

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

REBECA FONSECA DE OLIVEIRA PEREIRA

**PROPRIEDADES FÍSICAS DA PRECIPITAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DOS
SISTEMAS PRECIPITANTES OBSERVADOS DURANTE O PROJETO CHUVA-
MANAUS E GOAMAZON**

São Paulo

2019

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

REBECA FONSECA DE OLIVEIRA PEREIRA

**PROPRIEDADES FÍSICAS DA PRECIPITAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DOS
SISTEMAS PRECIPITANTES OBSERVADOS DURANTE O PROJETO CHUVA-
MANAUS E GOAMAZON**

Versão Corrigida

(Versão original encontra-se na unidade que aloja o Programa de Pós-graduação)

Dissertação apresentada ao Departamento de
Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo para obtenção do título
de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientadora: Prof^ª Dr^ª Rachel Ifanger Albrecht

São Paulo

2019

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, familiares e amigos pelo apoio e preocupação ao longo desses anos;

À minha orientadora Dr^a Rachel Albrecht, pelo exemplo feminino no meio científico, exemplo de carreira e sucesso profissional. Agradeço também pelos ensinamentos e paciência ao longo dessa jornada;

Ao Dr. Alan Calheiros pelo apoio, ensinamentos e acompanhamento tanto profissional quanto pessoal desde os tempos da graduação;

Ao Projeto CHUVA-Manaus (FAPESP 2009/15235-8) e GoAmazon (DoE ARM Grant SC0006680) pelos dados coletados e processados;

À Vaisala, pela disponibilização dos dados de descargas elétricas detectados pela rede GLD360 ao longo dos dois períodos de experimento;

A CNPq pelo auxílio financeiro nos dois anos de pós-graduação.

E não menos importante, à Deus pela vida e oportunidades de aprendizado.

RESUMO

A região Amazônica apresenta três diferentes tipos de estações caracterizadas pelo acumulado total de precipitação, sendo a estação chuvosa entre os meses de dezembro a maio, a estação seca, entre os meses de junho a novembro e a estação de transição, a qual separa as duas estações citadas acima, entre os meses de setembro de novembro. Assim, tem-se que o número de raios que incidem sobre essa região também acompanha as estações do ano, em que durante os meses de dezembro a fevereiro, a precipitação é dominada por processos de chuva de características quentes e, apresentam uma menor quantidade de raios se comparado com a estação de transição, quando os sistemas convectivos são mais profundos e a precipitação é dominada por processos de gelo. Além das características sinóticas, as variáveis termodinâmicas também exercem um papel importante na formação e intensificação das atividades elétricas durante os dois períodos estudados, em que o período da tarde se mostrou mais propício a formação de precipitação convectiva e conseqüentemente uma maior atividade elétrica, enquanto o período noturno e o alvorecer do dia se mostraram mais propícios a formação de precipitação estratiforme. E, como a região Amazônica é caracterizada por apresentar uma vegetação densa, seguida de campos abertos que servem como pastagem, rios bastante largos e uma grande área urbana, todos esses fatores induzem circulações fechadas termicamente, induzidas pelo gradiente de temperatura da superfície. Essas circulações influenciam diretamente na formação e deslocamento dos sistemas precipitantes nessa região, além da influência nas características de formação das atividades elétricas. Com isso, neste estudo foram observados maiores acumulados de precipitação durante o experimento IOP1, porém, quanto a predominância de atividade elétrica, foram observadas maiores taxas durante o período de experimento do IOP2, principalmente durante o período da tarde, quando há uma maior atividade convectiva. Além disso, os raios do tipo CG se mostraram mais frequentes nas regiões próximas as margens dos rios, enquanto os raios do tipo IC foram registrados com uma maior frequência nas regiões continentais. Além disso, pelas polaridades, notou-se uma predominância de raios CG positivos durante o IOP1, e negativos durante o IOP2, detectados pelas redes GLD360 e LINET. Com relação ao algoritmo ForTraCC, concluiu-se que para os sistemas precipitantes que se deslocaram de nordeste (NE) e respeitaram os limiares de tempo de duração e tamanho, as tempestades apresentaram-se mais frequentes durante o IOP2, com características convectivas, enquanto no IOP1 as características estratiformes foram predominantes.

Palavras-chave: Precipitação, descargas elétricas, Manaus.

ABSTRACT

The Amazon region presents three different types of seasons characterized by total accumulation of rainfall, with the rainy season from December to May, the dry season, between June and November, and the transition season, which separates the two stations mentioned above, between the months of September of November. Thus, it is observed that the number of lightnings that affect this region also accompanies the seasons, during which during the months of December to February precipitation is dominated by rainfall processes with warm characteristics and, lightnings compared to the transition season when convective systems are deeper and precipitation is dominated by ice processes. In addition to the synoptic characteristics, thermodynamic variables also play an important role in the formation and intensification of electrical activities during the two periods studied, in which the afternoon period was more conducive to the formation of convective precipitation and, consequently, a greater electrical activity, while nocturnal period and the dawn of the day were more favorable to the formation of stratiform precipitation. And because the Amazon region is characterized by dense vegetation, followed by open fields that serve as pasture, fairly wide rivers and a large urban area, all these factors induce thermally closed circulations, induced by the temperature difference of the surface. These circulations directly influence the formation and displacement of precipitating systems in this region, as well as the influence on the formation characteristics of the electric activities. In this study, higher accumulations of precipitation were observed during the IOP1 experiment, however, as for the predominance of electric activity, higher rates were observed during the IOP2 experiment period, mainly during the afternoon, when there is a higher convective activity. In addition, CG-type of lightning were more frequent in regions near river banks, whereas IC-type of lightning were recorded more frequently in continental regions, where upward currents are less intense. Moreover, by the polarities, a predominance of GC positive during IOP1, and negative during IOP2, detected by the GLD360 and LINET networks was observed. It was concluded that for the precipitating systems that moved northeast (NE) and observed the duration and size thresholds, the storms were more frequent during the IOP2, with convective characteristics, in IOP1 the stratiform characteristics were predominant.

Key words: Precipitation, lightning, Manaus.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: (a) Conceito de camada elétrica dupla: parte de uma gota de água está ilustrada, com sua camada elétrica dupla na interface com o ar. Transferência de massa/carga através da camada quase-líquida (QLL) durante a colisão entre duas partículas de gelo no caso do rimer (partícula maior) estar (b) crescendo por difusão de vapor e (c) evaporação.....4
- Figura 2: (a) Ilustração do carregamento indutivo durante a colisão entre partículas de gelo. (a) Antes da colisão, as partículas de gelo não possuem excesso de cargas, mas tem sua camada dupla polarizada pela presença de um forte campo elétrico. (b) Após a colisão, a partícula menor cede cargas elétricas negativas para a partícula maior, resultando em uma partícula maior carregada negativamente e uma partícula menor carregada negativamente e que é carregada pela corrente ascendente a níveis mais altos dentro da nuvem.....5
- Figura 3: Modelo conceitual da estrutura de cargas elétricas de uma tempestade isolada, madura. Quatro regiões de cargas são comumente encontradas na região de corrente ascendente convectiva e pelo menos seis regiões de cargas são observadas fora da região convectiva. As bigornas anterior e posterior geralmente contêm cargas positivas e são blindadas com camadas carregadas negativamente.6
- Figura 4: Distribuição do acumulado anual em toda a Região Amazônica. (a) total anual; (b) dezembro-janeiro-fevereiro; (c) março-abril-maio; (d) junho-julho-agosto; e (e) setembro-outubro-novembro.....7
- Figura 5: Ilustração da Hipótese do Aerossol no controle de precipitação e eletrificação do sistema desenvolvido em diferentes ambientes.12
- Figura 6: (a) Representação espacial da região de estudo e (b) zoom sobre a Região Metropolitana de Manaus, destacando a área urbanizada, vegetação, áreas desmatadas e rios largos (Solimões, Manacapuru, Negro, Amazonas e Madeira). Os quadrados azuis são os sítios do experimento GoAmazon (T0a – fora da área da figura da direita, T0e, T0t, T0k, T1, T2 e T3), losangos amarelos são a localização dos sensores de raios da LINET, e o círculo vermelho representa a área de 240 km de raio ao redor do radar de Manaus do SIPAM (3,15°S; 60°W). A figura (a) está centrada no radar banda-S do SIPAM – na marca “X” em vermelho na figura (b), abrangendo uma área de $\pm 3^\circ$ ao redor deste.16

Figura 7: Mapas da região de estudo com relação a (a) distribuição dos tipos de cobertura do solo encontradas na bacia, além da (b) divisão das áreas que exercem diferentes influências na formação e desenvolvimento dos sistemas precipitantes atuantes na região.....	16
Figura 8: Foto do sensor LINET.....	20
Figura 9: (a) Curva de ΔZ (eq. 6) que define a separação entre convectivo e estratiforme pela estrutura horizontal e (b) área de influência de um pixel classificado como convectivo.	26
Figura 10: Representação gráfica das relações Z-R de precipitação convectiva e estratiforme encontradas pelos estudos de Joss e Waldvogel (1970) e Steiner et al. (1995).....	28
Figura 11: Rosa dos ventos para o Aeroporto de Ponta Pelada (Manaus – AM), durante os experimentos do IOP1 e IOP2, para os períodos (a e c) Diurno e (b e d) Noturno.	33
Figura 12: Rosa dos ventos para sítio T2 do experimento Projeto CHUVA, durante os experimentos do IOP1 e IOP2, para os períodos (a e c) Diurno e (b e d) Noturno.	35
Figura 13: Distribuição das variáveis (a) altura da base da nuvem (h_{NCL} – em metros); (b) altura da isoterma de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($h_{T=0^{\circ}\text{C}}$ – em metros) e; (c) espessura da camada quente (ECQ – em metros). Os períodos de estudo estão indicados dentro dos retângulos azuis, com o primeiro retângulo referente ao período do IOP1 e o segundo, ao IOP2, calculadas usando as radiossondagens do sítio T3 nos três horários indicados: 08, 11h e 14 hora local.....	38
Figura 14: Idem à Figura 13, exceto para as variáveis (a) CAPE (J/kg); e (b) CINE (J/kg)..	39
Figura 15: Mapas de precipitação acumulada (mm/dia) durante o experimento do IOP1 e IOP2 para a região da Bacia Amazônica. Linhas sólidas pretas delimitam as fronteiras dos rios....	42
Figura 16: Mapas de precipitação acumuladas (mm) convectivas (a-b) e estratiformes (c-d) durante o experimento do IOP1 e IOP2 para a região da Bacia Amazônica.	43
Figura 17: Acumulados de precipitação diária, tanto do tipo convectivo quanto do tipo estratiforme, para os dois períodos de experimento, IOP1 (acima) e IOP2 (abaixo).	44
Figura 18: Perfis verticais médios de refletividade do radar para a precipitação convectiva e estratiforme de cada IOP, sobre cada uma das oito regiões de estudo definidas na Figura 7..	45
Figura 19: Mapas da densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$) durante o experimento do IOP1 e IOP2, detectadas pelas redes (a) GLD360 – IOP1, (b) GLD360 – IOP2, (c) STARNET – IOP1, (d) STARNET – IOP2 e (e) LINET – IOP2 . Linhas pretas indicam a localização dos rios Negro, Solimões e Amazonas.....	48

Figura 20: Idem à Figura 19, exceto para raios do tipo (a) Nuvem-Solo (CG) e (b) Intra-Nuvem (IC) durante o período de experimento do IOP2, detectados pela rede de sensores LINET. Linhas pretas indicam a localização dos rios Negro, Solimões e Amazonas.	50
Figura 21: Mapa do percentual dos raios do tipo Nuvem-Solo (CG) durante o período IOP2, detectados pela rede LINET.....	51
Figura 22: Idem à Figura 19, exceto para raios do tipo Nuvem-Solo de polaridade positiva (+CG), detectados pelas redes de sensores GLD360 tanto no período do (a) IOP1 quanto no (b) IOP2, e rede LINET apenas no período do (c) IOP2.....	52
Figura 23: Idem à Figura 19, exceto para raios do tipo Nuvem-Solo de polaridade negativa (–CG).....	54
Figura 24: Mapas dos percentuais de raios do tipo nuvem-solo e de polaridade positiva (+CG), detectados pela rede GLD360 durante o período do (a) IOP1 e (b) IOP2, e pela rede LINET apenas durante o período (c) IOP2.....	55
Figura 25: Atividade elétrica diária dos raios do tipo CG ao longo do período de experimento IOP1, para as redes de detecção STARNET (acima) e GLD360 (abaixo). A última rede apresenta também a diferenciação entre a polaridade dos raios CG detectados: +CGs em preto e –CGs em cinza.	57
Figura 26: Distribuição da atividade elétrica diária dos raios do tipo CG ao longo do período de experimento IOP2, para as redes de detecção STARNET (primeiro), GLD360 (segundo) e LINET (terceiro). As duas últimas redes apresentam também uma diferenciação entre a polaridade dos raios CG detectados, em que os positivos estão indicados pelas cores mais escuras (CG+), e os negativos estão indicados pelas cores mais claras (CG-). A rede LINET também detecta os raios do tipo IC, apresentados no último gráfico.	58
Figura 27: Ciclo diurno da taxa de raios (strokes/h), durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2, para as redes de detecção STARNET, GLD360, com diferenciação das polaridades dos raios CG, e LINET também com diferenciação das polaridades, além da distribuição dos raios do tipo IC.	59
Figura 28: Distribuição espacial da taxa de atividade elétrica horária (strokes/h) ao longo do ciclo diurno, detectada pela rede STARNET durante o (a) IOP1 e (b) IOP2. Linhas magenta delineiam as fronteiras das regiões de estudo da Figura 7.....	61

Figura 29: Ciclo diurno da densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$), durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2, detectados pela rede STARNET, para as oito regiões de estudo delimitadas na Figura 7.....	63
Figura 30: Ciclo diurno do perfil vertical da atividade elétrica de raios IC detectada pela rede LINET ao longo do período de experimento IOP2, sobre as oito regiões de estudo da Figura 7.	65
Figura 31: Deslocamento dos sistemas classificados como tempestades (TP) e não-tempestades (NTP) rastreadas pelo ForTraCC ao longo de cada IOP, com deslocamento preferencial de NE, isto é, tempestades de nordeste (TPNE) e não-tempestades de NE (NTPNE) destacadas em preto. Círculos representam a posição inicial de cada sistema e, as linhas de trajetória indicam a direção de propagação. Os rios estão indicados em azul claro e as áreas de estudo (Figura 7) estão demarcadas para referência.....	68
Figura 32: Área máxima (km^2) dos sistemas precipitantes com deslocamento predominante de NE classificados como não-tempestades (NTPNE) e tempestades (TPNE) durante o período do IOP1 e IOP2.....	69
Figura 33: Idem à Figura 32, exceto para tempo de vida (horas).	70
Figura 34: Idem à Figura 32, exceto para máxima fração convectiva (km^2).	71
Figura 35: Idem à Figura 32, exceto para refletividade máxima (dBZ).	72
Figura 36: Idem à Figura 32, exceto para máxima taxa de precipitação (mm/h).	73
Figura 37: Idem à Figura 32, exceto para conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL- kg/m^2).	74
Figura 38: Idem à Figura 32, exceto para taxa de raios (TR, strokes/min) detectadas pela rede de sensors GLD360.....	75
Figura 39: Dados de descargas elétricas resultantes da rede LINET, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, nos horários indicados nas figuras: 1800, 1848, 1912 e 2000 UTC. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.	77

Figura 40: Rosa dos ventos de acordo com os dados das estações do Aeroporto de Ponta Pelada, nos períodos (a) diurno e (b) noturno, assim como os dados do sítio T2, também durante os períodos (c) diurno e (d) noturno.	78
Figura 41: Representação da (a) máxima refletividade calculada pelo Radar SIPAM em 3 km para o Sistema Norte (em azul) e Sistema Sul (em vermelho) e, (b) o comportamento da atividade elétrica detectada pela rede e LINET para cada sistema.	81
Figura 42: Corte latitudinal (indicados na Figura 39) do produto CAPPI da refletividade do radar SIPAM e dados de descargas elétricas da rede LINET, para o dia 08 de setembro de 2014, nas latitudes e horários indicados nas figuras. As descargas elétricas do tipo Intra-Nuvem (IC) estão representadas pelos pontos em preto, e as descargas elétricas do tipo Nuvem Solo (CG) estão representadas pelos traços em vermelho. Linhas tracejadas representam as isotermas de 0°C, -10°C, -20°C e -40°C. As caixas em vermelho representam a área delimitada pelo sistema na Figura 39.	83
Figura 43: Idem à Figura 42, exceto para corte longitudinal. As caixas em azul representam a área delimitada pelo sistema na Figura 39.	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Valores de CAPE de acordo com o potencial de formação de tempestades, baseado nos estudos de Nascimento (2005).	23
Tabela 2- Porcentagem do número de pixels precipitantes e total de precipitação acumulada do tipo convectivo e estratiforme durante cada IOP.	45
Tabela 3 – Número total de strokes e a porcentagem dos mesmos detectados por cada rede de sensores de raios, GLD360, STARNET e LINET durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2. A distinção das polaridades foi realizada pelas redes GLD360 e LINET, assim como a distinção dos tipos IC e CG apenas pela LINET e para o período do IOP2.	56
Tabela 4 – Distribuição de número total de famílias de sistemas precipitantes identificados pelo ForTraCC e então selecionadas para análise de acordo com os critérios de tempo de vida, área e atividade elétrica.	67

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>UHI</i>	–	<i>do inglês Urban Heat Island</i>
<i>CG</i>	–	<i>do inglês Cloud – Ground</i>
<i>IC</i>	–	<i>do inglês Intra-Cloud</i>
<i>CAPE</i>	–	<i>do inglês Convective Available Potential Energy</i>
<i>CINE</i>	–	<i>do inglês Convective Inhibition Energy</i>
<i>NCL</i>	–	<i>Nível de Condensação por Levantamento</i>
<i>QQL</i>	–	<i>do inglês Quase-Liquid Layer</i>
<i>ZCIT</i>	–	<i>Zona de Convergência Intertropical</i>
<i>ZCAS</i>	–	<i>Zona de Convergência do Atlântico Sul</i>
<i>SCM</i>	–	<i>Sistemas Convectivos de Mesoescala</i>
<i>CCN</i>	–	<i>do inglês Cloud Condensation Nuclei</i>
<i>ECQ</i>	–	<i>Espessura da Camada Quente</i>
<i>IOP</i>	–	<i>do inglês Intensive Operation Period</i>
<i>SIPAM</i>	–	<i>Sistema de Proteção da Amazônia</i>
<i>SBMN</i>	–	<i>Aeroporto de Ponta Pelada</i>
<i>NOAA/ISD</i>	–	<i>National Climatic Data Center’s Integrated Surface Database</i>
<i>CAPPI</i>	–	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
<i>ARM</i>	–	<i>Atmospheric Radiation Measurement</i>
<i>LINET</i>	–	<i>Lightning NETWORK</i>
<i>STARNET</i>	–	<i>Sferics Timing Ranging Network</i>
<i>GLD</i>	–	<i>Global Lightning Dataset</i>
<i>STORM-T</i>	–	<i>Laboratório de Sensoriamento Remoto Meteorológico de Tempestades</i>
<i>IAG</i>	–	<i>Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas</i>
<i>USP</i>	–	<i>Universidade de São Paulo</i>
<i>VLW</i>	–	<i>Very Low Frequency</i>
<i>LF</i>	–	<i>Low Frequency</i>
<i>ATD</i>	–	<i>do inglês Arrival Time Difference</i>
<i>HL</i>	–	<i>Horário Local</i>
<i>NEL</i>	–	<i>Nível de Equilíbrio por Empuxo</i>
<i>UR</i>	–	<i>Umidade Relativa</i>
<i>w</i>	–	<i>Velocidade Vertical</i>

V_t	–	<i>Velocidade Terminal da Precipitação</i>
Z_{bg}	–	<i>do inglês Background Reflectivity</i>
Z	–	<i>Refletividade do radar</i>
R	–	<i>Taxa de Precipitação</i>
VIL	–	<i>Líquido Integrado Verticalmente – do inglês Vertically Integrated Liquid</i>
<i>ForTraCC</i>	–	<i>Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters</i>
T_b	–	<i>Temperatura de brilho</i>
SC	–	<i>Sistemas Convectivos</i>
CC	–	<i>Célula Convectiva</i>
h_{NCL}	–	<i>Altura da base da nuvem</i>
CLP	–	<i>Camada Limite Planetária</i>

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO e JUSTIFICATIVA	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. <i>Processos de eletrificação das nuvens e seus tipos de descargas elétricas.....</i>	<i>3</i>
2.2. <i>Regime de precipitação e circulações fechadas presentes na Amazônia</i>	<i>7</i>
2.3. <i>Influência dos Aerossóis e Termodinâmica na Convecção Amazônica</i>	<i>10</i>
3. DADOS	14
3.1. <i>Dados de estação meteorológica e radiossondagem</i>	<i>17</i>
3.2. <i>Radar Banda S – SIPAM</i>	<i>17</i>
3.3. <i>Dados de Descargas Elétricas em Superfície</i>	<i>18</i>
3.3.1. <i>Rede STARNET</i>	<i>18</i>
3.3.2. <i>Rede GLD360</i>	<i>19</i>
3.3.3. <i>Rede LINET</i>	<i>20</i>
4. METODOLOGIA	21
4.1. <i>Rosa dos Ventos</i>	<i>21</i>
4.2. <i>Variáveis termodinâmicas</i>	<i>22</i>
4.3. <i>Variáveis de precipitação e atividade elétrica.....</i>	<i>24</i>
4.3.1. <i>Classificação da precipitação em Convectiva e Estratiforme</i>	<i>24</i>
4.3.2. <i>. Conteúdo de água líquida integrado verticalmente - VIL (Vertically Integrated Liquid) 28</i>	
4.4. <i>. Algoritmo de rastreamento ForTraCC</i>	<i>29</i>
5. RESULTADOS	31
5.1. <i>Vento em superfície e circulações fechadas de brisas de rio e terrestre</i>	<i>31</i>
5.2. <i>Ambiente termodinâmico</i>	<i>36</i>
5.3. <i>Distribuição espacial e temporal da precipitação e atividade elétrica</i>	<i>40</i>
5.3.1. <i>Precipitação</i>	<i>40</i>
5.3.2. <i>Atividade elétrica.....</i>	<i>47</i>
5.4. <i>. Características gerais dos Sistemas Convectivos rastreados pelo Algoritmo ForTraCC 65</i>	
5.5. <i>. Estudo de Caso: 08 de setembro de 2014</i>	<i>75</i>

6. CONCLUSÕES.....	87
7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	92
REFERÊNCIAS	93
ANEXO I	104

1. INTRODUÇÃO e JUSTIFICATIVA

Recentemente, vários autores têm mostrado que a atividade antrópica tem alterado a circulação atmosférica local, a distribuição e cobertura de nuvens, além das propriedades microfísicas das mesmas e sua eletrificação. O impacto da mudança no uso do solo nas circulações locais é claro através da mudança na partição de energia de calor latente e sensível. Por exemplo, na região metropolitana de São Paulo a ilha de calor urbana intensifica a circulação associada à brisa marítima (FREITAS et al. 2007), e na Amazônia novas circulações locais são geradas pelo desmatamento criando a brisa pastagem-floresta (SILVA DIAS et al. 2002, 2005; LONGO et al. 2010). Já o impacto na distribuição e volume de chuva é controverso. De forma geral, simulações climáticas em escala de anos mostram uma diminuição na evapotranspiração e no ciclo da água como um todo levando a uma diminuição da precipitação (NOBRE et al. 1991; COSTA e FOLEY 2000; WERTH e AVISSAR 2002; LONGO et al. 2010), enquanto os modelos de mesosescala em simulações de dias a meses (além de observações) relatam um aumento na cobertura de nuvem e precipitação com o desmatamento em curso, sendo mais evidente na estação seca (NEGRI et al. 2004; CHAGNON e BRAS 2005; BAIDYA ROY 2009; WANG et al. 2009).

