugestão válida para próximos trabalhos. Também há a hipótese de que a energia emitida por um centro urbano pode atuar atraindo ou mesmo intensificando sistemas que estejam passando sobre a localidade, que também deve ser estudada.

Portanto, a continuação e a ampliação do presente estudo são de suma importância para analisar e compreender os fenômenos associados a área de estudo. Bem como, contribuir de forma significativa com os resultados apresentados, a fim de auxiliar futuros trabalhos.



## 8. REFERÊNCIAS

- ADAMS, D., SOUZA, E. P. & COSTA, A. A., 2009. Convecção úmida na Amazônia: implicações para modelagem numérica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. 168-178.
- ALBRECHT, R. I., 2004. *Characteristics of the Precipitating Systems during the 2002 Dry-toWet Field Campaign in the Amazon Region..* Brasília, s.n.
- ALBRECHT, R. I. & SILVA DIAS, M. A. F., 2005. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal. *Acta Amazônica*, Volume vol. 35, pp. p. 175-184.
- ALCÂNTARA, C. R., 2004. Linha de Instabilidade da Amazônia: Estudo de caso e Importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento.. *Ciência e Natura*, Volume v. 33, pp. p. 4708-4723.
- ARAGÃO, J. O. R. d., 1998. O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, Volume v. 27.
- BIASUTTI, M., BATTISTI, D. S., SARACHIK, E. S., 2004. Mechanisms controlling the annual cycle of precipitation in the Tropical Atlantic sector in an Atmospheric GCM. *Journal of Climate*, Volume v. 17, pp. p. 4708-4723.
- BLUESTEIN, H. B., 1993. Observations and theory of weather systems. In: Synoptic - dynamic meteorology in midlatitudes.. Volume v. 2, p. 595p.
- BROWNING, K.A., LUDLAM, F.H., MACKLIN, W.C. (1963), The density and structure of hailstones. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 89: 75-84.
- BYERS, H. R., BRAHAM. R. R., 1949. *The thunderstorms*, Washington D.C.: U.S. Govt. Printing Office.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C. & LIEBMANN, B., 2002. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone.. *Journal of Climate*, Volume v. 15, pp. p. 2377-2394.

CARVALHO, L. M. V., JONES, C. & LIEBMANN, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall.. *Journal of Climate*, Volume v. 17, pp. p. 88-108.

CASARIN, D. P. & KOUSKY, V., 1986. Precipitation anomalies in the southern part of Brazil and variations of the atmospheric circulation. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Volume 1, pp. pp. 83-90.

COHEN, J. P., SILVA DIAS. M. A., F. & NOBRE, C. A., 1995. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. *Monthly Weather Review*, Volume 123.

COHEN, J., SILVA DIAS, M. & NOBRE, C., 1989. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia.. *Climanálise*, pp. 34-40.

CORREIA, F. W. S., MANZI, A. O., CÂNDIDO, L. A., SANTOS, R. M. N. dos, PAULIQUEVIS, T., 2007. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. *Ciência e Cultura*, Volume v. 59, pp. p. 39-43.

COUVREUX, F., GUICHARD, F., REDELSPERGER, J.-L., KIEMLE, C., MASSON, V., LAFORE, J.-P, FLAMANT, C. (2005). Water vapour variability within a convective boundary layer assessed by Large Eddy Simulations and IHOP\_2002 observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 131. 2665-2693.

CUSTÓDIO, D. M., 2012. Mesomóvel: Uma Estação Meteorológica Móvel de Superfície para a Observação de Fenômenos Convectivos Locais.. *Dissertação em mestrado Santa Maria*.

DIXON, M., WIENER. G., 1993. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, p. 785–797.

DO NASCIMENTO, T. S., 2009. Precipitação na Amazônia: análise da variação entre as porções central e ocidental.

ELTAHIR, E. A. B., BRAS, R. L. 1996. Precipitation recycling, *Rev. Geophys.*, 34( 3), 367–378.

ESPINOZA, J. C., RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., JUNQUAS, C., VAUCHEL, P., LAVADO, W., DRAPEAU, G.,POMBOSA, R. (2011), Climate variability and extreme drought in the

upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought, *Geophys. Res. Lett.*, 38

FERREIRA, S. A., GAN, M. A., 2011. Intraseasonal variability in the South American monsoon system.. *Atmospheric Science Letters*, pp. p. 253-260.

FIGLIUOLO, G. C., 2017. Variabilidade de tsm no Atlântico Tropical em respostas às teleconexões de diferentes Enos e seus impactos na precipitação na América do Sul., *Dissertação (Clima e Ambiente (CLIAMB)*, p. 105f.

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

FRITSCH, J. M., KANE, R. J., & CHELIUS, C. R.,1986. The Contribution of Mesoscale Convective Weather Systems to the Warm-Season Precipitation in the United States. *J. Climate Appl. Meteor.*, p. 1333–1345.

FUJITA, T., 1963. Analytical Mesometeorology: A Review. In: Severe Local Storms.. *American Meteorological Society*.

FUJITA, T., 1986. Mesoscale Classifications: Their History and Their Application to Forecasting.. Em: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*.. Boston: s.n.

FU, R., ZHU, B. & DICKINSON, E., 1999. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon?. *Journal of Climate*., p. p. 1306.

GAMACHE, J. F. & HOUZE JR, R. A., 1982. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line.. *Monthly Weather Review*, Volume v. 110, pp. p. 118-135.

GARREAUD, R. D., 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano.. *Monthly Weather Review*, pp. p. 3337-3346.

GARSTANG, M., MASSIE , H. L., Jr., HALVERSON, J., GRECO, S., SCALA, J. (1994). Amazon Coastal Squall Lines. Part I: Structure and Kinematics, *Monthly Weather Review*, 122(4), 608-622

GEORGE, J. J., 1960. *Weather forecasting for aeronautics*, s.l.: Academic press.

- GRECO, S., SWAP, R., GARSTANG, M., ULANSKI, S., SHIPHAM, M., HARRISS, R. C., TALBOT, R., ANDREAE, M. O., ARTAXO, P. (1990), Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, *J. Geophys. Res.*, 95( D10), 17001– 17014
- GRIMM, A. M. & SILVA DIAS, P. L., 1995. Analysis of tropical extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, pp. 3538-3555.
- HALLAK, R., FILHO, A. J. P., 2012. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. 173-206.
- HASTENRATH, S. & HELLER, L., 1977. Dynamics of climatic hazards in northeast. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume v. 103, pp. 77-92.
- HEILMANN, A.; MORALES, C. A. R. 2006. Avaliação Do Sistema De Detecção De Descargas Atmosféricas Em Vlf - Zeus No Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - XIV, Florianópolis. Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- HEISTERMANN, M., COLLIS, S., DIXON, M. J., GIANGRANDE, S., HELMUS, J. J., KELLEY, B., KOISTINEN, J., MICHELSON, D. B., PEURA, M., PFAFF, T., & WOLFF, D. B. The Emergence of Open-Source Software for The Weather Radar Community.. *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 117–128.
- HERDIES, D. L. da SILVA. S. A., SILVA DIAS. M. A. F., FERREIRA, R. N., 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.
- HOREL, J., HAHMANN, A. & GCISLER, J., 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas.. *Journal of Climate*, pp. 1388-1403.
- HOUZE, R. A., J., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- HOUZE, R. A. J., 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, p. 425–461.