A presença de grandes rios e grandes áreas alagadas na bacia Amazônica também gera circulações locais fechadas termicamente induzidas pelo gradiente de temperatura da superfície, ou seja, as brisas de rio. As brisas de rio na Amazônia são documentadas por diversos autores (de OLIVEIRA e FITZJARRALD 1993; SILVA DIAS et al. 2004; TIAN e PETERS-LIDARD 2007; PAIVA et al. 2011; COHEN et al. 2014; DOS SANTOS et al. 2014), consistindo em circulações termicamente induzidas pelo gradiente de temperatura durante o dia (noite) entre a água mais fria (quente) do rio e do solo mais quente (frio), produzindo gradientes horizontais de pressão.

Albrecht et al. (2011) mostraram que a mudança no uso do solo também pode influenciar na polaridade da atividade elétrica de raios nuvem-solo (CG – do inglês: *Cloud-Ground*). No final da estação seca no sudoeste da Amazônia tempestades positivas (tempestades que produzem mais de 50% de raios nuvem-solo de polaridade positiva (+CG) (negativas, -CG) se formam predominantemente sobre regiões de pastagem (floresta) em ambientes com alta (relativamente baixa) energia convectiva disponível (CAPE – sigla do inglês, *convective available potential energy*) e nível de condensação por levantamento (NCL) mais altos (baixos). Na estação chuvosa não há predominâncias quanto à polaridade dos raios, mas ambientes mais poluídos tendem desenvolver mais tempestades do que ambientes limpos. A polaridade das descargas elétricas é

muito importante não só para a caracterização dos processos microfísicos relacionados à eletrificação das tempestades, mas também para a proteção e segurança de sistemas elétricos, edificações e de pessoas, uma vez que os +CG possuem, em geral, corrente elétrica mais alta e contínua, enquanto que os –CG transferem a eletricidade da nuvem através de várias descargas elétricas de menor intensidade (RAKOV e UMAN 2007).

Neste contexto, esta dissertação analisa as características da precipitação e atividade elétrica de tempestades ao redor da região urbana de Manaus, além das regiões florestadas e desmatadas acima e abaixo do fluxo de vento preferencial de leste de Manaus. O objetivo é caracterizar a precipitação e a atividade elétrica das tempestades que se formaram e se desenvolveram em partes da Bacia Amazônica, a fim de identificarmos e quantificarmos suas propriedades físicas, assim como o potencial efeito da circulação de brisa fluvial, principalmente nas regiões próximas a margem do Rio Negro. Neste cenário, são usados dados dos experimentos de campo CHUVA-Manaus (MACHADO et al., 2014) e GoAmazon (MARTIN et al., 2016), os quais coletaram uma base de dados única sobre o ambiente termodinâmico de desenvolvimento das tempestades e detalhamentos da estrutura tridimensional da precipitação e atividade elétrica das mesmas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Processos de eletrificação das nuvens e seus tipos de descargas elétricas

A teoria da precipitação é uma das teorias que descrevem a formação da estrutura elétrica nas nuvens, em que como o próprio nome anuncia, a precipitação é o principal fator de eletrificação do sistema. Essa teoria pode ser explicada por dois mecanismos denominados de *indutivo* e *não-indutivo*.

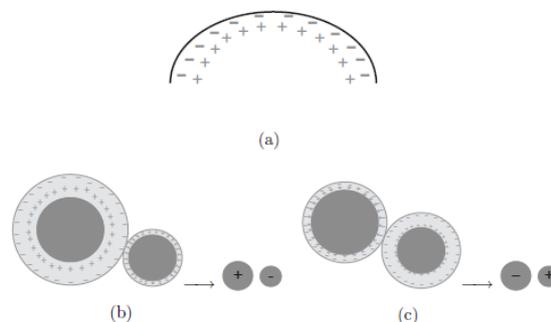
No processo não-indutivo, a separação de cargas é causada pelo processo de colisão entre as partículas de gelo em acreção, denominadas de *rimers*, e as partículas menores de gelo, como os cristais de gelo e agregados. Esse processo, o qual não depende de um campo elétrico, é baseado nas propriedades físicas da molécula de água, a qual possui um momento de dipolo permanente que gera uma camada dupla de cargas na região da camada da interface gelo-ar. Baseado nas observações microscópicas de partículas de gelo e moléculas de água, Fletcher (1962, 1969) concluiu que as moléculas da superfície de água pura tendem a se orientar com seus vértices negativos para o lado externo da molécula (Figura 1a). Alguns autores, como Faraday (1960) e Baker e Dash (1994) concluíram que a camada entre a superfície de gelo e o ar também pode ser considerada como uma camada quase-líquida (QQL – do inglês, *quase-liquid layer*), a qual apresenta características da fase líquida de uma água. Logo, durante a colisão entre as partículas de gelo que estão crescendo por acreção e as partículas menores de gelo, supõe-se que a transferência de cargas durante esse processo está associada com a transferência de massa com excesso de íons da QQL mais grossa para a QQL mais fina, como representado nas Figura 1b e c. Quando há crescimento por deposição de vapor (Figura 1b), a partícula maior terá uma QQL mais grossa e, ao colidir com uma partícula menor (com QQL mais fina), cederá massa com íons negativos para a partícula menor resultando em um excesso de cargas positivas na partícula maior e um excesso de cargas negativas na partícula menor. Quando há evaporação (Figura 1c), a partícula maior terá uma QQL mais fina (pois a partícula menor evapora mais rapidamente) e, ao colidir com uma partícula menor (com QQL mais grossa), receberá massa com íons negativos da partícula menor resultando em um excesso de cargas negativas na partícula maior e um excesso de cargas positivas na partícula menor.

O processo indutivo necessita da presença de um campo elétrico (muito superior ao campo elétrico de tempo-bom) e também pode ser explicado pelo momento de dipolo permanente e camada-dupla da interface gelo-ar (Figura 2a) (SAUNDERS, 2008). A presença de um campo

elétrico externo faz com que as moléculas de água se alinhem em direção ao mesmo e tornam a camada dupla-dupla do hidrometeoro polarizada, isto é, geram um excesso de cargas positivas na região de direção do campo elétrico e excesso de cargas negativas na região oposta ao campo elétrico, em todos hidrometeoros de gelo, como mostra a Figura 2a. Após a colisão entre partículas maiores e menores, as partículas que apresentam maiores tamanhos (e maiores velocidades) ficam carregadas negativamente, enquanto as partículas menores ficam carregadas positivamente, como mostra a Figura 2b. Como as partículas menores são mais leves, estas se deslocam com as correntes ascendentes para os níveis mais altos do sistema, carregando-o positivamente. As partículas negativas, como são mais pesadas, se deslocam para os níveis mais baixos juntamente com as correntes descendentes. Com isso, a nuvem apresenta uma estrutura elétrica de dipolo, em que as cargas positivas se encontram nos níveis mais altos e as cargas negativas nos níveis mais baixos.

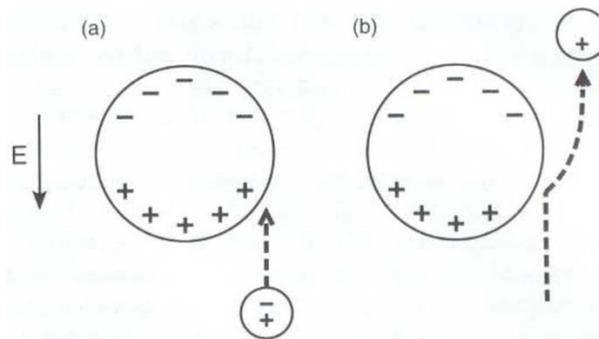
Outro processo de carregamento de hidrometeoros que participa da eletrificação das tempestades é a captura de íons livres na atmosfera pelos hidrometeoros. Neste processo, os íons livres positivos e negativos presentes na atmosfera são atraídos para as bordas das nuvens carregadas pelos mecanismos de precipitação e então capturados pelos hidrometeoros das bordas da nuvem, formando estreitas camadas de cargas, denominadas de camadas de blindagem. Como a condutividade elétrica do ar (assim como a mobilidade dos íons livres) é maior em regiões de menor densidade atmosférica, esse processo é mais eficiente nos altos níveis da atmosfera, i.e., no topo das nuvens (VONNEGUT, 1955; LEVIN; TZUR, 1986).

Figura 1: (a) Conceito de camada elétrica dupla: parte de uma gota de água está ilustrada, com sua camada elétrica dupla na interface com o ar. Transferência de massa/carga através da camada quase-líquida (QLL) durante a colisão entre duas partículas de gelo no caso do rimer (partícula maior) estar (b) crescendo por difusão de vapor e (c) evaporação.



Fonte: Adaptado de Albrecht, 2008.

Figura 2: (a) Ilustração do carregamento indutivo durante a colisão entre partículas de gelo. (a) Antes da colisão, as partículas de gelo não possuem excesso de cargas, mas tem sua camada dupla polarizada pela presença de um forte campo elétrico. (b) Após a colisão, a partícula menor cede cargas elétricas negativas para a partícula maior, resultando em uma partícula maior carregada negativamente e uma partícula menor carregada positivamente e que é carregada pela corrente ascendente a níveis mais altos dentro da nuvem

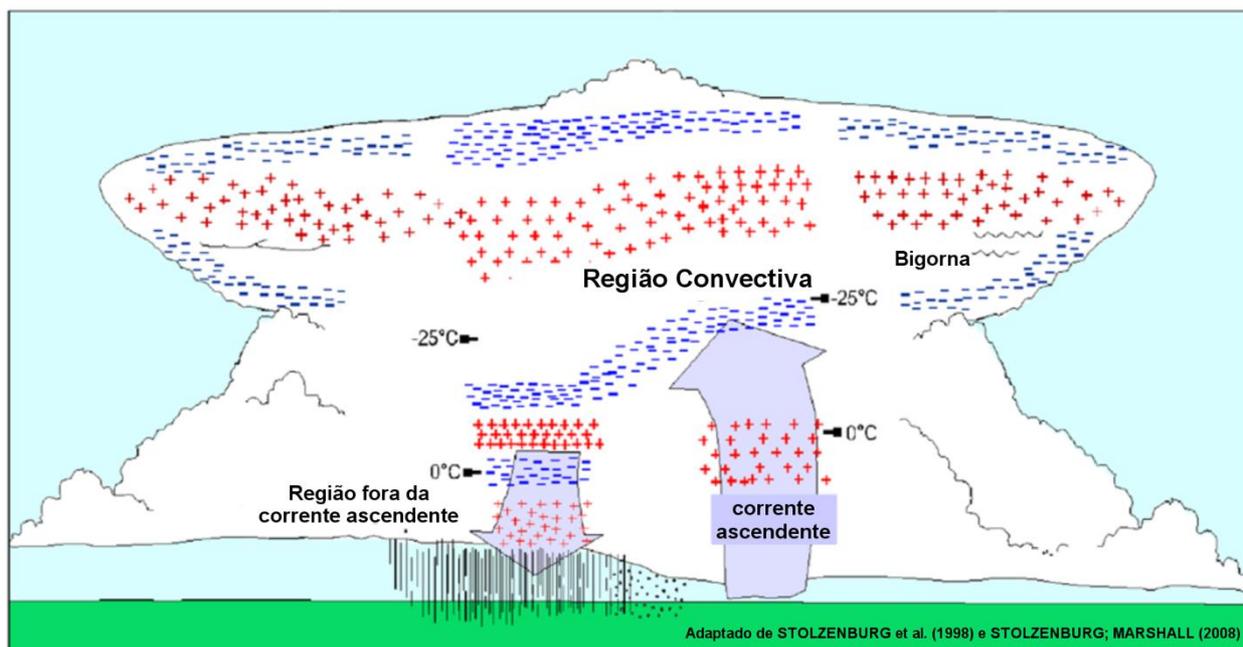


Fonte: Adaptado de MACGORMAN; RUST (1998) e; ALBRECHT (2008).

Logo, o processo não-indutivo de precipitação é considerado o principal mecanismo de carregamento elétrico das partículas de gelo na nuvem (TAKAHASHI, 1978; JAYARATNE; SAUNDERS; HALLETT, 1983; SAUNDERS; KEITH; MITZEVA, 1991; WILLIAMS et al., 1991; SAUNDERS, 1993; PEREYRA et al., 2000; TAKAHASHI; MIYAWAKI, 2002; SAUNDERS et al., 2006; EMERSIC; SAUNDERS, 2010; JAYARATNE; SAUNDERS, 2016) e explica a estrutura elétrica observada nas tempestades ao redor do mundo (KREHBIEL, 1986; STOLZENBURG; RUST, 1998), a qual está ilustrada na Figura 3 (STOLZENBURG; MARSHALL, 2008). Na região de corrente ascendente, o cenário de carregamento não-indutivo em regime de evaporação (cenário da Figura 3.c) (WILLIAMS et al., 1991), resulta nos *rimers* com excesso de cargas negativas e, como são mais pesados, ficam concentrados na região próxima à isoterma de -25°C , formando uma camada de cargas negativas. Já as partículas de gelo menores carregadas positivamente, por serem mais leves, são deslocadas para níveis mais altos da nuvem, juntamente com as correntes ascendentes presentes no sistema, formando uma camada de cargas positivas acima da camada negativa descrita anteriormente (aquela próxima à isoterma de -25°C). Ainda na região de corrente ascendente e abaixo de -10°C , os *rimers* são carregados positivamente em regime de crescimento por difusão de vapor (cenário da Figura 1.b) (WILLIAMS et al., 1991) formando um centro de carga positiva inferior. Com isso, as partículas ficam separadas na nuvem pelos seus sinais de cargas e tamanhos, resultando na estrutura de um tripolo eletrostático [e.g., REYNOLDS et al., 1957; BUSER e AUFDERMAUR, 1977; ILLIGWORTH e LATHAM, 1977; MARSHALL et al., 1978]. Por fim, as bordas da tempestade apresentam uma fina camada de blindagem formada pelo processo de captura de íons e a região fora da corrente ascendente possui

várias camadas de cargas (pelo menos seis camadas) resultantes da advecção de hidrometeoros carregados na região da corrente ascendente e também processos *in-situ* de carregamento (STOLZENBURG; RUST, 1998).

Figura 3: Modelo conceitual da estrutura de cargas elétricas de uma tempestade isolada, madura. Quatro regiões de cargas são comumente encontradas na região de corrente ascendente convectiva e pelo menos seis regiões de cargas são observadas fora da região convectiva. As bigornas anterior e posterior geralmente contêm cargas positivas e são blindadas com camadas carregadas negativamente.



Fonte: Adaptado de STOLZENBURG; RUST, (1998) e STOLZENBURG; MARSHALL (2008).

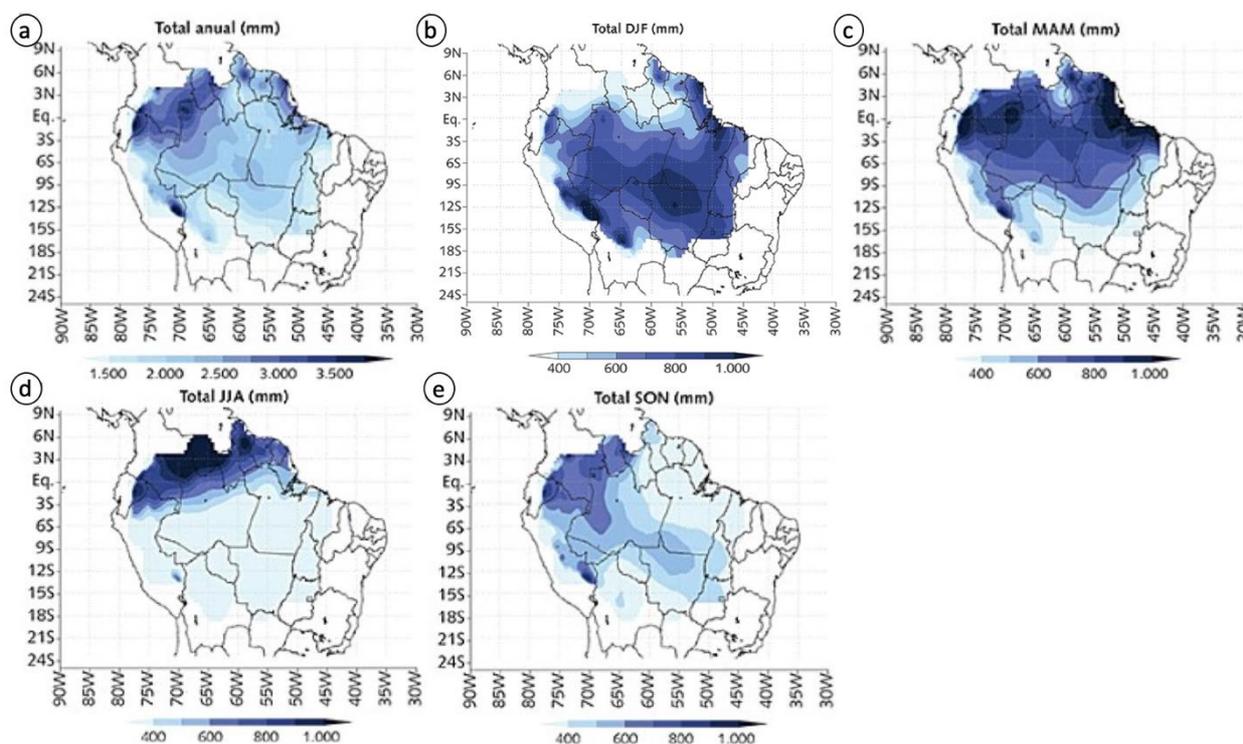
Os raios podem ocorrer de várias formas, dentre elas: Intra Nuvem (IC – do inglês *Intra-Cloud*) e Nuvem-Solo (CG – do inglês *Cloud Ground*). A diferença entre eles é justamente na posição em que o flash é detectado pela rede de sensores. Enquanto o IC ocorre nos níveis acima da superfície, os raios CG são aqueles que atingem a superfície e partem da base da nuvem. Nesse estudo, os raios IC foram detectados apenas pela rede de sensores LINET e durante o período IOP2. Já os raios CG puderam ser detectados e analisados por todas as demais redes (GLD360 e STARNET) durante os dois períodos de experimento, incluindo a rede LINET apenas para o IOP2.

Já as diferentes polaridades dos raios, positiva e negativa, ocorrem em resposta contrária a polaridade do centro de carga localizado nos níveis mais baixos do sistema, para o caso dos CGs, e contrário ao centro de carga predominante dentro do sistema, para o caso dos ICs. Nessa análise, foram utilizados dados das redes GLD360, que detectou os raios do tipo CG, e a rede LINET, que detectou as diferentes polaridades do tipo CG e IC.

2.2. Regime de precipitação e circulações fechadas presentes na Amazônia

Segundo Figueroa e Nobre (1990), a região Amazônica apresenta uma média territorial anual de precipitação de 2.300 mm por ano, porém, algumas áreas como o Oeste, Noroeste e algumas regiões da costa Norte do país apresentam um regime maior de precipitação, com valores acima de 3.000 mm por ano (Figura 4a).

Figura 4: Distribuição do acumulado anual em toda a Região Amazônica. (a) total anual; (b) dezembro-janeiro-fevereiro; (c) março-abril-maio; (d) junho-julho-agosto; e (e) setembro-outubro-novembro.



Fonte: Adaptado de MARENGO e NOBRE (2009).

Essa grande quantidade de chuva é causada por alguns sistemas meteorológicos de grande escala, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCIT é o principal sistema meteorológico que controla o regime de precipitação da região, definindo o período das estações chuvosa e seca (MARENGO et al, 1998). A ZCAS regula a distribuição de precipitação durante o verão através de um escoamento convergente de

umidade na baixa troposfera do oeste da Amazônia até o sul/sudeste brasileiro, geralmente associados a aproximação de frentes frias e deslocamento do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (CARVALHO e JONES, 2009). Embebidos no escoamento de grande escala, os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) contribuem para mais de 60% da precipitação na região (NESBITT et al. 2006) e, se apresentam em formato de grandes linhas de instabilidade, com algumas se formando próximo à costa do Oceano Atlântico no Norte do país, engatilhadas pelo efeito de brisa marítima, e propagando milhares de quilômetros continente a dentro (KOUSKY, 1980; KOUSKY et al, 2006).