- HOUZE, R. A. J., 1993. Mesoscale convective systems. Em: *In Cloud dynamics*. s.l.:Academic Press, pp. p. 334-404.
- HOUZE, R. A. J., 2004. Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*
- KHAIROUTDINOV, M. F. a. R. D. A., 2006. High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land.. *J. Atmos. Sci.*, p. 3421–3436.
- KODAMA, Y. M., 1993. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs.. *J. Meteor. Soc. Japan*, pp. 581-610.
- KOUSKY, V. E., 1980. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil.. *Monthly Weather Review*, pp. p. 488-498.
- KOUSKY, V. E., GAN M., 1981. Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. *Tellus*, pp. 538-551.
- KOUSKY, V. E., MOLION, L. C.. Uma contribuição a climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia (\*). *Acta Amazonica* [online]. 1985, v. 15, n. 3-4
- LAURENT, H., ARAI, N., FOMIN, B. & AUGUSTO, L. & MACHADO, L. & JOSÉ, S. (2002). Wind extraction using satellite images in CPTEC: New version and evaluation with WETAMC/LBA and operational DSA/CPTEC data.
- LENTERS, J. D. e. C. K. H., 1997. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate.. *Journal of Atmospheric Sciences*, p. 656–677.
- LIEBMANN, B., KILADIS, G. N., MARENGO, J., AMBRIZZI, T., & GLICK, J. D. 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, july, pp. p. 1877-1891.
- LIMA, M. A., WILSON, J. W. 2008. Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Monthly Weather Review*, 136, 1847-1864.
- MACHADO, L., LAURENT, H., 2004. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, p. 714–725.

- MACHADO, L. A. T., ROSSOW. W. B., 1993. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, p. 3234–3260.
- MACHADO, L. A. T., DESBOIS, M., & DUVEL, J. 1992. Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, pp. 392-406.
- MACHADO, L. A. T., LAURENT, H., LIMA, A. A., 2002. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. *Journal of Geophysical Research*.
- MARENGO, J. A., 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int J Climatol*, pp. 853-863.
- MARENGO, J. A., NOBRE, C. A., TOMASELLA, J., OYAMA, M. D., SAMPAIO DE OLIVEIRA, G., de OLIVEIRA, R., CAMARGO, H., ALVES, L. M., BROWN, I. F. 2008. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, p. p. 495–516.
- MARTON, E., 2000. Oscilações Intrasazonais Associadas à ZCAS no Sudeste Brasileiro.
- MILLER, R. C., 1972. *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Control (AFGWC)*, s.l.: Air weather Services, U.S. Air Force.
- MOHR, K., ZIPSER. E., 1996. Mesoscale Convective Systems Defined by Their 85-GHz Ice Scattering Signature: Size and Intensity Comparison over Tropical Oceans and Continents. *Mon. Wea. Rev.*, p. 2417–2437.
- MOLION, L. C. B., 1987. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. p.107-117.
- MONCRIEFF, M. W., 2010. The multiscale organization of moist convection and the intersection of weather and climate. *Geophysical Monograph Series*.
- MOURA, M., MEIXNER, F., TREBS, I., ANDREAE, M., DA FONSECA LYRA, R., FILHO, M. 2004. Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. *Acta Amazonica*. 34. 605. 10.1590/S0044-59672004000400012.
- NETO, A. J., 2010. *Estado do Direito Agroambiental Brasileiro*. s.l.:Saraiva.

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

NASCIMENTO, J. S. M., AGUIAR, R. G., FISCHER, G. R., ANDRADE, N. L. R., AGUIAR, L. J. G., WEBLER, A. D. 2020. Mudanças no Uso da Terra na Amazônia Ocidental e a Resposta do Microclima à Ocorrência de Eventos Extremos. *Revista Brasileira de Meteorologia* pp. 135-145.

NOBRE, C. A., MARENGO, J. A. & ARTAXO, P., 2009a. Understanding the Climate of Amazonia: Progress from LBA. Em: *Amazonia and Global Change*. s.l.:Geophysical Monograph Series, pp. 145-147.

NOGUÉS-PAEGLE, J., MO, K. C. 1997. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. *Mon. Wea. Rev.*, p. 279–291.

de OLIVEIRA, A.P., FITZJARRALD, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: II. Linear analysis and modelling. *Boundary-Layer Meteorol* 67, 75–96 (1994).

QUADRO, M. & ABREU, M., 1994. *Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul sobre a América do Sul*. s.l., s.n., pp. 620-623.

REBOITA, M., GAN, M., ROCHA, R. & AMBRIZZI, T., 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. 185-204..