A bacia Amazônica apresenta quatro centros de precipitação, sendo eles na região nordeste da Amazônia, região central, região sul e região leste (Figura 4). Na região noroeste, as chuvas são causadas principalmente pela presença da ZCIT, a qual sofre levantamento orográfico forçado na cadeia de montanhas dos Andes e causa condensação de seu ar úmido, gerando precipitação nesse local. Os meses com maiores índices pluviométricos nessa região são abril, maio e junho. A região central apresenta seus maiores índices pluviométricos entre os meses de março, abril e maio, e apresenta a terceira maior precipitação da bacia. A região ao sul do Amazonas apresenta um regime máximo de precipitação durante os meses de janeiro, fevereiro e março. E por último, a região a leste da bacia Amazônica, a qual apresenta o maior índice de precipitação acumulada ao ano (superior a 4.000 mm por ano), ocorre entre os meses de fevereiro, março e abril. Nessa região, as chuvas são causadas principalmente pelas linhas de instabilidade que são formadas ao fim da tarde pela entrada da brisa marítima no continente (MARENGO e NOBRE 2009). Logo, em média, para a região Amazônica a estação chuvosa pode ser compreendida entre os meses de dezembro a maio (com início em setembro), e a estação seca entre os meses de junho a novembro.

Segundo os resultados dos estudos de Coehn et al. (2014), tem-se que em algumas regiões do Norte do País durante a estação chuvosa, a precipitação apresenta comportamentos diferentes durante o período diurno e noturno. Esses autores observaram que no oeste do estado do Pará o máximo de precipitação durante essa época ocorre durante o período noturno e, próximo a confluência dos rios Amazonas e Tapajós. Esse máximo de precipitação noturna ocorre pela convecção profunda, associada as passagens de sistemas de mesoescala que, segundo os autores, possivelmente são atraídas ao longo de seu deslocamento até as regiões onde os rios se encontram. Já o máximo de precipitação diurna ocorre pela presença da convergência do sistema de brisa gerada pelo Rio Tapajós. A estação de seca, que ocorre entre os meses de junho a novembro, apresenta um regime de precipitação bem menor que os outros meses e, ocorre devido ao sistema de circulação fechada gerada pelo gradiente de temperatura entre a superfície terrestre e os rios.

Para a região da cidade de Manaus (Amazônia Central), a circulação de brisa fluvial é o principal fator para formação de precipitação local. Devido à grande largura dos rios ao longo de Manaus, as circulações locais que ocorrem nessa região são causadas pelo gradiente de temperatura entre a superfície terrestre e os rios (MOLION e DALLAROSA 1990; OLIVEIRA e FITZJARRALD, 1993; FISCH et al. 1996), além do efeito de ilha de calor causado pela cidade de Manaus (SOUSA e ALVALA 2014). Segundo SILVA DIAS et al. (2004), durante o dia, a superfície terrestre apresenta uma maior temperatura, devido ao aquecimento radiativo, enquanto a superfície aquosa também é aquecida, porém, devido a sua capacidade térmica, sua resposta ao aquecimento é mais lenta. Esse gradiente de temperatura entre o rio e o continente gera uma queda da pressão local sobre a superfície terrestre, causando um movimento de convergência para essa região. Logo, em consequência da convergência, há o surgimento de correntes ascendentes, que divergem em altos níveis e, um de seus ramos, escoam em direção ao rio. Como a superfície aquosa apresenta uma menor temperatura, surge um ramo descendente sobre essa região, fazendo com que não haja a formação de nuvens. Assim, o escoamento descende sobre essa região e, diverge em baixos níveis, originando uma corrente principal de vento em direção a superfície terrestre. Durante o período noturno o processo contrário ocorre, já que a superfície aquosa se apresenta mais aquecida que a superfície terrestre, porém com menor intensidade devido aos menores gradientes de temperatura entre o continente e os rios (FISCH et al. 1996).

Segundo Dos Santos et al (2014), durante a estação chuvosa, o máximo de precipitação na região oeste de Manaus ocorre durante a parte da manhã, próxima a margem leste do Rio Negro. A parte oeste do rio apresenta um máximo de precipitação longe da margem, pois a convergência dos ventos ocorre muito afastada a essa região devido a rugosidade do terreno e o fluxo da escala sinótica. Segundos esses autores, durante o amanhecer e o período de manhã, os máximos de precipitação ocorrem sobre os rios devido ao efeito de brisa terrestre, em que o continente está menos aquecido que a superfície aquosa. A região sobre o Rio Amazonas apresenta um máximo de precipitação, pois como o rio é muito volumoso, durante o período noturno suas águas apresentam temperaturas muito altas se comparadas com o continente, e com isso há um aumento do gradiente termal entre o continente e o rio, o qual promove uma circulação de brisa terral mais intensa. Durante a estação seca, o período da manhã apresenta um aumento da precipitação sobre os rios e uma diminuição sobre o continente. Esse comportamento pode ser explicado pela diminuição do volume de água e conseqüentemente uma diminuição da temperatura da superfície da água, devido a menor capacidade de reter calor, durante essa estação, a qual faz com que haja um menor gradiente de temperatura entre as duas superfícies durante a noite e, com isso, o efeito de

brisa é menos intenso. Assim, os autores concluíram que para as regiões muito próximas as margens dos rios, os máximos de precipitação ocorrem entre o período da tarde e o período da noite. Para as regiões mais afastadas aos rios (25 km), o máximo de precipitação ocorre durante o período da tarde, enquanto um mínimo valor ocorre durante o amanhecer.

Os estudos de Vilela (2015) durante o período de transição entre as estações seca e chuvosa (setembro-outubro) também apontaram maiores acumulados de chuva a leste das margens dos Rio Negro e Rio Manacapuru, os quais possuem uma orientação média de noroeste-sudeste. Quanto o comportamento da atividade elétrica produzido por essas tempestades, e que ocorreram em sua maioria durante o período diurno, Vilela (2105) concluiu que os valores mais intensos de acumulados de raios ocorreram principalmente sobre os continentes, com pouca ou quase nenhuma atividade sobre os rios. Esse autor atribuiu esta distribuição espacial da precipitação e atividade elétrica à circulação de brisa fluvial.

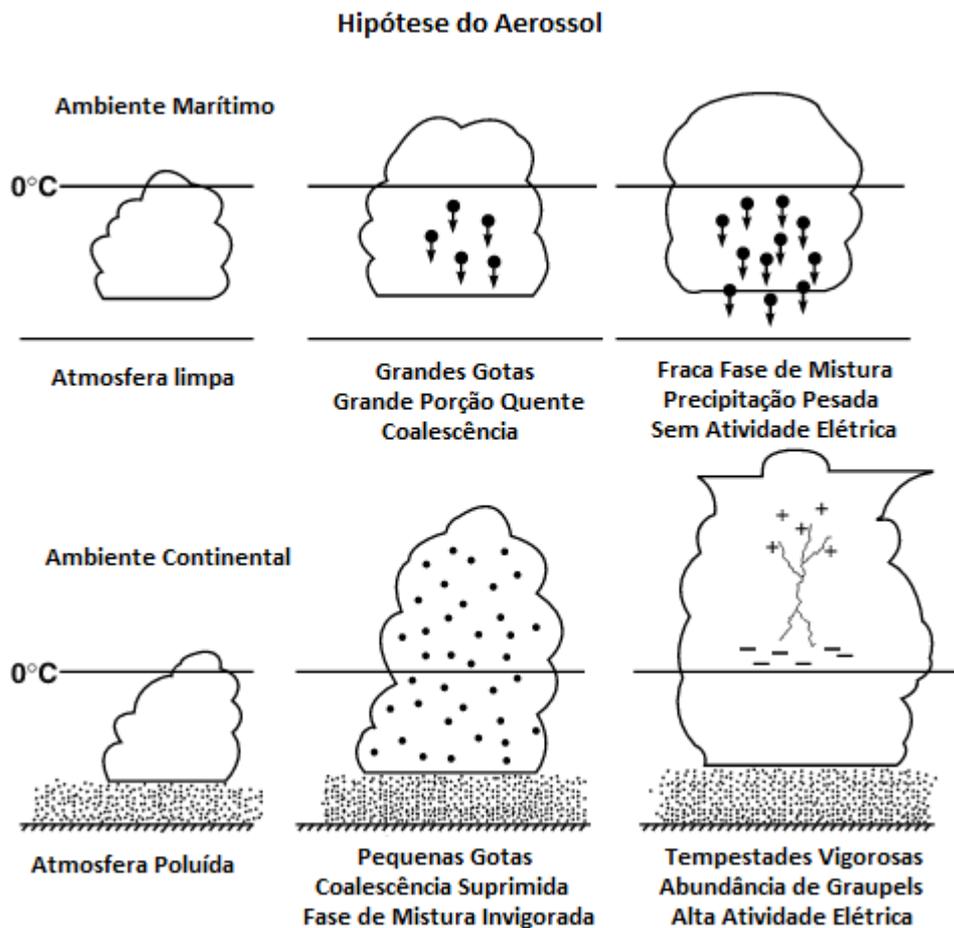
2.3. Influência dos Aerossóis e Termodinâmica na Convecção Amazônica

A concentração de aerossóis e CCNs na região Amazônica tem exibido alterações na iniciação e características da precipitação, como distribuição de tamanho dos hidrometeoros, taxa e volume de chuva (ANDREAE et al., 2004). Durante a estação chuvosa, quando a atmosfera possui uma menor concentração de CCNs (ROBERTS et al., 2001), as gotículas de nuvens nesta região são menores em número e maiores em tamanho do que quando comparadas a cenários poluídos tanto na própria estação chuvosa, quanto nas estações seca e de transição, quando há um aumento de 2 a 10 vezes na concentração de aerossóis devido à queima de biomassa (e.g., ANDREAE et al., 2004; BRAGA et al., 2017; CECCHINI et al., 2017). Isto se deve ao fato de, na estação chuvosa, haver uma menor competição pelo vapor d'água disponível entre os CCNs levando a um rápido crescimento das gotículas de nuvens e ativação do processo de colisão-coalescência que leva à rápida formação de gotas de chuvas, enquanto que em cenário de maior concentração de aerossóis (estações seca e de transição) as gotículas de nuvem são muito mais numerosas e de tamanho menores, prejudicando a colisão-coalescência e retardando ou até inibindo a formação de gotas maiores que levam à precipitação (TWOMEY, 1991; ROSENFELD, 1999; ROSENFELD et al., 2008; WENDISCH et al., 2016; MARTIN et al., 2017; WANG et al., 2018).

Essa hipótese dos aerossóis, segundo Williams et al (2002), também mostra uma diferença na atividade elétrica das nuvens entre ambientes poluídos e limpos. Esses autores argumentam que os sistemas convectivos formados em condições limpas (Figura 5) apresentam gotas maiores e se desenvolvem em grande parte na região quente (abaixo da isoterma de 0°C), o que faz com que esses sistemas apresentem um maior índice de precipitação na fase líquida e uma menor atividade elétrica, pois não possuem um desenvolvimento vertical profundo. O contrário é observado em sistemas formados em condições poluídas, onde há uma maior concentração de aerossóis disponíveis na atmosfera e, os sistemas formados apresentam gotículas menores pela supressão do processo de coalescência. Isto faz com que haja maior desenvolvimento vertical da nuvem e aumento do conteúdo de água líquida na região de fase mista da nuvem (i.e., onde há simultaneamente água líquida superesfriada e partículas de gelo), aumentando então a presença de *rimers* (graupel e granizo) responsáveis pelo processo de separação de cargas (vide Seção 2.1) e, conseqüentemente, aumentando também a atividade elétrica desses sistemas convectivos. Além disso, a ativação da região de fase mista da nuvem contribui com a dinâmica do sistema e intensifica as correntes ascendentes por meio do processo de aquecimento pela maior liberação de calor latente durante a formação de gelo.

Entretanto, WILLIAMS (2002) e ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS (2011) mostram que durante a estação de transição seca para chuvosa (setembro e outubro) também há um aumento de ambas energia disponível para convecção (CAPE –do inglês, *Convective Available Potential Energy*) e energia de inibição da convecção (CINE – do inglês, *Convective Inhibition Energy*), levando a cenários de instabilidade condicional. ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS (2011) também mostram que a altura da base das nuvens são mais altas neste período do ano, levando à uma diminuição da espessura da camada quente (ECQ) da nuvem e maior disponibilidade de água líquida para a fase mista. Esses fatores levam à um melhor processamento da CAPE e conseqüente intensificação da corrente ascendente com mais água líquida superesfriada para formação de *rimers*, que levam ao aumento do conteúdo de gelo e das colisões entre as partículas de gelo e separação de cargas elétricas (Seção 2.1), e, conseqüentemente, ao aumento da atividade elétrica. Em uma análise de significância estatística, ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS (2011) mostram que este fator é o principal responsável pelo aumento da atividade elétrica neste período e o efeito dos aerossóis existe mas é secundário. Esses autores ainda mostraram que na estação chuvosa, o efeito dos aerossóis é mais importante, no que diz respeito ao ligeiro aumento da atividade elétrica, durante episódios de atmosfera mais poluída.

Figura 5: Ilustração da Hipótese do Aerossol no controle de precipitação e eletrificação do sistema desenvolvido em diferentes ambientes.



Fonte: Adaptado de Williams et al (2002).

Mais recentemente, os experimentos de campo dos Projetos GoAmazon (MARTIN et al., 2016, 2017) e CHUVA (MACHADO et al., 2014) mostraram que as partículas de aerossóis emitidas pela poluição urbana da cidade de Manaus, apresentam-se em sua maioria com um diâmetro menor que 50 nm e são compostas por uma grande quantidade de fuligem, ou seja, essas partículas são muito pequenas e muito hidrofóbicas para se tornarem um CCN. Porém, o processo de coagulação faz com que aumente a população de partículas com tamanhos maiores de 100 nm e, com isso, há uma maior ativação de CCNs, até mesmo para baixos valores de saturação. Em uma atmosfera com grande concentração de aerossóis, o tamanho dos CCNs influencia diretamente na formação das gotas de chuva, por exemplo, sob essas condições há um aumento da concentração das gotas pequenas ($< 10 \mu\text{m}$) e, uma diminuição na concentração das gotas de chuva ($> 100 \mu\text{m}$). Ainda segundo os autores, as diferentes distribuições de tamanhos das gotas

formadas na região de Manaus sugerem que a concentração de aerossóis gerada nessa região faz com que haja um atraso nos processos de colisão/coalescência e, com isso, há uma diminuição no tamanho das gotas, ou uma supressão da formação das gotas de chuva (CECCHINI et al., 2016; BRAGA et al., 2017a, 2017b; MACHADO et al., 2018), como observado pelos estudos de Williams et al (2002) citados acima na hipótese do aerossol.

Como pode ser visto pelos fatos supracitados, a atividade elétrica sobre a região amazônica pode ser influenciada por diversos fatores locais. Logo, estudar essas características inerentes a formação de sistemas eletricamente ativos é de suma importância para sociedade, uma vez que esses sistemas estão associados/definem as condições severas de tempo.

3. DADOS

A fim de quantificarmos o potencial efeito das circulações locais de brisa de rio na atividade elétrica dos sistemas precipitantes da Amazônia, a região utilizada neste estudo fica centrada na cidade de Manaus (3° 06' 07" S e 60° 01' 30" W) (Figura 6a), no estado do Amazonas, abrangendo não apenas a região urbanizada, mas também locais de floresta e pastagem e superfícies aquosas largas, como os Rios Amazonas, Manacapuru, Negro, Solimões e Madeira (Figura 6b). As análises das propriedades físicas da precipitação e eletrificação das tempestades observadas durante o projeto CHUVA-Manaus e GoAmazon foram limitadas a 1° sentido norte e sul, assim como 1° sentido leste e oeste, i.e. ~11.025 km², centrado em Manaus, como mostra a Figura 7a. A Figura 7a ilustra mais detalhadamente os tipos de cobertura de solo derivados do produto de cobertura de solo anual (1992-2015) derivado de 5 missões de satélites com 300 m de resolução da “European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover”. Este banco de dados está disponível em <https://www.esa-landcover-cci.org/?q=node/175> e possui um total de 38 classificações de cobertura de solo, as quais aqui foram simplificadas para apenas 5 tipos: área urbana, área desmatada, floresta e água. Neste simplificação, temos que porcentagem de cada tipo de solo em toda a área de estudo é:

- 1% de área urbana, com maior concentração em Manaus;
- 8% de área de desmatada, com maior concentração ao longo das rodovias da região;
- 79% de floresta, com a área mais intacta na porção noroeste e nordeste;
- 12% de água, majoritariamente composto pelos rios Negro, Solimões e Amazonas.

Baseado nesta simplificação e nos objetivos deste estudo, esta área de estudo foi delimitada em 8 regiões de interesse:

- i. Área Nordeste – região continental onde sopram os ventos de leste, sem a influência da brisa do Rio Negro no período diurno;
- ii. Margem leste do Rio Negro – região continental orientada NW-SE, onde sopram os ventos de leste e pode haver influência da brisa do Rio Negro no período diurno;
- iii. Rio Negro – região aquosa orientada NW-SE, que pode haver influência de brisa terrestre noturna;
- iv. Região entre Rio Negro e Solimões – região continental onde pode haver a influência

e/ou confluência das brisas do Rio Negro e do Rio Solimões;

- v. Rio Solimões – região aquosa orientada E-W, que pode haver influência de brisa terrestre noturna;
- vi. Rio Amazonas – região aquosa orientada E-W, que pode haver influência de brisa terrestre noturna;
- vii. Manaus – região continental urbanizada, que pode ter influência de brisa de rio e de ilha de calor urbana;
- viii. Região Sul – região continental com a presença de rios menos largos.

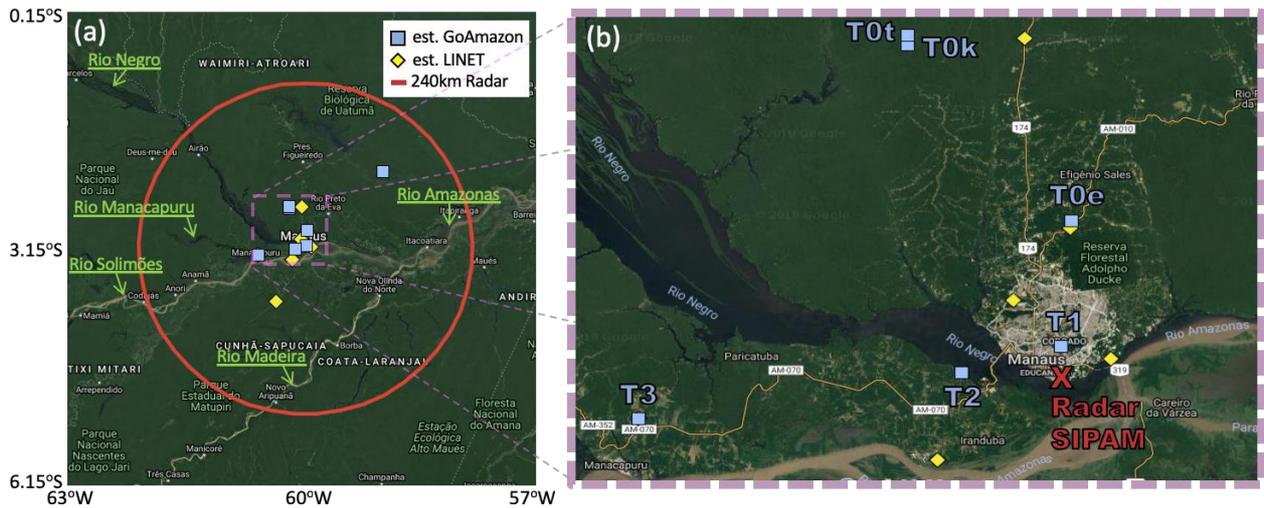
O período de estudo refere-se aos dois períodos de operação intensiva (IOP – sigla do inglês, *Intensive Operation Period*) dos experimentos CHUVA-Manaus (Machado et al. 2014) e GoAmazon (Martin et al. 2017):

- **IOP1:** 01 de fevereiro à 31 de março de 2014 (*total de 59 dias de observações*); e
- **IOP2:** 15 de agosto à 15 de outubro de 2014 (*total de 61 dias de observações*).

os quais compreendem o fim da estação chuvosa (IOP1) e a transição entre as estações seca e chuvosa (IOP2) (MARENGO e NOBRE 2009).

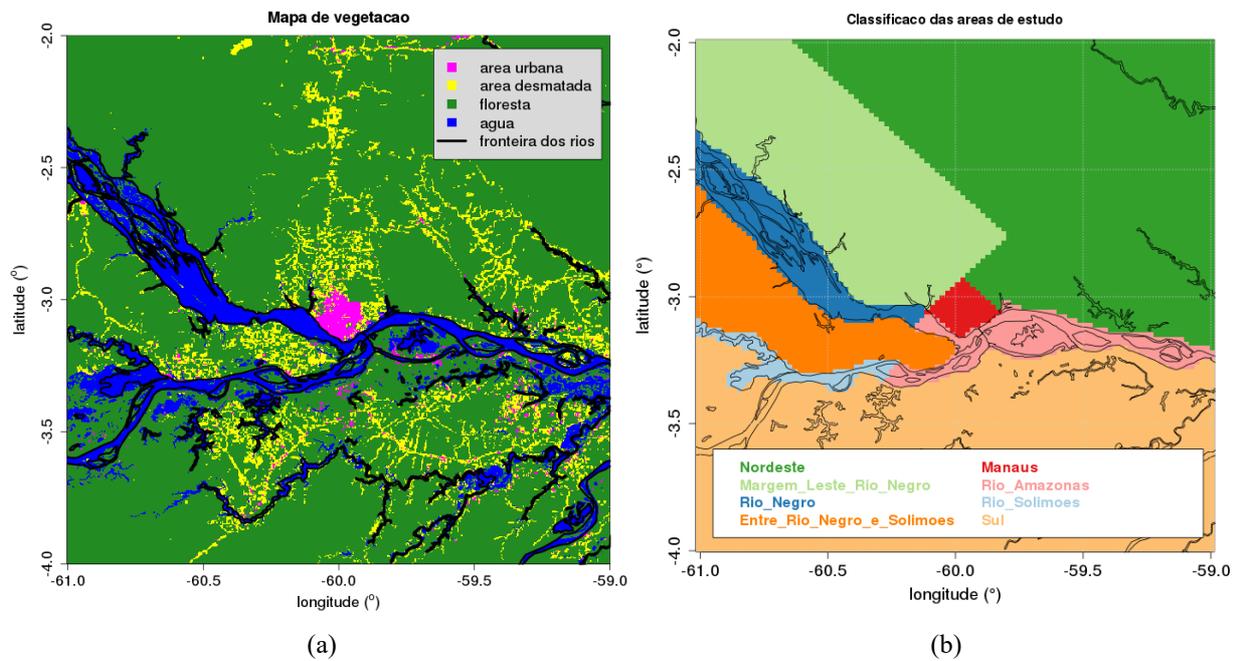
São utilizados os dados do radar operacional banda-S de Manaus do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) (SARAIVA et al., 2016), dados de raios IC e CG das redes de detecção de descargas elétricas STARNET, GLD360 e LINET, além de dados de radiossondagens do experimento GoAmazon e dados de vento em superfície da estação meteorológica do Aeroporto de Ponta Pelada (mesmo local do radar do SIPAM – Figura 6b). A seguir há uma breve descrição desses dados.

Figura 6: (a) Representação espacial da região de estudo e (b) zoom sobre a Região Metropolitana de Manaus, destacando a área urbanizada, vegetação, áreas desmatadas e rios largos (Solimões, Manacapuru, Negro, Amazonas e Madeira). Os quadrados azuis são os sítios do experimento GoAmazon (T0a – fora da área da figura da direita, T0e, T0t, T0k, T1, T2 e T3), losangos amarelos são a localização dos sensores de raios da LINET, e o círculo vermelho representa a área de 240 km de raio ao redor do radar de Manaus do SIPAM (3,15°S; 60°W). A figura (a) está centrada no radar banda-S do SIPAM – na marca “X” em vermelho na figura (b), abrangendo uma área de $\pm 3^\circ$ ao redor deste.



Fonte: Adaptado do Google Maps.

Figura 7: Mapas da região de estudo com relação a (a) distribuição dos tipos de cobertura do solo encontradas na bacia, além da (b) divisão das áreas que exercem diferentes influências na formação e desenvolvimento dos sistemas precipitantes atuantes na região.



3.1. Dados de estação meteorológica e radiossondagem

Para caracterizar a brisa de rio e terrestre por meio dos dados de direção de vento, registrados continuamente através do anemômetros, foram utilizados dados de estações meteorológicas em superfície do aeroporto de Ponta Pelada (SBMN) durante todo o ano de 2014, e dados das estações meteorológicas dos sítios T1 e T2 (Figura 6b), conforme descrito na Seção 4.1. Os dados destas estações estão disponíveis no NOAA/*National Climatic Data Center's Integrated Surface Database* (ISD; www.ncdc.noaa.gov/isd). O banco de dados do ISD consiste de observações de superfície de mais de 35.000 estações ao redor mundo, compilados de inúmeras fontes em um único formato de dados comum (LOTT et al. 2008).

Para caracterizar o ambiente termodinâmico das tempestades da região de Manaus, foram utilizados um ano (2014) de dados dos perfis termodinâmicos obtidos de radiossondagens lançadas periodicamente no site principal do GoAmazon, identificado como T3 na Figura 6b. As radiossondagens eram lançadas às 00, 06, 12 e 18 UTC (respectivamente, 20, 02, 08 e 14 Hora Local), e também às 15 UTC (11 Hora Local) durante o período dos IOP1 e IOP2. Os perfis termodinâmicos das radiossondagens foram utilizados para calcular algumas variáveis termodinâmicas, como descrito na Seção 4.2, que caracterizam a atmosfera local dependendo da época do experimento, IOP1 – fim da estação chuvosa, e IOP2 – transição entre as estações seca e chuvosa.

3.2. Radar Banda S – SIPAM

Os dados de radar meteorológico operacional banda-S, operado pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) e que foram disponibilizados pelo Projeto CHUVA-Manaus são utilizados neste estudo. O radar meteorológico mede a potência de retorno da seção transversal dos alvos do radar, neste caso os hidrometeoros de precipitação. Essa potência de retorno é fornecida pela variável refletividade do radar (Z , em unidades de dBZ), a qual é proporcional à concentração de hidrometeoros e seus diâmetros à sexta potência (RINEHART, 1997). Ou seja:

Equação 1:
$$z = \int N(D)D^6 dD \quad [mm^{-6}m^{-3}]$$

Equação 2:
$$Z = 10 \log_{10}(z) \quad [dBZ]$$

O radar meteorológico do SIPAM possui um feixe de 2° de abertura e uma estratégia de varredura volumétrica com 296 amostras azimutais de resolução $\sim 1.21^\circ$ ($=360^\circ/296$) e 17 elevações (0.9°, 1.5°, 2°, 3°, 4°, 5°, 6°, 7°, 8°, 9°, 10.5°, 12°, 13.5°, 15°, 16.5°, 18° e 19°), estando configurado para fazer uma varredura volumétrica a cada 12 minutos (Saraiva et al. 2016). Neste estudo as varreduras volumétricas foram transformadas no produto CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*), constituído de uma grade cartesiana tridimensional de resolução espacial horizontal e vertical de 2,0 e 0,5 km, respectivamente, disponíveis na base de dados ARM (*Atmospheric Radiation Measurement*) Data Archive (SCHUMACHER 2017; MACHADO et al., 2018).

Os dados de CAPPI do radar foram usados para classificar a precipitação em convectiva ou estratiforme, calcular o acumulado de precipitação em superfície, além de rastrear os sistemas convectivos, conforme descrito nas Seções 4.3 e 4.4.

3.3. Dados de Descargas Elétricas em Superfície

A região Amazônica é coberta pelas redes operacionais de longa distância (linha de base de ~ 1.000 km) STARNET e GLD360. Durante o IOP2 do experimento CHUVA-Manaus, foi instalada uma rede de linha de base curta (dezenas de km) com sensores da *Lightning NETWORK* (LINET). Esses dados foram utilizados para avaliar a distribuição espacial e temporal da atividade elétrica, e também para analisar a atividade elétrica em sistemas convectivos rastreados em conjunto com os dados de CAPPI do radar (Seção 3.2), conforme descrito na Seção 4.4.

3.3.1. Rede STARNET

A rede STARNET (*Sferics Timing Ranging Network*) é uma rede operacional de detecção de descargas elétricas atmosféricas, coordenada pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto Meteorológico de Tempestades (STORM- T) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) (<http://www.starnet.iag.usp.br/>). Segundo Morales (2001), a STARNET funciona com um sistema de frequência muito baixa, conhecido como VLF (*Very Low Frequency*) e detecta as descargas elétricas do tipo nuvem-solo,

inferindo sua localização através do tempo de ocorrência. Em 2014, esta rede integrava 12 (doze) antenas rádio receptoras em VLF, localizadas em diferentes pontos das Américas e costa leste da África, com uma janela de tempo de 1 ms para uma distância menor que 50 km (MORALES et al., 2014). Esses receptores operam em um espectro de frequência entre 5 e 15 Hz, centrados em 9,8Hz e registram o campo elétrico vertical, o qual é sincronizado no tempo e espaço por um GPS, com detecção de até 130 descargas (*strokes*) por segundo (MORALES et al, 2014).

Com o tempo de chegada das ondas eletromagnéticas detectadas por cada um dos sensores da rede, é usada a técnica da diferença do tempo de chegada (ATD – do inglês, *Arrival Time Difference*) para a localização das descargas elétricas atmosféricas (*strokes* ou *sferics*). Segundo MACGORMAN; RUST (1998), a ATD é definida pela maximização da correlação entre duas ondas recebidas pelas antenas. O ponto em que as duas hipérboles, referentes ao horário de chegada das duas diferentes ondas, se encontram define a localização do *stroke*. Para detectar os *strokes* do tipo CG, é necessário entender que o sinal do campo elétrico esférico se propaga pela ionosfera até chegar em uma das antenas receptoras. Enquanto ocorre a propagação e uma descarga elétrica na atmosfera, a radiação eletromagnética dessa descarga elétrica interage com o sinal do campo magnético, que é captado como uma mudança da propagação das ondas do campo elétrico. E, dependendo do tempo de chegada do sinal em pelo menos duas antenas receptoras, a localização do *stroke* é determinada por meio da ATD descrito anteriormente. Para mais detalhes sobre o método ATD, vide MACGORMAN; RUST (1998) e CUMMINS; MURPHY; TUEL (2000).

Segundo Morales et al. (2014), a STARNET cobre toda a América do Sul, sua eficiência de detecção das descargas CG varia entre 50-70% e a acurácia de localização é de 2-5 km.

3.3.2. Rede GLD360

A rede *Global Lightning Dataset* (GLD360) da empresa Vaisala também é uma rede operacional de descargas elétricas atmosféricas, que apresenta-se em funcionamento desde 2009 e também atua na detecção de raios CG em frequência muito baixa, ou seja, uma VLF usando também a metodologia ATD supracitada. Também é composta por antenas localizadas em superfície em vários pontos do globo e é considerada a primeira rede global de alta eficiência de detecção, a qual propicia um registro de dados contínuo e de alta performance, tanto durante o dia quanto a noite (Demetriades et al, 2010). Segundo Demetriades et al. (2010), a rede GLD360

possui eficiência de detecção das descargas CG de 70% e a acurácia de localização de 5-10 km.

3.3.3. Rede LINET

Somente durante parte do IOP2 do experimento CHUVA-Manaus (29 de agosto à 07 de outubro de 2014 – *total de 40 dias de observações*), o IAG-USP instalou uma rede de 8 (oito) sensores LINET na região da cidade de Manaus e seus arredores, como mostra a Figura 8 (ALBRECHT et al. 2017). Esta rede atua em frequência muito baixa, VLF, e também em frequência baixa, LF, operando no espectro de frequência entre 5 e 15 Hz, registrando os campos elétrico e magnético, este último através de duas antenas em forma de “laço”, como ilustra a Figura 8. A rede LINET foi instalada com uma linha de base (i.e., distância entre os sensores) de poucas dezenas de quilômetros, possibilitando a detecção tridimensional dos *strokes* CG e pulsos IC. Segundo Betz et al (2009), a LINET usa os métodos ATD e de localização magnética (CUMMINS; MURPHY; TUEL, 2000) e considerando a configuração dos sensores apresentada na Figura 8, a rede LINET possui eficiência de detecção estimada das descargas CG acima de 70% e a acurácia de localização de 1-5 km, no centro da rede.

Figura 8: Foto do sensor LINET.



Fonte: Adaptado de Albrecht et al. (2017).

4. METODOLOGIA

A metodologia usada neste estudo consiste na caracterização do ambiente termodinâmico de precipitação e eletrificação dos sistemas convectivos da região de Manaus. Logo, a metodologia deste estudo é dividida em cinco pontos principais:

- 1) Análise do vento em superfície, a fim de aferir a presença de circulações fechadas de brisas de rio e terrestre;
- 2) Análise das variáveis termodinâmicas da atmosfera, a fim de aferir a estabilidade e energia da atmosfera;
- 3) Análise da distribuição temporal e espacial da precipitação e atividade elétrica média, a fim de estudarmos a distribuição espacial e temporal dessas variáveis;
- 4) Análise do ciclo de vida da estrutura tridimensional da precipitação e eletrificação dos sistemas convectivos e de análise de estudos de caso, a fim de demonstrarmos as principais características dos pontos 1) à 3) acima.

4.1. Rosa dos Ventos

Para determinar qual o comportamento da circulação de ventos sobre a cidade de Manaus (AM), foram utilizados os dados de ventos disponibilizados pelo Aeroporto de Ponta Pelada durante todo o ano de 2014, em um intervalo horário. Com isso, foi realizada uma separação desses dados entre período diurno (06h00 às 18h00 HL) e noturno (18h00 às 06h00 HL) e, por meio da frequência da direção do vento, resultou-se em duas rosas do vento. E, para uma melhor análise dos períodos diurno e noturno dos experimentos IOP1 e IOP2 e em uma outra localidade, também foi realizado gráficos de rosas do vento com dados da estação automática T2, localizada na margem oeste do Rio Negro, mais afastada da área urbana.

O objetivo dessa análise, assim como descrito acima, é concluir se realmente há uma inversão da direção dos ventos entre o período noturno e diurno, características que definem a presença ou não da circulação de brisa fluvial.

4.2. Variáveis termodinâmicas

Para analisar a influência da termodinâmica na formação e desenvolvimento das tempestades durante os dois períodos de experimento, as variáveis CAPE, CINE, altura do NCL (Nível de Condensação por Levantamento) (h_{NCL}) e ECQ (Espessura da Camada Quente – do inglês: *Warm Cloud Depth*) foram calculadas através dos perfis termodinâmicos das radiossondagens.

As variáveis CAPE e CINE podem ser calculadas pelas Equação 3 e Equação 4:

Equação 3:
$$CAPE = |g| \int_{NCL}^{NPE} \frac{T_{Vp} - T_{Va}}{T_{Va}} dz$$

Equação 4:
$$CINE = |g| \int_{superficie}^{NPE} \frac{T_{Vp} - T_{Va}}{T_{Va}} dz$$

onde NEL é o nível de equilíbrio por empuxo, NCL é o nível de condensação por levantamento, T_{Vp} é a temperatura virtual da parcela e T_{Va} é a temperatura virtual do ambiente (DOSWELL II e RASMUSSEM1994).

Como a variável CAPE indica qual o valor máximo de energia cinética uma parcela de ar estável pode adquirir ao se elevar adiabaticamente pela atmosfera local. A grande diferença entre o perfil da temperatura da parcela ascendente e o perfil de temperatura do ambiente resultam em altos valores de CAPE ($J\ kg^{-1}$). Os valores de CAPE correspondem a energia cinética que está disponível na atmosfera para provocar a convecção. Nesse ambiente instável, a parcela de ar se elevado espontaneamente e, ao iniciar o processo de condensação e formação de uma nuvem, é localizado a altura do NCL (Nível de Convecção por Levantamento). O NCL também pode ser reconhecido como altura da base da nuvem.

O CAPE pode assumir valores positivos ou negativos, e quando negativos passa a ser chamado de CINE. Enquanto o CAPE remete ao gatilho para que haja o movimento de convecção, o CINE representa características contrárias, onde as parcelas de ar são inibidas a ascender na atmosfera por estarem em um ambiente estável. Assim, o valor de CINE corresponde a energia cinética necessária que a parcela de ar precisa adquirir para que a mesma se desloque para cima ou para baixo na atmosfera, até atingir o NCL. Teoricamente, a cada camada da atmosfera com

CAPE positivo, a nuvem tende a aumentar a sua velocidade ascendente, até o NEL onde será máxima. Acima deste nível, a aceleração será negativa, diminuindo a intensidade da corrente ascendente gradativamente. Logo, a intensidade da máxima corrente ascendente (w_{max}) no NEL é dada por:

Equação 5:
$$w_{max} = (2 |CAPE|)^{1/2}$$

Os valores de CAPE podem ser separados em limiares que correspondem a diferentes riscos de formação de tempestade. A Tabela 1 representa esses limiares, segundo Nascimento (2005):

Tabela 1- Valores de CAPE de acordo com o potencial de formação de tempestades, baseado nos estudos de Nascimento (2005).

CAPE (J kg ⁻¹)	Potencial para Tempestades Elétricas
1000 < CAPE ≤ 2500	Alto Potencial
2500 < CAPE ≤ 4000	Instabilidade Acentuada
CAPE > 4000	Instabilidade Extrema

A altura do NCL ($h_{NCL}(T_{NCL}, P_{NCL})$, m) pode ser encontrada através do cálculo da temperatura e pressão do NCL, T_{NCL} (°C) e P_{NCL} (hPa), respectivamente, dados por Bolton (1980):

Equação 6:
$$T_{NCL} = \left(\frac{1}{T+55} - \frac{\ln\left(\frac{UR}{100}\right)}{2840} \right)^{-1} + 55$$

Equação 7:
$$P_{NCL} = 100 \left(\frac{T_{NCL}}{\theta} \right)^{3,4965}$$

onde T (°C) é a temperatura, UR é a umidade (%) relativa e θ (°C) é a temperatura potencial, todas na superfície. E, finalmente, a Espessura da Camada Quente (ECQ, m), definida como espessura entre a h_{NCL} e a altura da isoterma de 0°C ($h_{T=0°C}$, m), é:

Equação 8:

$$ECQ = h_{T=0^{\circ}C} - h_{NCL}$$

4.3. Variáveis de precipitação e atividade elétrica

4.3.1. Classificação da precipitação em Convectiva e Estratiforme

A classificação da precipitação de um sistema em convectiva ou estratiforme é baseada no estudo de Steiner et al (1995), o qual utilizou a distribuição horizontal da refletividade do radar (Z) abaixo da isoterma de 0°C para definir as classes.

Steiner et al. (1995) baseou-se nas diferenças físicas entre as precipitações convectiva e estratiforme descritas em Houze (1993). Analisando os dados de refletividade de um radar, as regiões do sistema definidas como convectivas apresentam altos valores de refletividade em praticamente todo o perfil vertical, atingindo também altos níveis da troposfera, provocada pela presença de intensas correntes ascendentes. Em contrapartida, um sistema com precipitação estratiforme é caracterizado pelas correntes descendentes serem mais intensas que as ascendentes e, é reconhecido pelas imagens de refletividade do radar, como uma faixa de máximos de refletividade dispostos horizontalmente. Essa faixa é conhecida como banda brilhante e ocorre pelo processo de derretimento das partículas de gelo presentes no sistema ao alcançarem a isoterma de 0°C.

Para uma classificação mais generalizada, os autores definiram que uma precipitação convectiva ocorre quando a velocidade vertical (w) das correntes ascendentes é de aproximadamente 10 ms^{-1} , e se torna maior que a velocidade terminal das partículas dentro da nuvem. Como o tempo de duração do ciclo de vida de um sistema convectivo é curto, geralmente menos de uma hora, as partículas de precipitação necessitam passar pelos processos de crescimento e queda em um menor tempo. Nesse pouco tempo, as partículas precisam ser elevadas rapidamente para que aumentem seu tamanho e fiquem pesadas o suficiente para começarem a cair até atingirem a superfície. E todos esses processos só conseguem ocorrer em um pequeno intervalo de tempo pelo mecanismo de acreção por água líquida.

Já a precipitação estratiforme ocorre quando a velocidade do movimento vertical da nuvem (w) é muito menor que a velocidade terminal da precipitação (V_t), ou seja, $|w| \ll |V_t|$. Em termo de valores, tem-se que nesse caso w é de no máximo 3 ms^{-1} . O processo de formação dessa precipitação se faz diferente da convectiva. Além da diferença de intensidade das correntes

ascendentes, nos sistemas estratiformes o tempo de duração entre a formação e queda de uma partícula passa de minutos para um intervalo ente uma à três horas. Esse tempo é suficiente para as partículas crescerem pelo mecanismo de deposição de vapor e agregação de outras partículas de gelo. Assim, as partículas presentes nos altos níveis da nuvem começam a cair lentamente.

Como a velocidade vertical não é um dado disponível em observações por um único radar, Steiner et al. (1995) usou a estrutura horizontal da precipitação para classifica-la em convectiva ou estratiforme. Assim, com base nos dados de refletividade do radar em um único plano horizontal abaixo da banda brilhante do radar (abaixo da isoterma de 0°C) foi criado um método para identificar os padrões conectivos e, por critério de descarte, os padrões que não se encaixam no limiar de convectivo, são automaticamente classificados como estratiformes.

Os critérios utilizados por Steiner et al (1995) foram:

- (a) Qualquer pixel que apresente refletividade de no mínimo 40 dBZ, é automaticamente classificado como convectivo;
- (b) Caso o pixel a ser analisado não apresente o critério (a) acima, faz-se outra análise:
 - (b.1) Calcula-se a intensidade do fundo (*background reflectivity*), Z_{bg} : média linear dos ecos de andar que não estão zerados dentro de um raio de 11 quilômetros em torno do pixel analisado.
 - (b.2) Calcula-se a diferença entre refletividade do pixel (Z) analisado e a intensidade do fundo, i.e.: $Z_{dB} = Z - Z_{bg}$.
 - (b.3) Compara Z_{dB} com a curva ΔZ (eq 6) que define a separação entre convectivo e estratiforme pela estrutura horizontal e ilustrada na Figura 9a:

Equação 9:

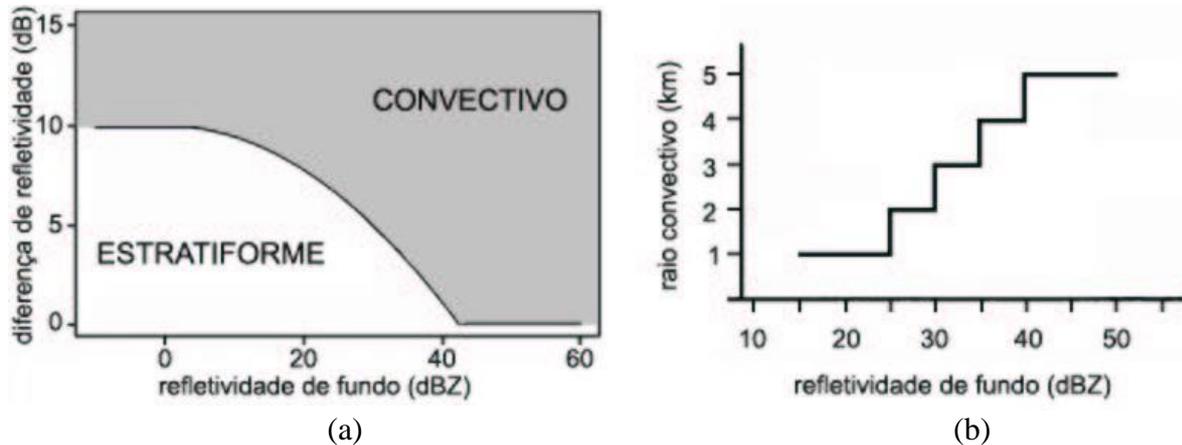
$$\Delta Z = \begin{cases} 10, Z_{bg} < 0 \\ 10 - \frac{Z_{gb}^2}{180}, 0 \leq Z_{gb} < 42,43 \\ 0, Z_{bg} \geq 42,43 \end{cases}$$

onde:

- se $Z_{dif} \geq \Delta Z$ a precipitação é convectiva;
- se $Z_{dif} < \Delta Z$ a precipitação é estratiforme.