REHBEIN, A., AMBRIZZI, T. & MECHOSO, C. R., 2017. Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*.

RICKENBACH, T., FERREIRA, R. N., HALVERSON, J. & SILVA DIAS, M. A. F., 2002. Modulation of Convection in the Southwestern Amazon Basin by Extratropical Stationary Fronts. *J. of Geoph. Res.*

ROCHA, F. P., ARAVÉQUIA, J. A., RIBEIRO, B. Z. 2016. Estudo de Ciclones e de Padrões de Circulação Atmosférica no Oceano Atlântico Sul Próximo à Costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Dados da Reanálise do Era-Interim. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online]., v. 31, n. 2

- ROCHA, F., 2012. Estudo de caso de dois ciclones tropicais no Oceano Atlântico Sul.
- ROCHA, V., CORREIA, F., TEIXEIRA, P. R., GOMES, W., VERGASTA, L., MOURA, R., TRINDADE, M., PEDROSA, A., SANTOS, J. 2017. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- SALIO, P., NICOLINI, M., ZIPSER, E. J., 2007. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1290–1309
- SARAIVA, I., 2012. Características dos Sistemas Precipitantes Observados via Radar Meteorológico de Manaus. p. 139 pp.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A. & DIAS, P. L. S., 1998. South America. Em: *Meteorology of the southern hemisphere*. s.l.:s.n., pp. 119-139.
- SATYAMURTY, P., P., da COSTA, C. P. W. & MANZI, A. O., 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years.. *Theoretical and Applied Climatology*, pp. p.195-209.
- SILVA DIAS, M. A. F., 133-150. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, p. 1987.
- SILVA DIAS, M. A. F., 2000. Índices de Instabilidade para Previsão de Chuva e Tempestades Severas. REDEMET
- 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., 2002. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. *J. Geophys. Res.*, 107( D20), 8072,
- TAVARES, J. P. N. & MOTA, M. A. S., 2012. Condições Termodinâmicas de Eventos de Precipitação Extrema em Belém-PA durante a Estação Chuvosa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. 207-218.

TENG, H.-F., LEE, C.-S., HSU, H.-H., 2014. Influence of ENSO on formation of tropical cloud clusters and their development into tropical cyclones in the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, p. 9120–9126.

TOMASELLA, J., BORMA, L.S., MARENGO, J.A., RODRIGUEZ, D.A., CUARTAS, L.A., A. NOBRE, C., PRADO, M.C.R. (2011), The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. *Hydrol. Process.*, 25: 1228-1242.

TOMPKINS, A. M., 2001. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. *J. Atmos. Sci.*, p. 529–545.

UVO, C. R. B. & NOBRE, C. A., 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. *Climanálise*, pp. 34-40.

VELASCO, I. & FRITSCH, J., 1987. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, pp. 9591-9613.

VIANA, L. A. H. D., 2018. Estudo de caso de um evento extremo de incursão de ar frio em julho de 2013 sobre a bacia amazônica brasileira. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp. 27-39.

VISSER, P., 2001. The Storm-Structure-Severity method for the identification of convective storm characteristics with conventional weather radar.. *Meteorological Applications*, pp. 1-10.

WILLIAMS, E., ROSENFELD, D., MADDEN, N., GERLACH, J., GEARS, N., ATKINSON, L., DUNNEMANN, N., FROSTROM, G., ANTONIO, M., BIAZON, B., CAMARGO, R., FRANCA, H., GOMES, A., LIMA, M., MACHADO, R., MANHAES, S., NACHTIGALL, L., PIVA, H., QUINTILIANO, W., MACHADO, L., ARTAXO, P., ROBERTS, G., RENNO, N., BLAKESLEE, R., BAILEY, J., BOCCIPPIO, D., BETTS, A., WOLFF, D., ROY, B., HALVERSON, J., RICKENBACH, T., FUENTES, J., AVELINO, E. 2002. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*

WILSON, J. W. & MEGENHARDT, D. L., 1997. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Monthly Weather*, pp. 1507-1525.