(b.4) Finalmente, para todo pixel classificado como convectivo por um dos critérios acima, todos os pixels ao redor deste, dentro de um raio dependente de Z_{bg} também é classificado como convectivo, sendo que este raio é dado pela Figura 9b.

Figura 9: (a) Curva de ΔZ (eq. 6) que define a separação entre convectivo e estratiforme pela estrutura horizontal e (b) área de influência de um pixel classificado como convectivo.



Fonte: Adaptado de Steiner et al. (1995) e Albrecht (2004).

4.3.2. Estimativa da precipitação:

Após encontrar as condições e definir o Δz , aplica-se a conversão Z-R para definir a taxa de precipitação, já caracterizada como convectiva ou estratiforme.

Segundo Steiner et al. (1995), as variáveis de refletividade do radar (Z) e a taxa de precipitação (R) estão diretamente relacionadas com a variável de tamanho das gotas de chuva. Com isso, é possível correlacionar as duas variáveis e transformá-las em apenas uma função, conhecida como relação Z-R. Essa relação é definida pela seguinte equação:

Equação 10:
$$Z = \alpha \times R^\beta$$

onde Z é o fator de refletividade do radar (mm^6m^{-3}), R é a taxa e precipitação (mm h^{-1}), e as constantes α e β são valores positivos e definidos empiricamente por meio de um experimento com o espectro do tamanho das gotas em um determinado regime de precipitação. Por exemplo, para um sistema com precipitação tropical na sobre a superfície oceânica, os autores do experimento GATE (AUSTIN et AL. 1976; HUDLOW 1979) definiram que as constantes α e β assumiam valores como 230 e 1,25, respectivamente.

Com o passar dos anos, alguns autores concluíram que essa relação se faz diferente entre as precipitações convectivas e as precipitações estratiformes, isto é, as equações apresentaram diferentes valores das constantes α e β . Essa distinção das equações também faz com que haja um aumento da acurácia no processo de estimativa da taxa de precipitação pelos radares. Esse foi o caso do estudo realizado na área da ilha de Darwin, por Short et al. (1990), onde chegaram a conclusão que a precipitação convectiva era mais bem representada pela Equação 1111 e, como Short et al. não definiram uma equação para a precipitação estratiforme, essa variável foi resultante de uma equação proposta inicialmente pelos estudos de Joss et al (1968) e Joss e Waldvogel (1970), referente Equação 11;:

Equação 11:
$$Z = 170 \times R^{1,47} \quad \text{chuva convectiva}$$

Equação 12:
$$Z = 300 \times R^{1,5} \quad \text{chuva estratiforme}$$

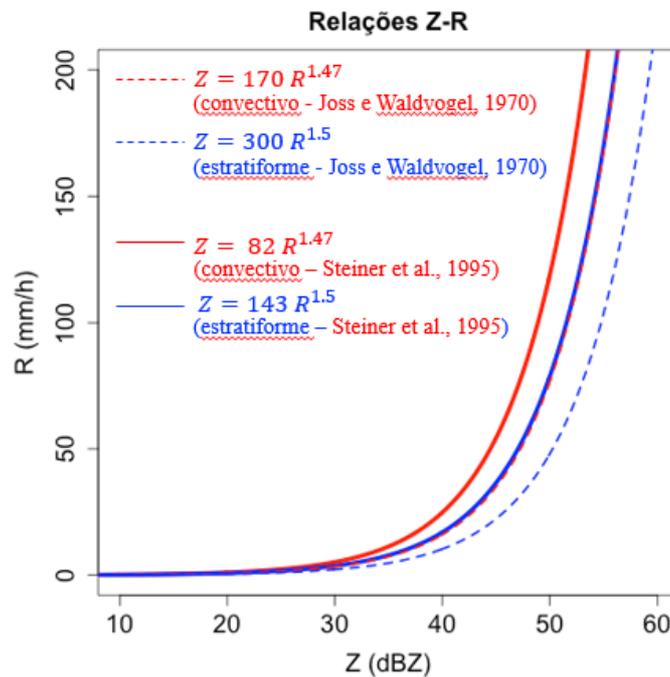
Já as constantes utilizadas por esse estudo, foram baseadas nos estudos de Steiner et al (1995) na região tropical de Darwin, Austrália, onde foi feito um ajuste entre as equações definidas pelas equações acima e os acumulados de precipitação, e os valores de α e β que mais se ajustaram a essa caracterização estão representados pelas equações (10) e (11).

Equação 13:
$$Z = 82 \times R^{1,47} \quad \text{chuva convectiva}$$

Equação 14:
$$Z = 143 \times R^{1,5} \quad \text{chuva estratiforme}$$

As relações Z-R das Equação 14 e Equação 15 representadas na Figura 10. Pode-se observar que o comportamento entre os dois tipos de precipitação apresenta um crescimento exponencial, principalmente, a partir do limiar de aproximadamente 25 dBZ. Além disso, segundo Steiner et al. (1995), a curva que representa a precipitação estratiforme de seus estudos coincide com o comportamento da curva de precipitação convectiva encontrada por Joss e Waldvogel (1970). Com a atualização das equações apresentadas por Steiner, nota-se nos dados de refletividade do radar que os dois tipos de precipitação começam a apresentar um aumento da taxa de precipitação mais intenso a partir do limiar de 45 dBZ, enquanto nas curvas apresentadas por Joss e Waldvogel o aumento exponencial ocorria de forma mais lenta, com refletividades acima de 50 dBZ, tanto para convectivo quanto para estratiformes. Isso mostra que as relações ZRs apresentam características intrínsecas aos sistemas precipitantes locais.

Figura 10: Representação gráfica das relações Z-R de precipitação convectiva e estratiforme encontradas pelos estudos de Joss e Waldvogel (1970) e Steiner et al. (1995).



4.3.2. . Conteúdo de água líquida integrado verticalmente - VIL (Vertically Integrated Liquid)

O conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL – sigla do inglês, *vertically integrated liquid*) é uma função não linear, a qual converte os dados de refletividade do radar em conteúdo de água líquida, ou gelo, em uma determinada coluna vertical da atmosfera, com nível inicial (h_i) e final (h_j). Essa conversão é definida, segundo Amburn e Wolf (1997), pela equação abaixo:

Equação 15:
$$VIL = \sum 3,44 \times 10^{-6} [(Z_i + Z_{i+1})/2]^{4/7} |h_{i+1} - h_i|$$

onde a unidade do VIL é dada em quilograma por metro quadrado (mm ou kg m^{-2}), j é cada nível da coluna vertical analisada, Z é a refletividade do radar ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) (eqs. 1 e 2) no nível j , h_j é a altura do nível j .

Para interpretar os dados de VIL, salienta-se que quanto maior é o valor final do VIL, maiores são os valores da refletividade radar e, conseqüentemente, maiores são as probabilidades de serem encontradas gotas de diâmetros grandes, que posua vez, aumentam também a

probabilidade de ocorrência de granizo no sistema. Contudo, isso dependerá também das condições atmosféricas locais, nos estudos de Amburn e Wolf (1997) por exemplo, as tempestades que se formaram em massas de ar mais frias produziram granizo com baixos valores de VIL, em torno de 25 – 35 kg m⁻². Já as tempestades que se formaram em uma atmosfera com massa de ar mais quente produziram granizos com valores mais altos de VIL, em torno de 50 – 60 kg m⁻².

4.4. Algoritmo de rastreamento ForTraCC

O ForTraCC (*Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Cluster*) é um algoritmo proposto por Vila et al. (2008) e que tem como objetivo caracterizar os sistemas convectivos detectados por meio dos limiares de tamanho e temperatura de brilho (Tb) do topo de nuvem em imagens de satélite. Originalmente, o algoritmo utiliza como dados de entrada as imagens do satélite geoestacionário GOES 10, com intervalo de 15 minutos entre si. Basicamente, o algoritmo compara imagens de satélite sucessivas, e a partir de um processo de limiarização, ou seja, os pixels que obedecerem o limiar mínimo de 235 K e sobreposição, um limiar de tamanho, que no estudos acima é definido com um número mínimo de 90 pixels de 4x4 km² cada, o sistema rastreia o objeto em questão, naquele caso as nuvens associadas a sistemas convectivos de mesoescala. Após a identificação dos sistemas convectivos (SC), os mesmos são agrupados por famílias: a família representa o ciclo de vida do sistema rastreado. Há também um outro limiar de temperatura para identificar as células convectivas (CCs; núcleos mais intensos) e que apresentam uma estrutura vertical mais profunda. Para tal, é utilizado o limiar de Tb como 210 K. Com o acompanhamento desses sistemas convectivos, é possível obter características dos mesmos quanto ao seu tamanho, posição do raio efetivo, fração convectiva e o número de células convectivas, entre outros (VILA, 2003 e MACHADO, 1998).

Nesse estudo foi utilizada uma adaptação do algoritmo ForTraCC assim como proposto por Queiroz (2008), sendo que ao invés de utilizar como dados de entradas as imagens de satélite, foram utilizadas imagens de refletividade radar do radar banda-S do SIPAM. Nesse caso, os limiares de temperatura foram substituídos por limiares de refletividade de 20 dBZ¹ e área mínima de pelo menos 10 pixels (40 km²) no produto CAPPI de 2,5 km de altura. Os sistemas precipitantes identificados pela versão de dados de radar do ForTraCC foram rastreados juntamente com os

¹ 20 dBZ corresponde à uma taxa de precipitação de 0,65 mm h⁻¹ usando a relação de Z-R de Marshall e Palmer: Z=200 R^{1,6}.

dados de descargas elétricas (Seção 3.3). O resultado deste rastreamento nos fornece a morfologia e o ciclo de vida da estrutura da precipitação e atividade elétrica associada aos sistemas convectivos rastreados durante o IOP1 e IOP2. Como o rastreamento foi realizado através da área da tempestade em 2,5 km de altura com $Z \geq 20$ dBZ, uma pequena porcentagem dos raios de que aconteceram fora desta área podem não ter sido computada, como por exemplo as descargas elétricas de parte da região estratiforme da bigorna de sistemas precipitantes com alguma inclinação vertical.

5. RESULTADOS

A precipitação e atividade elétrica da região de Manaus são aqui analisadas de forma a verificar as propriedades físicas e elétricas dos sistemas convectivos e também tentar quantificar o potencial efeito das circulações locais de brisa de rio na atividade elétrica dos sistemas precipitantes da Amazônia, conforme descrito na Seção 4.

A Seção 5.1 fornece uma análise geral da direção predominante do vento durante o dia e a noite no Aeroporto de Ponta Pelada e no sítio T2, a fim de caracterizar a presença de brisa de rio em superfície. Na Seção 5.2 é feita uma análise do ciclo anual das variáveis termodinâmicas responsáveis pelo desenvolvimento de tempestades e que impactam a atividade elétrica das nuvens. A Seção 5.3 mostra a distribuição espacial e temporal média da precipitação e atividade elétrica durante os períodos do fim da estação chuvosa (IOP1) e de transição entre as estações seca e chuvosa (IOP2) dos experimentos de campo CHUVA-Manaus e GoAmazon. A Seção 5.4 analisa a morfologia da precipitação e atividade elétrica dos sistemas convectivos rastreados pelo algoritmo ForTraCC, enquanto que a Seção 5.5 mostra estudo de caso que corrobora com os principais resultados encontrados nas seções anteriores (Seções 5.1 à 5.4).

5.1. Vento em superfície e circulações fechadas de brisas de rio e terrestre

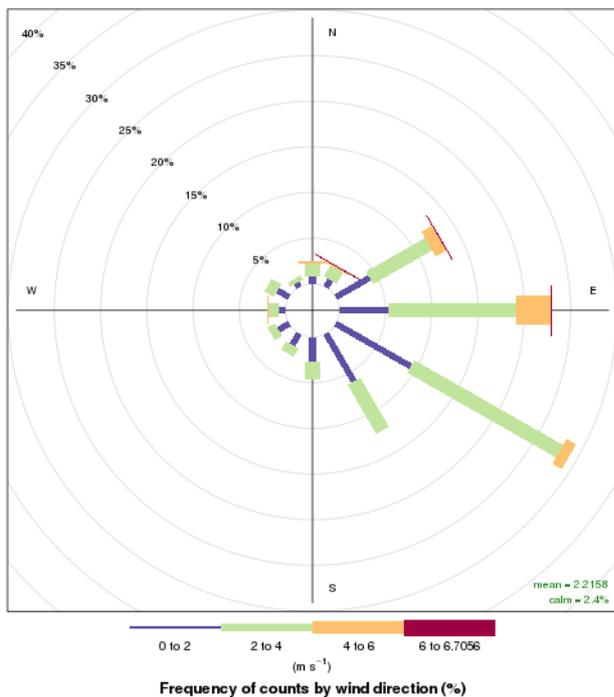
Como a cidade de Manaus é uma região próxima a três grandes rios, ou seja, três extensas superfícies aquosas, vários autores observam que há uma circulação fechada ocasionada pelo gradiente de temperatura citado anteriormente, entre a superfície terrestre e aquosa, como citado na Seção 2.2 (MOLION e DALLAROSA 1990; OLIVEIRA e FITZAJARRALD, 1993; FISCH et al. 1996). A Figura 11 representa o comportamento do vento para a região do Aeroporto de Ponta Pelada durante os experimentos IOP1 e IOP2 nos períodos diurno (06h00 à 18h00 horal local -Figura 11.a e c) e noturno (18h00 à 06h00 horal local -Figura 11.b e d). Recordando-se do posicionamento desta localidade em relação aos rios da região, este aeroporto está localizado próximo à confluência entre os Rios Negro (à leste/noroeste) e Solimões (à oeste), e imediatamente ao norte do Rio Amazonas (vide Figura 7). Na Figura 11a vemos que durante o período diurno do IOP1 houve uma maior frequência de ventos de leste e sudeste, representando cerca de 30% dos dados. Além disso, a velocidade desses ventos variou entre 2 à 6 m/s. Já durante o período noturno (Figura 11b), nota-se que o predomínio dos ventos de leste se manteve

constante, devido a intensificação dos ventos alísios nessa época do ano, porém, os ventos de sudeste (SE) diminuíram de frequência, acompanhados de um aumento dos ventos de nordeste (NE). A velocidade dos mesmos também apresentou uma mudança, passando a soprar entre 0 e 4 m/s. Estas observações mostram indícios de uma inversão no quadrante dos ventos registrados no Aeroporto de Ponta Pelada, entre o período diurno e noturno.

Para o período do IOP2 (Figura 11c e d), nota-se um comportamento semelhante ao IOP1: maior frequência (acima de 25%) dos ventos de SE, com intensidade entre 2 à 6 m/s, porém uma menor frequência dos ventos de leste (abaixo de 15%), o que já é esperado pela sazonalidade da Região. Durante o período noturno (Figura 11d), nota-se um pequeno aumento da frequência dos ventos de leste (acima de 15%) e predomínio dos ventos de NE (acima de 10%), além de uma desintensificação na velocidade dos mesmos (de 2 à 6 m/s). Portanto, como houve uma inversão de quadrantes predominantes, pode-se concluir também que para a localidade do Aeroporto de Ponta Pelada e durante a estação de transição, o escoamento de vento nessa região sofreu a influência da circulação fechada de brisa fluvial, ainda mais intensa que a observada durante o IOP1.

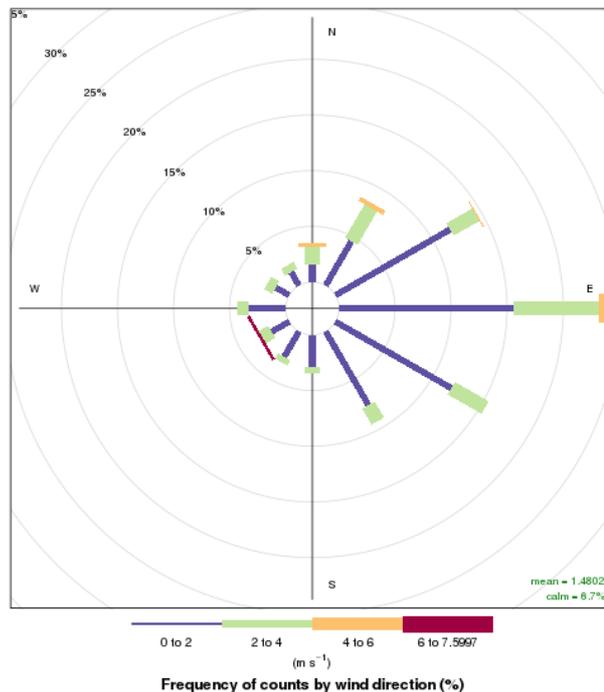
Figura 11: Rosa dos ventos para o Aeroporto de Ponta Pelada (Manaus – AM), durante os experimentos do IOP1 e IOP2, para os períodos (a e c) Diurno e (b e d) Noturno.

Aeroporto de Ponta Pelada - Manaus/AM
Daytime - IOP1



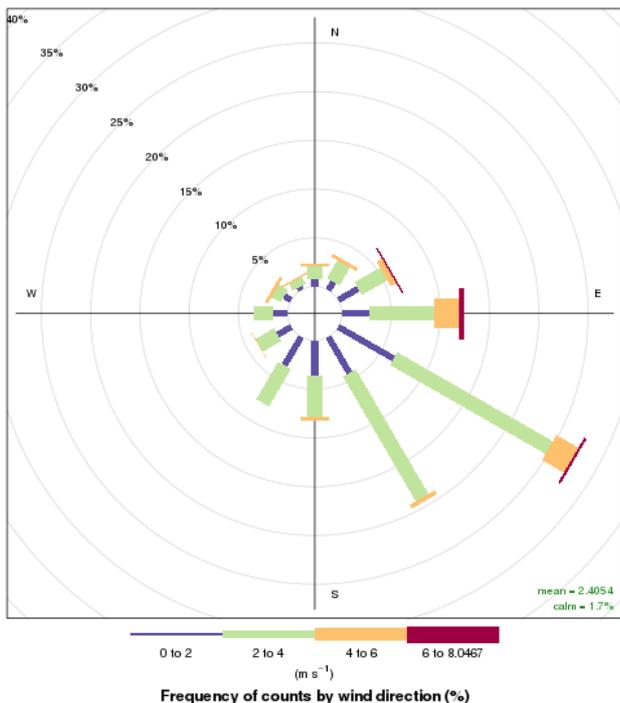
(a)

Aeroporto de Ponta Pelada - Manaus/AM
Nighttime - IOP1



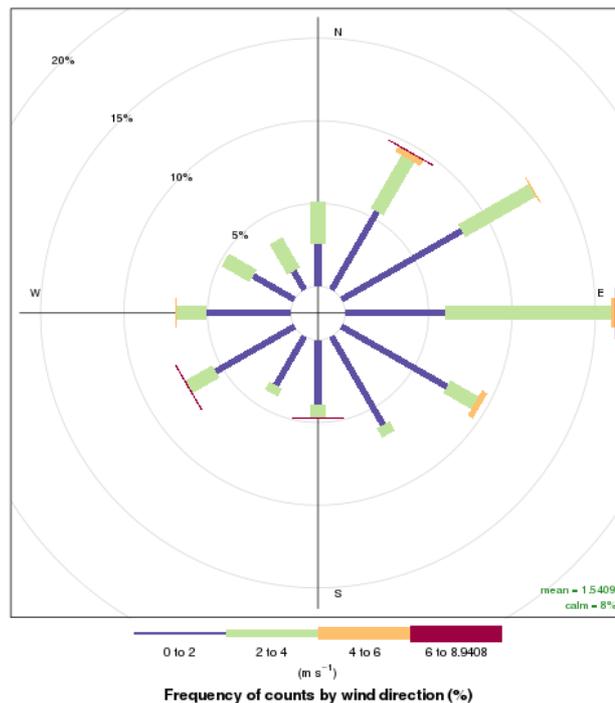
(b)

Aeroporto de Ponta Pelada - Manaus/AM
Daytime - IOP2



(c)

Aeroporto de Ponta Pelada - Manaus/AM
Nighttime - IOP2



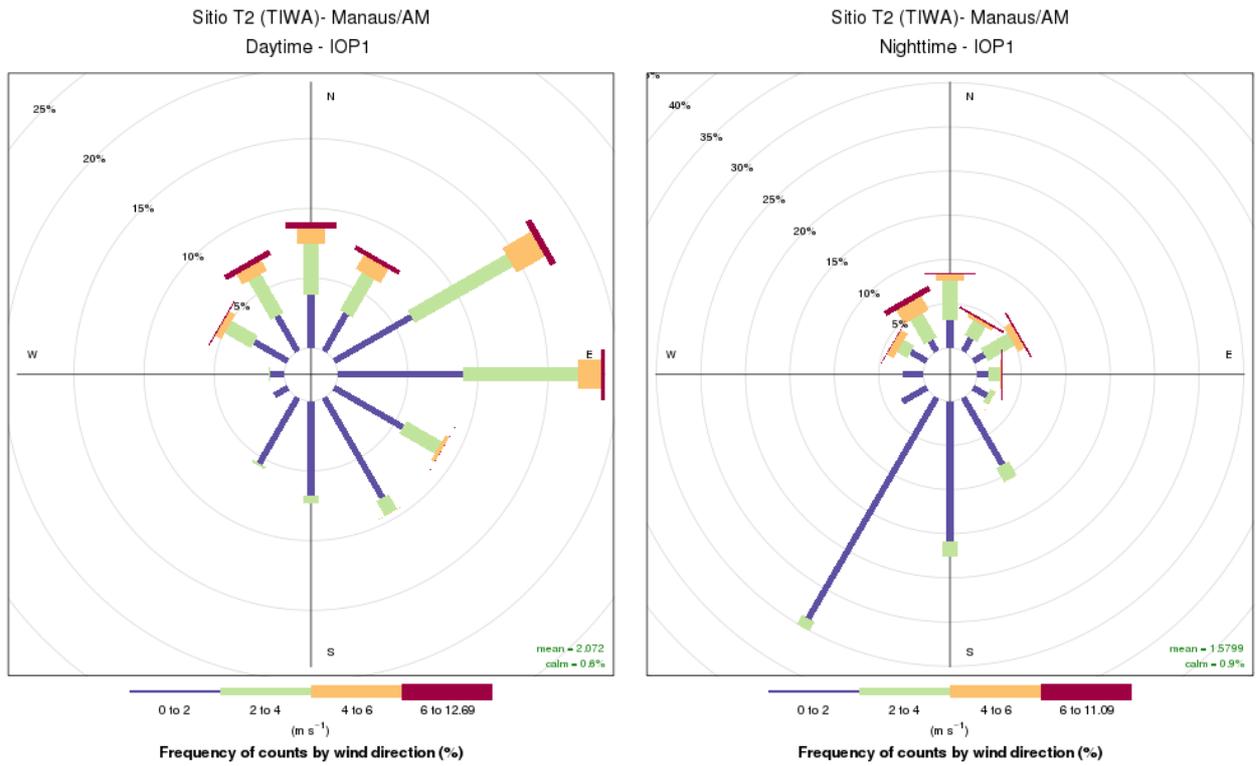
(d)

A fim de analisar o comportamento do escoamento de vento em um outro ponto das margens dos rios que circundam Manaus foi realizado também o estudo de rosas do vento para os dados do Sítio T2, localizado na margem oeste do Rio Negro, vento abaixo da cidade de Manaus (AM) (vide Figura 7). Pela Figura 12, também separada entre os experimentos IOP1 e IOP2, durante os períodos diurno (Figura 12.a e c) e noturno (Figura 12b e d), nota-se que durante a estação chuvosa e no período diurno, foi registrado uma maior frequência (acima de 15%) dos ventos de quadrante norte, principalmente da direção de NE. Além disso, registrou-se uma velocidade semelhante ao Aeroporto de Ponta Pelada, com intensidade entre 2 à 6 m/s. Já durante o período noturno, houve uma desintensificação dos ventos de quadrante norte, e um aumento da frequência dos ventos de quadrante sul, principalmente da direção sudoeste (SO) (30%). Nota-se também uma desintensificação da velocidade, a qual ficou entre os intervalos de 0 à 4 m/s. Com isso, concluiu-se que para a região do Sítio T2, observou-se uma inversão da direção predominante dos ventos durante os períodos diurno e noturno para o IOP1, sinalizando a presença da circulação fechada de brisa fluvial.

Para o experimento IOP2 (Figura 12.b e d), observa-se uma predominância dos ventos de quadrante norte durante o período diurno (até 10%), com um vento constante soprando da direção SO (20%). Além disso, a velocidade predominante se dá entre os intervalos de 2 à 6 m/s. Já durante o período noturno, nota-se que além de não ter sido observado uma inversão na direção dos ventos, houve um aumento de frequência dos ventos que sopram do quadrante norte e leste, além de não ter sido observado também uma mudança na velocidade dos mesmos. Logo, durante o IOP2, para a região do Sítio T2, não foi observado uma mudança no quadrante dos ventos durante o período diurno e noturno, portanto, não caracterizando a circulação de brisa fluvial.

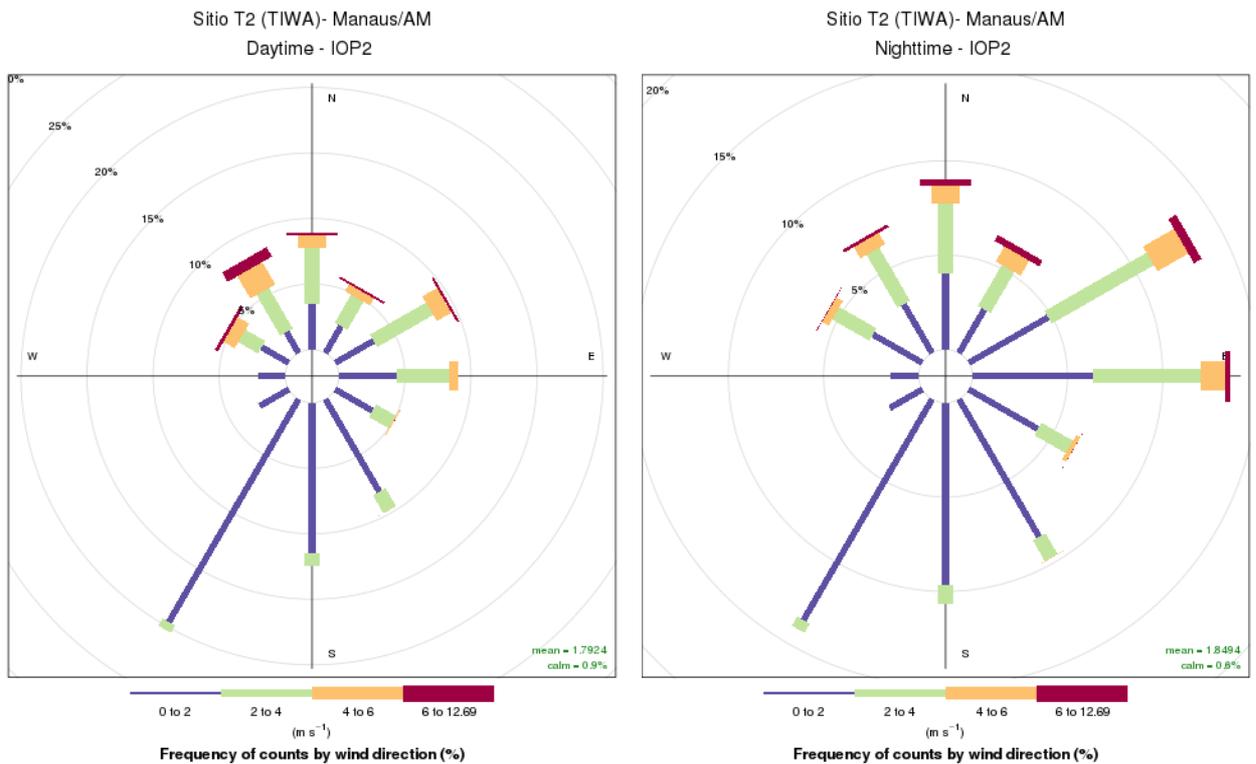
Assim, concluiu-se que o período do IOP1 apresentou uma mudança da direção dos ventos comparando o período diurno com o noturno, caracterizando a circulação de brisa fluvial provocada pela diferença do gradiente de temperatura entre a superfície terrestre e o rio, nos dois pontos estudados. Já durante o IOP2, apenas o Aeroporto de Ponta Pelada apresentou características da circulação fechada, enquanto a região do Sítio T2 continuou com as mesmas características tanto durante o período diurno, quanto o período noturno.

Figura 12: Rosa dos ventos para sítio T2 do experimento Projeto CHUVA, durante os experimentos do IOP1 e IOP2, para os períodos (a e c) Diurno e (b e d) Noturno.



(a)

(b)



(c)

(d)

5.2. Ambiente termodinâmico

A Figura 13 representa as características de altura de base da nuvem (h_{NCL}), altura da isoterma de 0°C ($h_{T=0^{\circ}\text{C}}$) e a espessura da camada quente (ECQ) das radiossondagens do sito T3 ao longo do ano de 2014, destacando os dois períodos de estudo e três horários do dia: 08, 11 e 14 HL. Comparando os dois períodos de estudo com relação a característica de altura da base da nuvem, nota-se que durante o período chuvoso esses valores tenderam a ser menores que o período de transição uma vez que a temperatura do ar e conseqüente calor sensível em superfície é menor durante esta época do ano, diminuindo a espessura da camada de mistura da camada limite planetária (CLP) e também seu topo, posição aproximada de onde se encontram a base das nuvens (i.e., h_{NCL}) (Fisch et al. 2004). Em termos de valores, tem-se que durante as primeiras horas do dia (08HL), durante o IOP1 a h_{NCL} tem uma mediana de 230 metros, enquanto durante o IOP2 esse valor aumentou para 490 metros. Analisando o comportamento dessa variável ao longo do dia, nota-se que durante os dois períodos houve um aumento da h_{NCL} , no horário seguinte (11HL), quando o valor aumentou para 500 metros no IOP1 e 1200 metros no IOP2. Já durante o horário da tarde (14HL), tem-se que a h_{NCL} durante o IOP1 continuou apresentando um mínimo próximo aos 500 metros, enquanto durante o IOP2 os sistemas apresentaram um aumento de h_{NCL} para ~1300 metros com valores menores, na casa dos 720 metros no mês de outubro, sugerindo que a estação chuvosa talvez já deva ter se iniciado. Esses resultados corroboram com os encontrados por Fisch et al. (2004), Shaw et al. (2005) e Carneiro et al. (2018), os quais encontraram os picos da altura da CLP durante o período da tarde, independente da época do ano. Carneiro et al. (2018), comparando dados de ceilômetro, radiossondagem, SODAR, Lidar e Radar de Vento do experimento GoAmazon durante o ano de 2014, mostraram que os meses de fevereiro e março têm as menores alturas máximas da CLP ao longo do dia por serem os meses de auge da estação chuvosa, e que o mês de setembro demonstrou a maior altura máxima da CLP com valores de ~1750m.

Para a variável de altura da isoterma de 0°C , observa-se pouca variação ao longo do dia e durante os dois períodos. Os valores das medianas de cada horário tenderam a ficar entre 4800 e 5000 metros, durante os dois períodos de experimento.

Já para a variável de ECQ, a qual é um resultado da subtração entre a altura da isoterma de 0°C e a h_{NCL} , nota-se, conseqüentemente o efeito contrário do observado na altura da base da

nuvem. Enquanto durante o IOP1 a distribuição de ECQ ficou entre os valores de 3800 a 4600 metros, representados pelo primeiro e terceiro quartis, respectivamente, durante o IOP2 esse intervalo diminuiu para 3100 a 3600 metros, sugerindo diferenças de 700 a 1.000 m entre as duas estações.

A fim de conectar todas essas variáveis com o comportamento da atividade elétrica das tempestades formadas em cada período, Albrecht (2008) citou os autores Carey e Buffalo (2007) em seus estudos, os quais concluíram que as tempestades positivas (e mais severas) apresentam uma tendência de formação em atmosferas com características mais secas, isto é, com a altura da base da nuvem mais alta, a qual implica em um menor valor da espessura da camada quente (ECQ), enquanto as tempestades negativas apresentam uma preferência por características contrárias, com menor altura da base da nuvem e maior valor de ECQ (vide Seção 1). Essa conclusão foi nomeada pelos autores como "*hipótese da ECQ*". Ela pode ser melhor definida por meio dos processos de consequências, ou seja, uma maior altura da base da nuvem implica em um menor valor da ECQ, já que para chegar ao valor de ECQ tem-se que subtrair a altura da isoterma de 0°C da própria altura da base da nuvem, como citado anteriormente, que por sua vez implica em uma maior intensificação das correntes ascendentes (menor tempo para desenvolvimento de gotas grandes por processos quentes e menor "*water loading*"), levando à maior potencial de conteúdo de água líquida superesfriada na região de fase mista, potencializando o crescimento de hidrometeoros de gelo mais densos (i.e., graupel e granizo). Ambos, aumento de graupel/granizo e aumento da intensidade da corrente ascendente implicam num aumento da atividade elétrica, e também podem implicar no carregamento positivo de graupel/granizo levando à maiores taxas de raios positivos (+CG). Esses resultados corroboram com os encontrados por Carey e Buffalo (2007) para tempestades do meio-oeste da América do Norte e Albrecht et al. (2011) para tempestades do sudoeste da Amazônia.

Já as tempestades negativas, por sua vez, apresentam uma menor altura da base da nuvem, como citado anteriormente, com isso, um maior valor de ECQ, menor intensidade das correntes ascendentes, que implicam em uma maior diluição da água líquida presente na nuvem, portanto, um maior potencial para conteúdo de água líquida. É por esse motivo que as tempestades negativas tendem a ser menos intensas que as tempestades positivas.

Portanto, pelos dados gerados pela análise termodinâmica da Figura 13, pode-se chegar a mesma conclusão que os autores citados acima, em que durante um período úmido (IOP1), a altura da base da nuvem tende a ser menor, com um maior intervalo no valor das distribuições de dados

de ECQ e, o que tende a provocar a formação de maiores quantidades de descargas elétricas de polaridade negativa. Já durante o período de transição (IOP2), como a atmosfera está mais seca se comparada com o período do IOP1, a altura da nuvem apresentou maiores valores e, como a altura da isoterma de 0°C não apresentou grandes alterações entre os dois períodos, obteve-se um menor valor de ECQ. Com isso, segundo a hipótese do ECQ, durante esse período (IOP2) pode ser que tenha ocorrido uma preferência de ocorrência de descargas elétricas de polaridade positiva. Essas conclusões serão esclarecidas nas próximas seções referentes as atividades elétricas dos períodos estudados (Seção 5.4.2).

Figura 13: Distribuição das variáveis (a) altura da base da nuvem (h_{NCL} – em metros); (b) altura da isoterma de 0°C ($h_{T=0^{\circ}C}$ – em metros) e; (c) espessura da camada quente (ECQ – em metros). Os períodos de estudo estão indicados dentro dos retângulos azuis, com o primeiro retângulo referente ao período do IOP1 e o segundo, ao IOP2, calculadas usando as radiossondagens do sítio T3 nos três horários indicados: 08, 11 e 14 hora local.

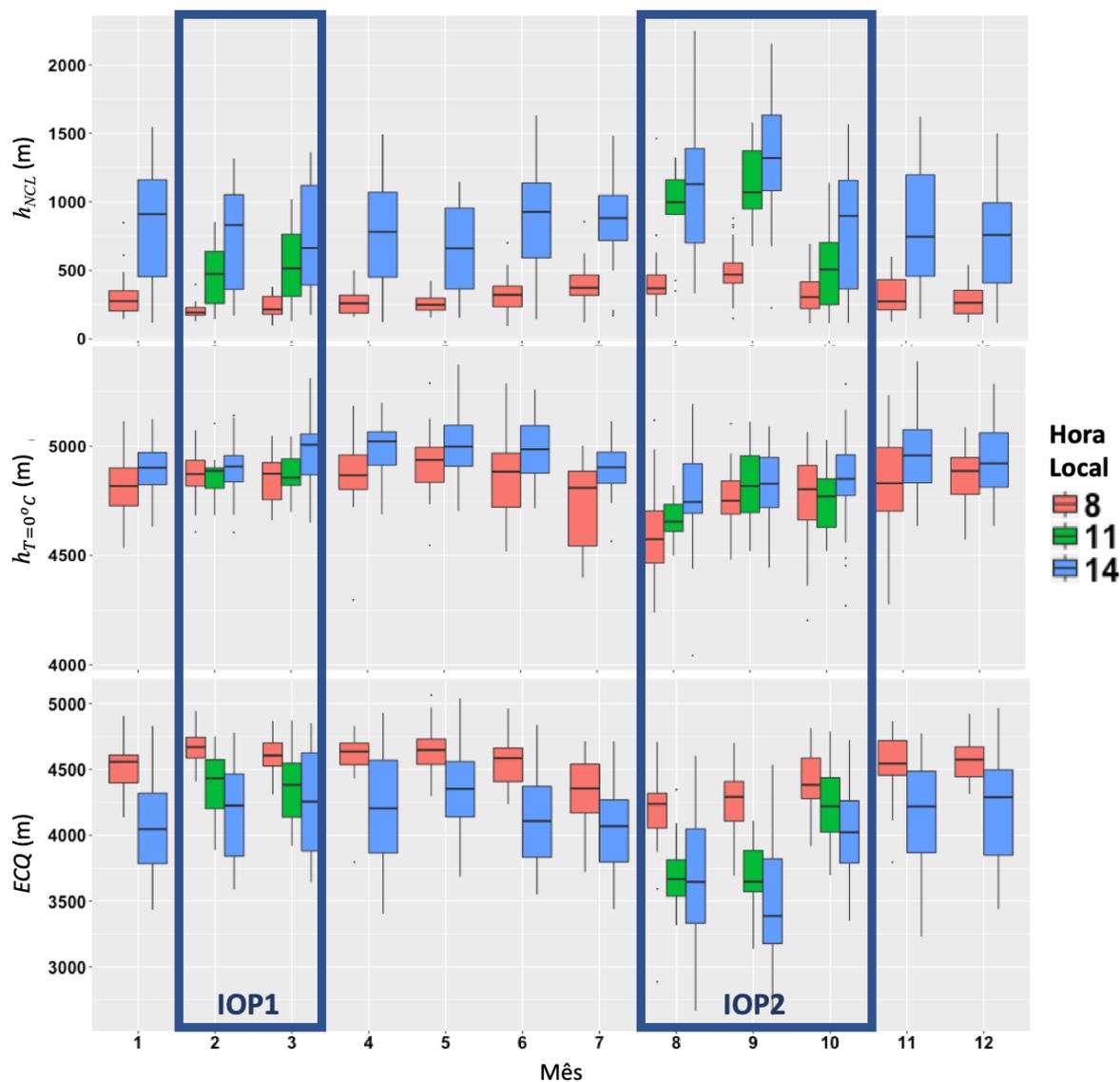
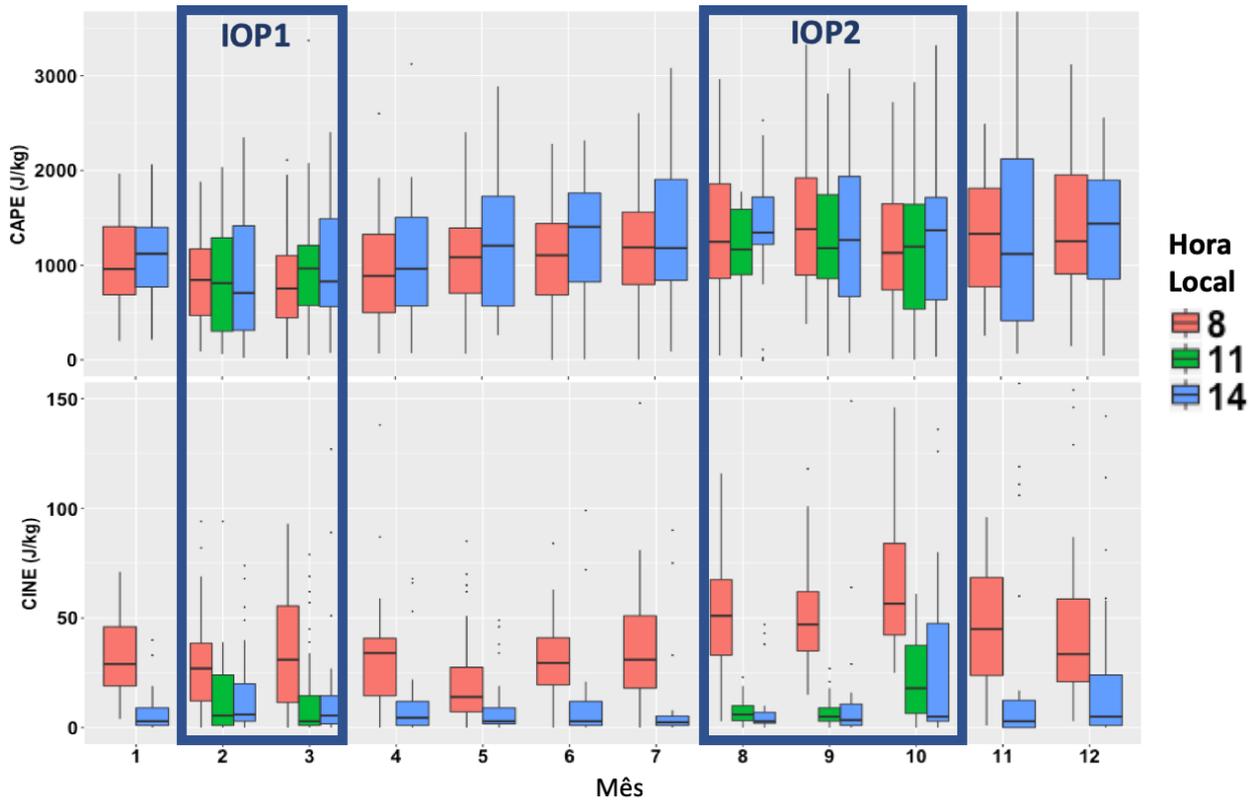


Figura 14: Idem à Figura 13, exceto para as variáveis (a) CAPE (J/kg); e (b) CINE (J/kg)..



Analisando CAPE (Figura 14a) e comparando os dois períodos, nota-se pouca diferença entre os valores máximos de CAPE ao longo do dia. Enquanto durante a estação chuvosa as medianas, para os três horários, ficaram abaixo dos 1000 J/kg, durante a estação de transição as mesmas assumiram valores um pouco acima do anterior (entre 1100 e 1400 J/kg). Porém, analisando os boxplots nota-se uma semelhança entre as duas estações, de aumento do CAPE ao longo do dia, atingindo valores máximos às 14HL, quando há uma maior condição para convecção local, gerada pelo aquecimento radiativo da superfície terrestre. Apesar da mediana do IOP1 durante esse horário apresentar uma pequena diminuição com relação as medianas dos horários anteriores, nota-se um aumento do intervalo entre o primeiro e o terceiro quartis, indicando um aumento da distribuição de dados. Já durante o IOP2, nota-se um aumento da mediana no horário das 14HL, além de também um aumento na distribuição dos dados. Com isso, conclui-se que o período da tarde é quando há um maior potencial para a formação de tempestades, já que os dois períodos apresentaram uma elevação nos valores de CAPE. Comparando ainda esses resultados com a Tabela 1, citada na Seção 4.2, tem-se que os valores entre 1000 e 1500 J/kg se enquadram no primeiro intervalo de valores de CAPE e que indicam uma atmosfera com "Alto Potencial" para a formação de tempestades elétricas, com alguns dias apresentando atmosfera com

“Instabilidade Acentuada” (>2500 J/kg, de acordo com os valores máximos, desconsiderando os *outliers*).

Analisando os valores de CINE (Figura 14.b), nota-se também pouca diferença entre os dois períodos de estudo nos horários de 11 e 14 HL. No horário das 08 HL, enquanto a estação chuvosa apresentou medianas com valores máximos de CINE na casa dos 25 J/Kg, durante a estação de transição os valores máximos ficaram próximos dos 50 J/Kg. Em geral, nos dois períodos houve uma diminuição do CINE ao longo do dia, com valores máximos no período da manhã (08HL) e valores mínimos durante a tarde (14HL). Enquanto na manhã as medianas ficaram próximas dos 25 J/kg e 50 J/kg para o IOP1 e IOP2, respectivamente, no horário das 14HL os valores diminuíram para entre 5 e 10 J/kg.

A diminuição do CINE, acompanhada de um aumento dos valores de CAPE implicam em um aumento ainda maior do potencial convectivo da atmosfera local. Isso porquê, quando uma parcela de ar ascende numa atmosfera com baixo CINE, a energia necessária para que a mesma continue a se elevar e alcançar o nível de condensação por levantamento (NCL) é bem menor que se comparada com a energia necessária em uma atmosfera com alto CINE, como citado na Seção 4.2. Além disso, a medida que a parcela ascende, rompe o CINE e encontra um ambiente com alto CAPE, se o mesmo está distribuído em uma pequena área, aumenta-se ainda mais o potencial de formação de tempestades com descargas elétricas. Portanto, com as informações das Figura 13 e Figura 14 com relação aos valores de ECQ, CINE e CAPE durante os dois períodos de experimento, conclui-se que o IOP2 se mostrou como uma estação mais instável e mais propícia a formação de tempestades elétricas.

5.3. Distribuição espacial e temporal da precipitação e atividade elétrica

Nesta seção serão apresentados os mapas de densidade de precipitação e descargas elétricas acumulados para cada período de experimento CHUVA-Manaus e GoAmazon. i.e., IOP1 e IOP2.

5.3.1. Precipitação

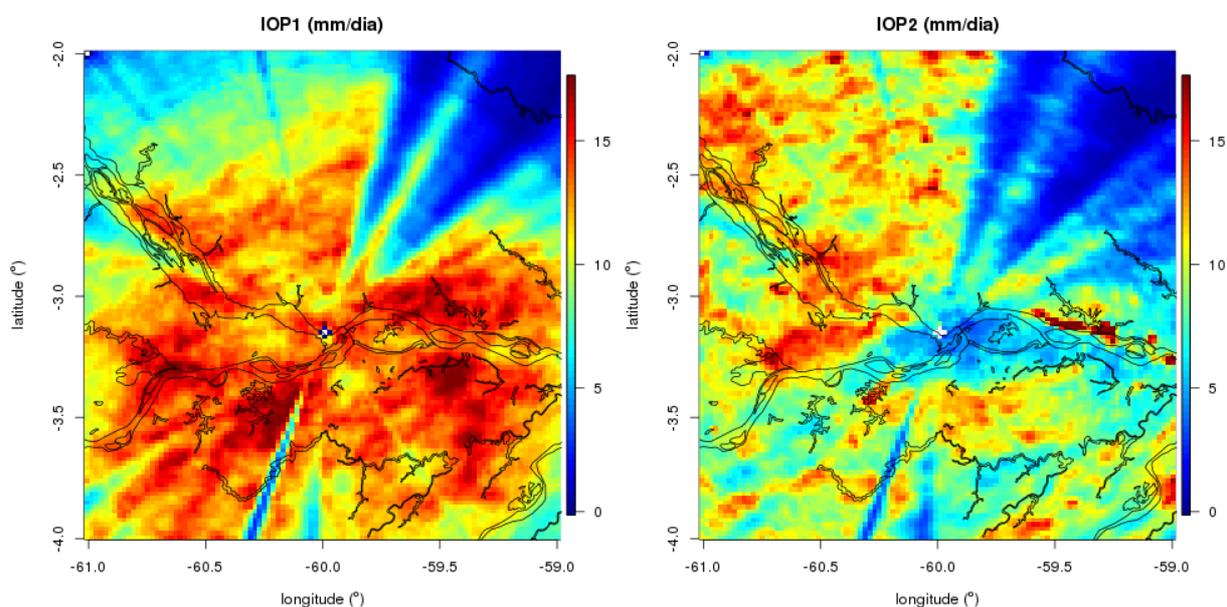
Analisando os dois períodos de IOP1 e IOP2 pela variável de precipitação, com mapas de taxa de precipitação diária (mm/dia) representados pela Figura 15. Evidentemente, nota-se áreas

de menor acumulados (<1 mm/dia) em linhas radiais nos quadrantes nordeste e sudoeste na Figura 15, e linhas radiais com parcial alto acumulado ($>>15$ mm/dia) no quadrante sudoeste ao sul do Rio Solimões e no quadrante leste ao longo do Rio Amazonas. Essas áreas indicam bloqueios total e parcial do feixe do radar, além de contaminação por ecos de terreno (Courtney Schumacher, comunicação pessoal; Saraiva et al. 2016) e não devem ser consideradas nesta e demais análises.

Durante a estação chuvosa (IOP1), como o próprio nome já retoma, é quando ocorrem altos valores acumulados. Os sistemas precipitantes atuantes nesse período são formados principalmente pela presença de um sistema de grande escala e geram maiores acumulados observados (MARENGO et al, 1998). Essa característica e potencial de precipitação é provocado pela presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que durante os primeiros meses do ano atua mais ao Hemisfério Sul, assim como citado na Seção 2.2. Logo, durante o IOP1 são observados os maiores acumulados de precipitação se deram em sua maioria entre 10 e 15 mm/dia, com alguma áreas acima de 15 mm/dia, durante o período de transição, IOP2, nota-se que a maioria dos pontos com maiores acumulados estão abaixo de 15 mm. Além disso, nota-se também que durante o período chuvoso a precipitação se deu de forma mais espalhada e homogênea, enquanto durante o IOP2 os maiores acumulados apresentaram-se na forma de núcleos mais isolados. Essas diferentes características podem ser explicadas pelos sistemas atmosféricos que atuam em cada época do ano na região e que apresentam forçantes convectivas diferentes. Enquanto durante a época chuvosa, a ZCIT, que é uma sistema de grande escala provoca a formação de áreas de instabilidade na região, com linhas de instabilidade e outros sistemas convectivos de mesoescala, na época de transição, sistemas convectivos isolados são reponsáveis pelo regime de chuva, e abrangem uma menor área (Seção 2.2), contudo com maiores taxa instantaneas de chuva. Nota-se ainda, que as maiores taxas de precipitação durante o IOP2 estão na região ao leste da margem do Rio Negro e entre os Rios Negro e Solimões, sugerindo uma possível influência da brisa de rio.

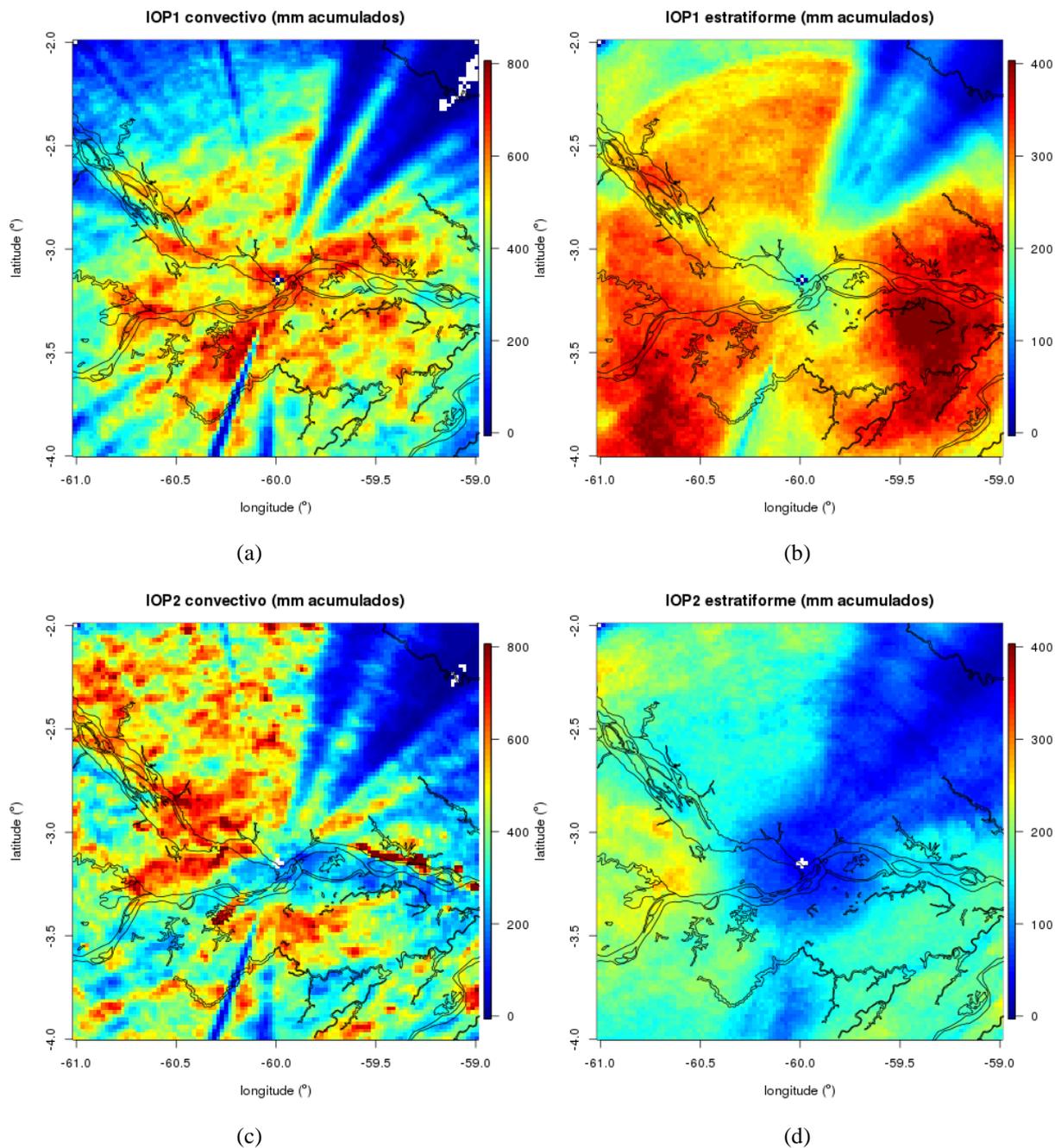
Este resultado pode ser devido ao fato de o IOP2 ter maior fração de precipitação convectiva, conforme será discutido adiante, e as taxas de precipitação convectiva e estratiforme derivadas das relações Z-R (Equação 13 e Equação 14 –Figura 10) terem uma grande diferença para valores de refletividade acima de 40 dBZ. Por exemplo, para valores de refletividade de 30, 40 e 50 dBZ na relação convectiva (Equação 13) a taxa de precipitação é de, respectivamente, 5.2, 25 e 119 mm/h, enquanto que na relação estratiforme (Equação 14) a taxa de precipitação é de, respectivamente, 3.7, 17 e 79 mm/h, resultando em uma diferença em taxa de precipitação convectiva e estratiforme de, respectivamente, 1.5, 7.9 e 40 mm/h.

Figura 15: Mapas de precipitação acumulada (mm/dia) durante o experimento do IOP1 e IOP2 para a região da Bacia Amazônica. Linhas sólidas pretas delimitam as fronteiras dos rios.



A Figura 16 representa os mapas de precipitação convectiva e estratiforme, definidas pelos limiares dos estudos de Steiner et al (1995) durante as duas épocas, com os dados de refletividade do produto CAPPI em 2,5 km de altura. Tem-se que, como durante o período chuvoso (IOP1) a formação dos sistemas e a precipitação dos mesmos ocorre de forma mais generalizada, provocados principalmente pelas frações estratiformes. Nesse mapa, os acumulados de precipitação estratiforme apresentaram valores acima dos 400 mm, principalmente na metade sul da região de estudo, e em sua maioria sobre o continente. A distribuição desse tipo de precipitação se deu mais homogênea e espalhada, assim como comentado anteriormente, com valores mínimos acima dos 250 mm. Já a os maiores acumulados de precipitação convectiva se deram de forma mais concentrados e sobre as regiões próximas aos rios, com valores máximos entre 600 e 800 mm. No período do IOP2 o comportamento foi semelhante, porém, com diferentes intensidades. Enquanto os maiores acumulados de precipitação convectiva continuaram com valores máximos no intervalo de 600 e 800 mm, nesse período a tendência foi de uma maior ocorrência nas regiões próximas as margens dos rios Negro e Solimões. A precipitação estratiforme apresentou uma redução nos acumulados totais, se comparada com os valores registrados no IOP1, com máximos de até 300 mm. Esses episódios foram registrados também na região continental, principalmente entre os rios Negro e Solimões.

Figura 16: Mapas de precipitação acumuladas (mm) convectivas (a-b) e estratiformes (c-d) durante o experimento do IOP1 e IOP2 para a região da Bacia Amazônica.



A Figura 17 mostra o acumulado diário da precipitação convectiva e estratiforme sobre toda região de estudo ao longo dos dias dos períodos IOP1 e IOP2. Nota-se que durante o IOP1, a precipitação convectiva se mostrou mais intensa e frequente, com acumulados entre 200 e 400 mm/dia. Apenas oito dias ao longo de todo o período apresentaram acumulados de precipitação

estratiformes maiores que convectivos, os quais foram resultado de acumulados da região estratiforme de grandes linhas de instabilidade que passaram pela região (não mostrado). Já durante a estação de transição, todos os dias registraram maiores acumulados de precipitação convectiva, se comparados com os acumulados estratiformes. Nesse período, a maioria dos dias registraram acumulados abaixo dos 200 mm/dia, com picos isolados acima ou próximo dos 400 mm/dia.

Finalmente, a Tabela 2 mostra do número de pixels precipitantes e total de precipitação acumulada do tipo convectivo e estratiforme durante cada IOP. Durante o IOP1 69% (31%) dos pixels precipitantes foram do tipo estratiforme (convectivo), o quais acumularam 59% (41%) do total de precipitação. Já durante o IOP2, 74% (26%) dos pixels precipitantes foram do tipo estratiforme (convectivo), o quais acumularam 73% (27%) do total de precipitação. Ou seja, o IOP2 possui uma fração menor de pixels precipitantes convectivos, porém uma maior taxa de precipitação, indicando uma natureza mais convectiva e intensa dos sistemas precipitantes neste período, como será mostrado mais adiante.

Figura 17: Acumulados de precipitação diária, tanto do tipo convectivo quanto do tipo estratiforme, para os dois períodos de experimento, IOP1 (acima) e IOP2 (abaixo).

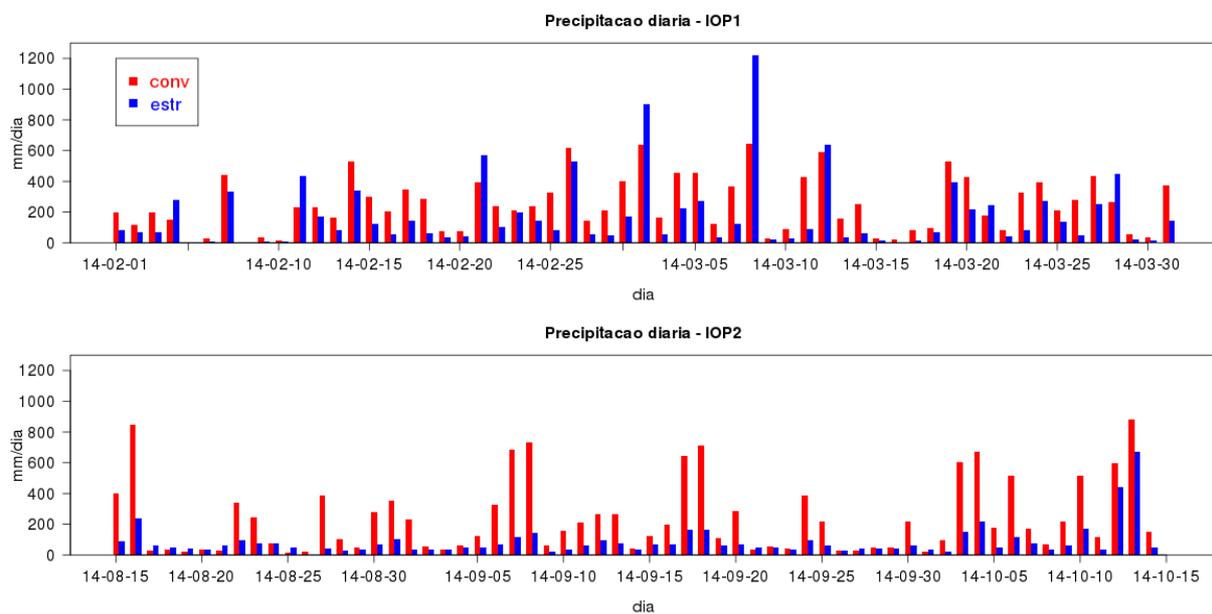
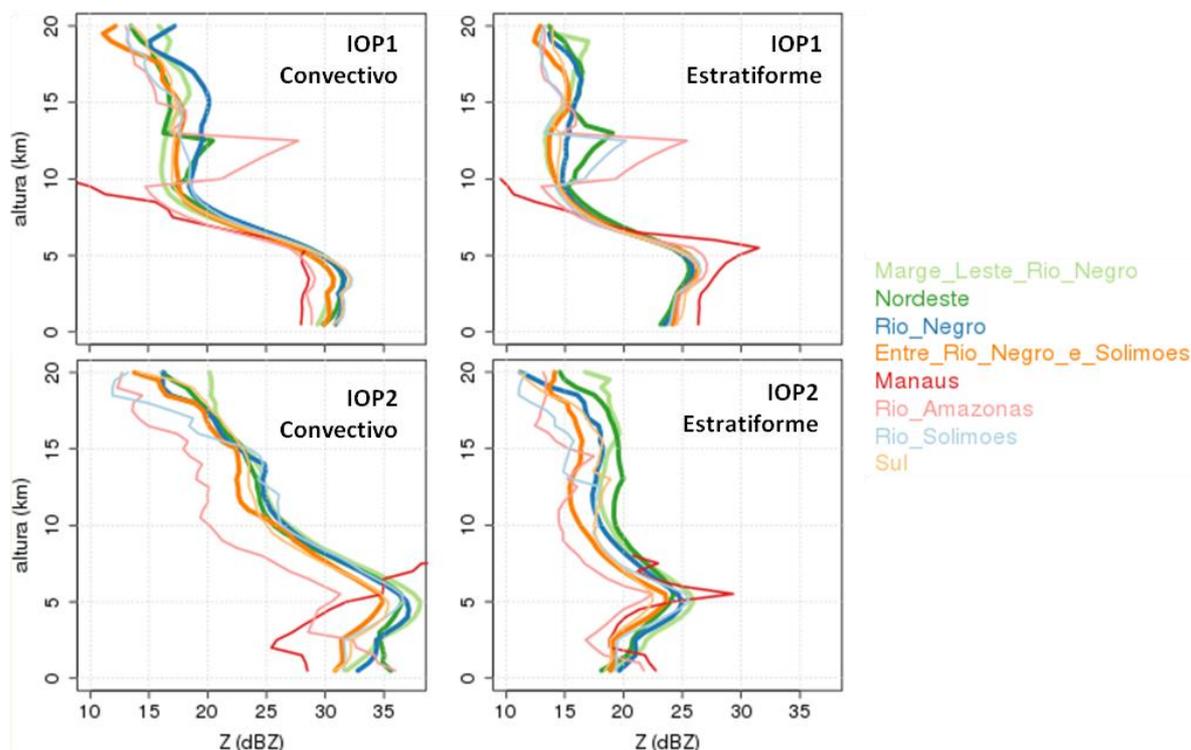


Tabela 2- Porcentagem do número de pixels precipitantes e total de precipitação acumulada do tipo convectivo e estratiforme durante cada IOP.

	Tipo de precipitação	Porcentagem do número de pixels precipitantes durante o IOP	Porcentagem da precipitação acumulada durante o IOP
IOP1	convectiva	31%	59%
	estratiforme	69%	41%
IOP2	convectiva	26%	73%
	estratiforme	74%	27%

Figura 18: Perfis verticais médios de refletividade do radar para a precipitação convectiva e estratiforme de cada IOP, sobre cada uma das oito regiões de estudo definidas na Figura 7.



A Figura 18 representa o perfil vertical médio de refletividade dos sistemas precipitantes convectivos e estratiformes para cada uma das oito regiões da Figura 7 e para cada IOP. Pela Figura 18, nota-se que os sistemas contendo precipitação convectiva durante o IOP1 apresentaram uma refletividade média nos cinco primeiros quilômetros de altura na casa dos 30 dBZ e, nota-se uma diminuição dos valores de refletividade de acordo com a altura dos sistemas. Das regiões analisadas, o Rio Amazonas foi a região que apresentou maiores índices de refletividade abaixo

dos 5 km de altura, com valores próximos dos 32 dBZ, assim como também nos níveis médios dos sistemas (entre 10 e 17 km). Outra região que também apresentou um comportamento semelhante foi o Rio Negro. Nota-se que o comportamento de refletividade representada pela região de Manaus não ultrapassa os 10 km de altura devido a centralização do radar nessa região e o efeito do cone do silêncio. Já durante o IOP2, nota-se que os sistemas precipitantes com características convectivas apresentaram maiores índices de refletividade nos 5 primeiros quilômetros, se comparado com o IOP1, com valores próximos dos 35 dBZ em todas as regiões. Nesse período, a região Margem Leste do Rio Negro foi a que registrou os maiores índices, tanto nos níveis mais baixos dos sistemas quanto nos níveis mais altos. E, além dos primeiros quilômetros de altura dos sistemas terem registrados refletividades maiores que o IOP1, os níveis mais altos também registraram um aumento, passando de valores em torno de 15 dBZ no IOP1 para valores próximos dos 20 dBZ no IOP2.

Já os sistemas contendo precipitação estratiforme, para o período do IOP1, nota-se que os primeiros quilômetros de altura das nuvens registraram índices de refletividade em torno dos 25 dBZ em praticamente todas as regiões analisadas, com um destaque para a região de Manaus, a qual registrou os maiores índices, com máximo de 30 dBZ próximos os 5 km. Já no IOP2, os índices apresentaram uma diminuição, com valores médios próximos dos 20 dBZ e, valores próximos dos 25 dBZ na altura dos 5 km, caracterizando a banda brilhante e a altura da isoterma de 0°C. Nesse período, a região que registrou maiores refletividades foi a Margem Leste do Rio Negro, assim como observado nas características convectivas. Logo, vale a pena evidenciar que durante o IOP2, observamos uma intensificação no perfil médio de refletividade iniciando-se na região Nordeste e aumento na Margem Leste do Rio Negro. Isto sugere, mais uma vez, que a convecção disparada na região Noroeste e que se propaga para a Margem Leste do Rio Negro (Figura 18), é intensificada nesta região, podendo estar relacionada com a barreira física de baixos níveis da brisa do Rio Negro, exatamente contrária aos ventos predominantes de leste-nordeste (Figura 11 e Figura 12).

Além das características observadas e citadas acima, pelos perfis verticais de refletividade das diferentes regiões e diferentes períodos de experimento, observa-se que as refletividades nos cinco primeiros quilômetros para as precipitações convectivas apresentam um comportamento instável em cada região, principalmente durante o período do IOP2, enquanto para as precipitações estratiformes, todas as regiões apresentaram um comportamento semelhante, convergindo os índices de refletividade durante os dois períodos. Esse comportamento provavelmente pode ser explicado pelos diferentes processos de crescimento da gota nos diferentes tipos de precipitação.

A formação de precipitação convectiva tem como característica as intensas correntes ascendentes e uma pequena ECQ, por exemplo e, com isso, o crescimento das gotas se faz necessário em um pequeno intervalo de tempo, pelo processo de acreção e/ou colisão/coalescência, provocando o crescimento de forma instável. Já a precipitação estratiforme apresenta características de correntes ascendentes menos intensas e maior ECQ, o que permite um maior tempo para o crescimento das gotas, pelo processo de condensação.

5.3.2. Atividade elétrica

A Figura 19 mostra a densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$) durante os IOP1 e IOP2, detectadas pelas três redes de detecção em solo (Seção 3.3): STARNET, GLD360 e LINET (lembrando que a rede LINET operou em um período menor que as redes STARNET e GLD360). Comparando as redes entre si, vemos que a distribuição espacial dos raios é semelhante, diferenciando apenas na magnitude, sendo esta diferença mais evidente durante o IOP2 e intrínseca à tecnologia de detecção (VLF, LF), linha de base (distância entre os sensores) e eficiência de detecção. Nota-se que a rede LINET detectou uma menor taxa de raios na metade leste da região de estudo, principalmente sobre a superfície terrestre, porém, apresentou núcleos máximos praticamente nos mesmos locais da rede GLD360, isto é, sobre a margem leste do Rio Negro e, logo abaixo do Rio Solimões, com uma taxa ainda maior, acima dos $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{dia}^{-1}$. Isto se deve à distribuição irregular dos sensores da LINET (Figura 6), favorecendo uma melhor eficiência de detecção na porção leste da região de estudo.

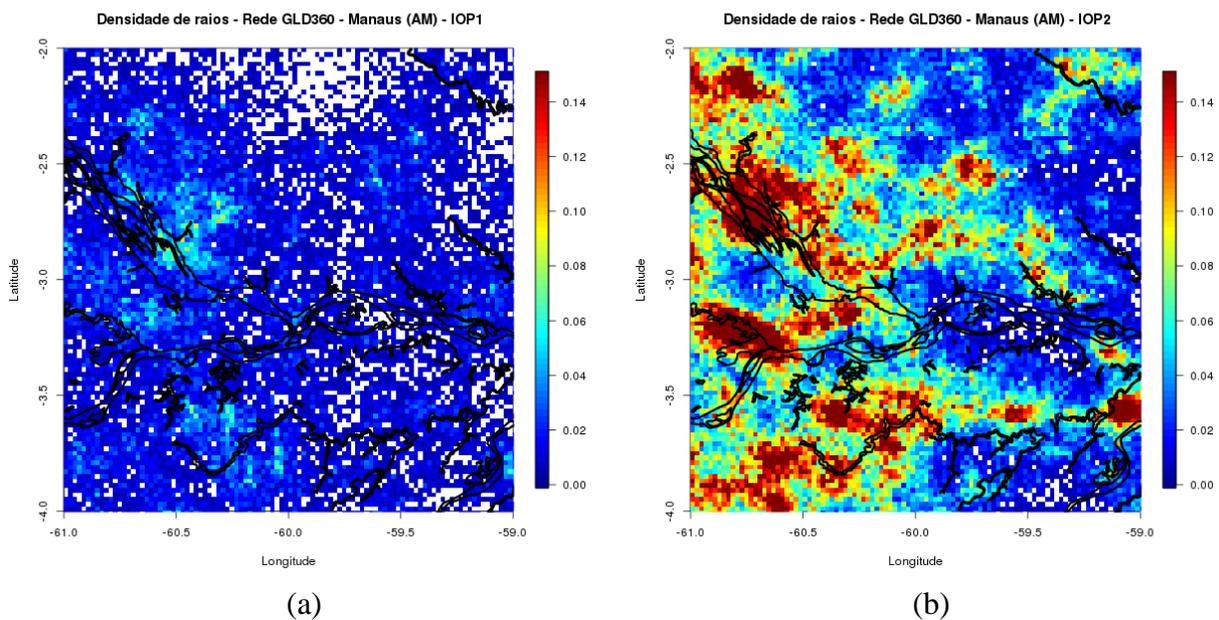
Durante o IOP2, enquanto a GLD360 localizou um maior núcleo de atividade elétrica ($>0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{dia}^{-1}$) praticamente no mesmo local em que o localizou durante o período do IOP1 (Margem Leste do Rio Negro e sobre o Rio Negro), a rede STARNET o mostrou de forma mais espalhada e com valores não tão acima de $0,10 \text{ strokes km}^{-2} \text{dia}^{-1}$ e, além dessas redes, a LINET localizou mais de um núcleo de máxima atividade, na Margem Leste do Rio Negro e Entre o Rio Negro e Solimões, devido ao fator de que a rede detecta raios do tipo IC e CG. Apesar da diferença entre a localização exata do núcleo de maior atividade, as três redes convergiram quanto a quantidade de raios nessas áreas, com valores acima de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{dia}^{-1}$ e, além disso, as três redes os dispuseram em sua maioria, ao longo ou próximo da margem do Rio Negro.

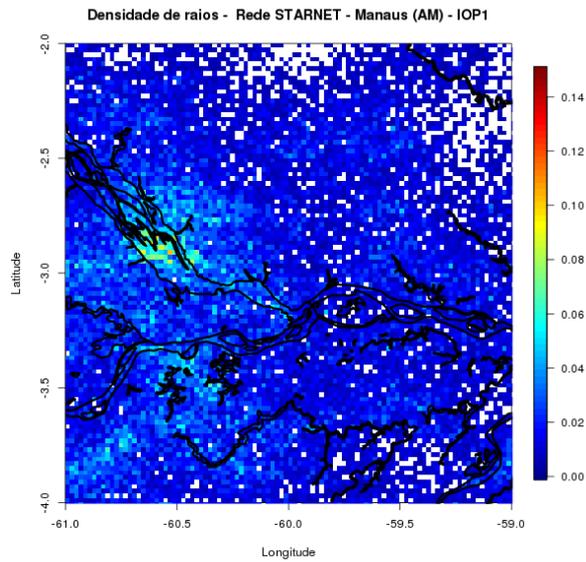
Comparando os dois períodos, tem-se que primeiro, durante o IOP1 a atividade elétrica se mostrou bem menos frequente e mais esparsa que durante o IOP2, com valores inferiores a taxa de $0,10 \text{ strokes km}^{-2} \text{dia}^{-1}$. Já durante o IOP2, toda a região de estudo recebeu uma taxa de pelo

menos 0,6 strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$, detectados principalmente pela rede STARNET. A rede LINET apresentou strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$ muito acima dos 0,14, e ficaram mais concentrados na região da Margem Leste do Rio Negro, entre os Rios Negro e Solimões e ao sul do Rio Solimões.

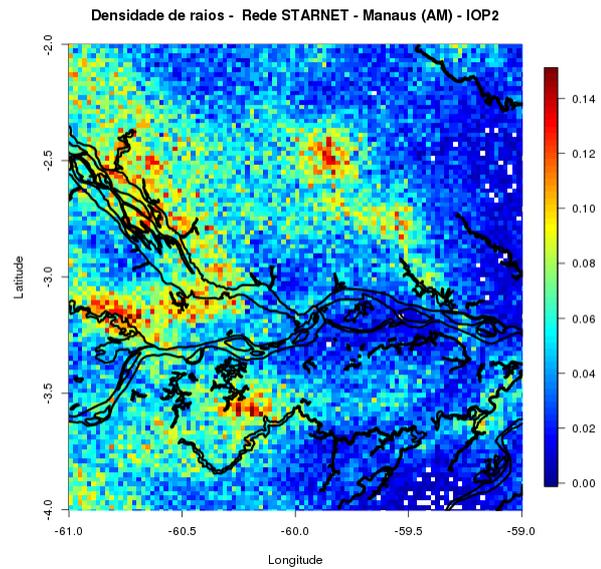
Além disso, enquanto o IOP1 apresentou apenas um local com um maior núcleo de maior atividade elétrica, durante o IOP2 outros núcleos se destacaram, como abaixo do Rio Solimões e sobre as margens de outros rios que compõem a área da Bacia Amazônica. É importante salientar que a região do Rio Negro apresentou uma maior atividade elétrica tanto durante o IOP1 quanto o IOP2, sendo então uma área propensa a uma intensa formação e/ou desenvolvimento de sistemas profundos nas duas épocas do ano.

Figura 19: Mapas da densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$) durante o experimento do IOP1 e IOP2, detectadas pelas redes (a) GLD360 – IOP1, (b) GLD360 – IOP2, (c) STARNET – IOP1, (d) STARNET – IOP2 e (e) LINET – IOP2 . Linhas pretas indicam a localização dos rios Negro, Solimões e Amazonas.

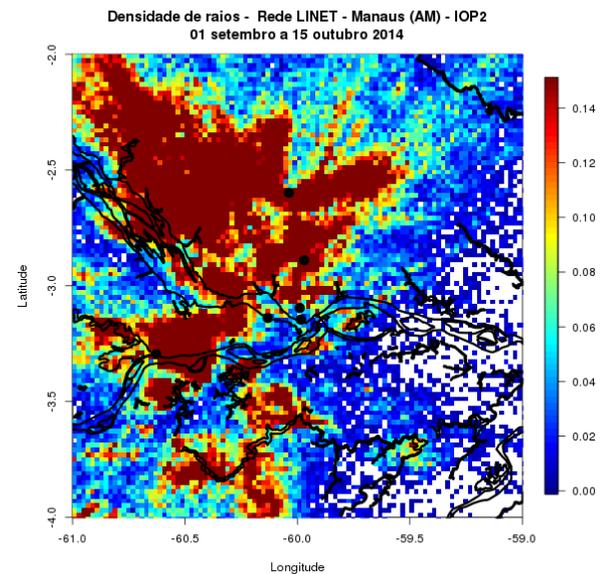




(c)



(d)



(e)

Como as redes de sensores GLD360 e STARNET detectam apenas raios do tipo Nuvem-Solo (CG), nessa seção, apenas os dados da rede LINET serão analisados, visto que a mesma detecta tanto raios do tipo CG quanto do tipo Intra-Nuvem (IC). Além disso, apenas o período do IOP2 será analisado, pois a rede LINET foi instalada apenas durante esse período do experimento.

Portanto, analisando a disposição dos dois tipos de raios representados pela Figura 19a e b, nota-se primeiramente uma maior concentração de raios do tipo CG, com núcleos correspondentes a mais de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, localizados próximos a margem do Rio Negro. Analisando ainda a disposição dos núcleos de maiores atividades elétricas, nota-se que os raios CG se mostraram

de forma mais concentrada, enquanto os IN ocorreram de forma mais espalhada e, além disso, cobriram uma maior área da região da bacia.

Além do núcleo de maior atividade próximo a margem do Rio Negro para os raios do tipo CG, tem-se também um outro máximo de descargas elétricas localizado sobre a superfície terrestre, entre o Rio Negro e o Rio Solimões. Nesse núcleo, os raios do tipo IC também se mostraram mais frequentes e dispostos de forma semelhante, com uma taxa acima de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

A diferença entre as ocorrências também pode ser analisada pela

Figura 21, a qual representa a porcentagem de raios CG. Cores mais quentes referem-se a mais raios CG e cores mais frias referem-se a mais raios IC. Fica evidente uma maior concentração de pontos tendendo as cores mais avermelhadas (em torno de 80%) acompanhando as margens dos rios, ou seja, raios do tipo nuvem-solo apresentaram uma maior preferência de queda nas regiões mais próximas aos rios. Já as cores mais frias (em torno dos 20%) se destacaram sobre a região acima de Manaus (AM) e sobre as superfícies terrestres, indicando que os raios do tipo intra-nuvem apresentaram uma maior preferência de queda sobre o continente durante o período do IOP2.

Figura 20: Idem à **Erro! Fonte de referência não encontrada.** exceto para raios do tipo (a) Nuvem-Solo (CG) e (b) Intra-Nuvem (IC) durante o período de experimento do IOP2, detectados pela rede de sensores LINET. Linhas pretas indicam a localização dos rios Negro, Solimões e Amazonas.

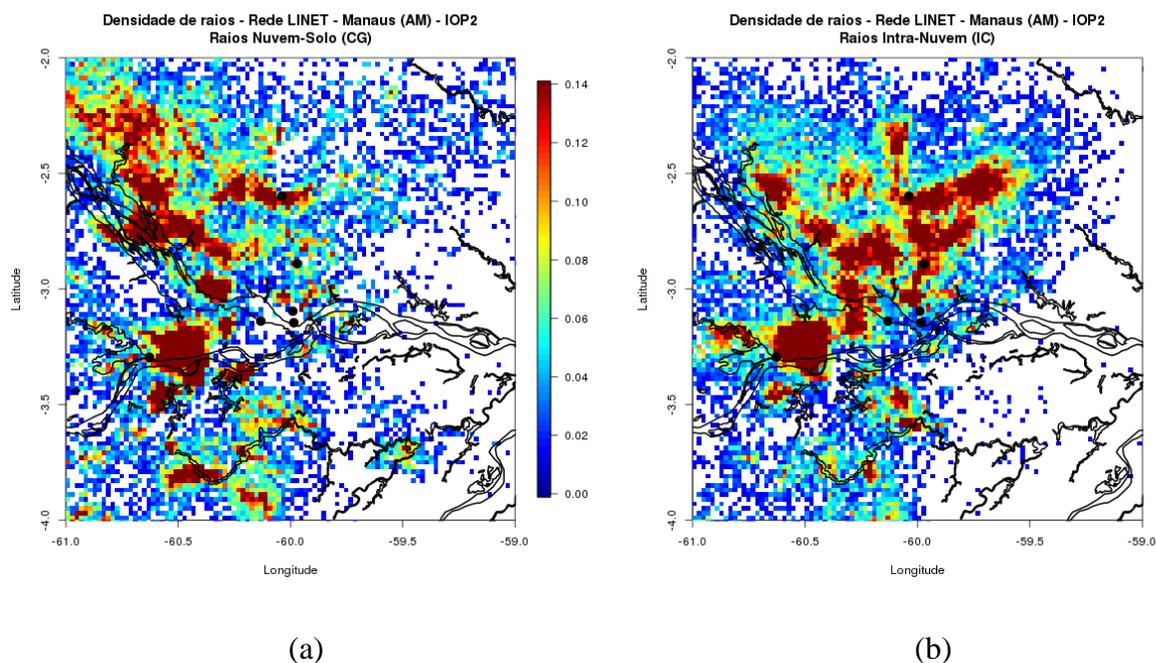
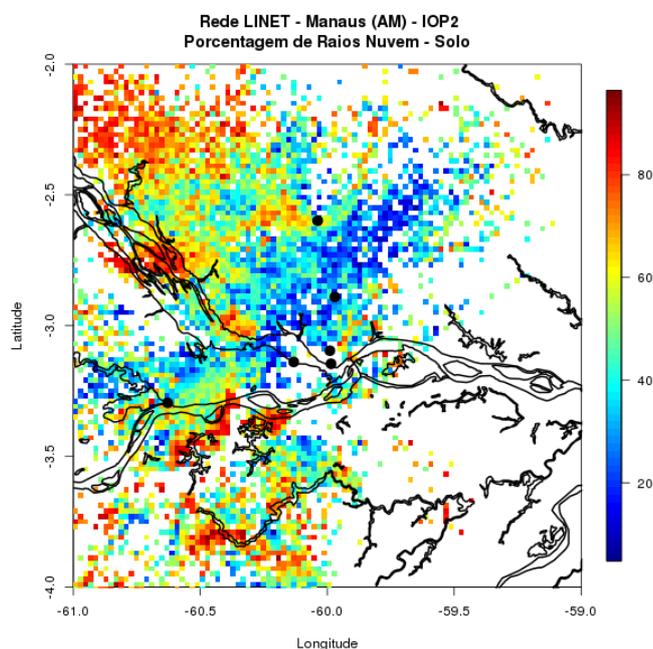


Figura 21: Mapa do percentual dos raios do tipo Nuvem-Solo (CG) durante o período IOP2, detectados pela rede LINET.



Além de caracterizar os tipos de raios que ocorreram durante o experimento, esse estudo tem também como objetivo caracterizar os tipos de polaridade de raios nuvem de cada período, a fim de definir se as características termodinâmicas e as circulações presentes na região também exercem uma influência no processo de polarização dos raios. As redes GLD360 e LINET fornecem essa informação. Neste sentido, as Figura 22 e

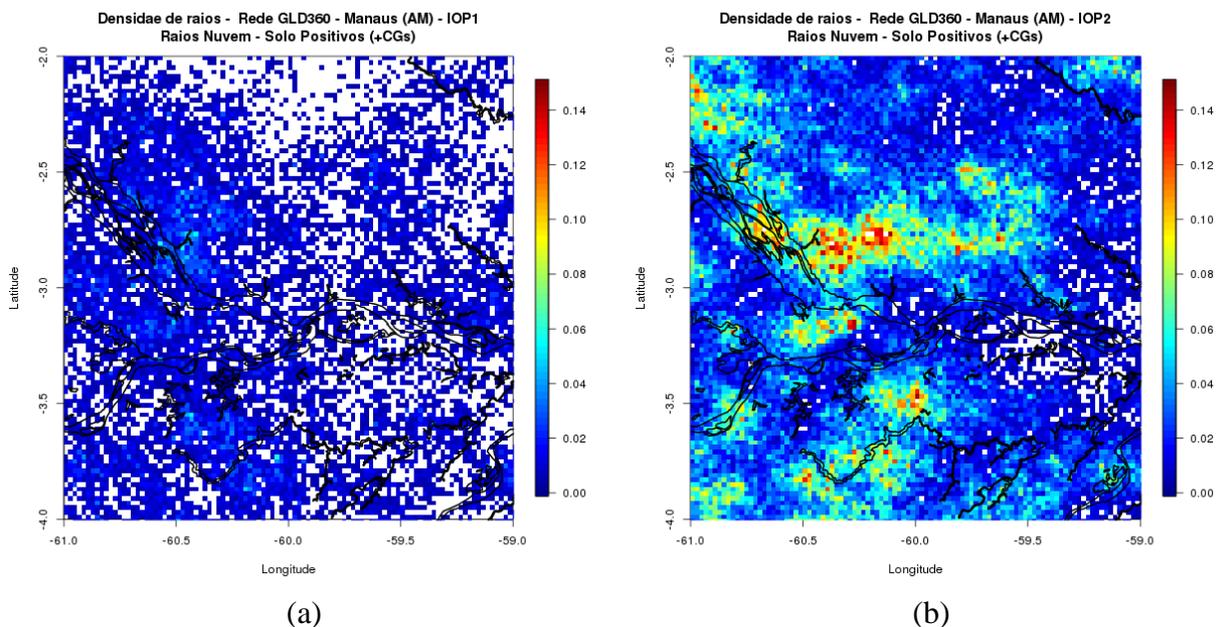
Figura 23 mostram os mapas de densidade de raios nuvem-solo de polaridade positiva (+CG) e negativa (−CG), respectivamente.

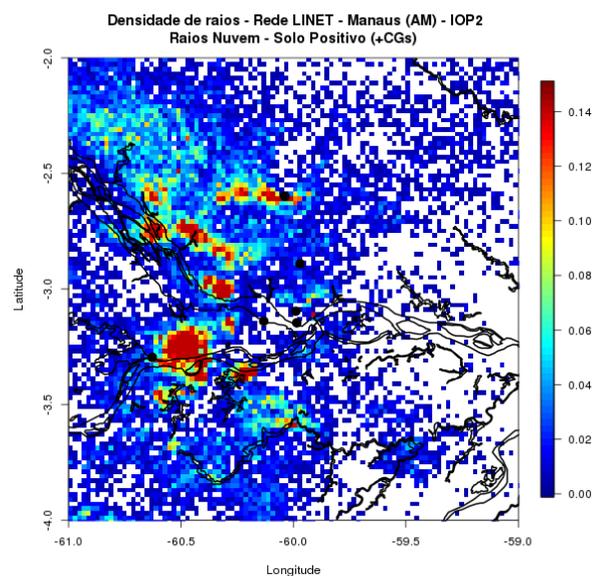
Comparando os dois períodos apenas para a rede GLD360, nota-se que o IOP2 apresentou uma maior concentração de +CG se comparados com o período IOP1. Essa diferença pode ser visualizada tanto em número de núcleos de maior atividade elétrica quanto em sua distribuição espacial. Enquanto durante o IOP1 há um maior núcleo acompanhando a margem do Rio Negro e com valores próximos entre 0,4 e 0,6 strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$, durante o IOP2 o mesmo local apresenta uma taxa acima de 0,14 strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$ e, outros núcleos também foram detectados, como entre a região dos Rios Negro e Solimões, com uma taxa de aproximadamente 0,12 raios/ $\text{km}^2 \cdot \text{dia}$ e alguns pixels com 0,14 strokes $\text{km}^{-2} \text{dia}^{-1}$, e outro próximo a fronteira sul da grade de estudo, com valores também nesse intervalo.

Analisando apenas a rede LINET para o período do IOP2, tem-se uma maior concentração de +CGs também sobre a margem do Rio Negro, assim como detectado pela GLD360, com uma taxa acima de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Comparando agora as duas redes entre si para a detecção de um mesmo núcleo de alta atividade elétrica, como por exemplo a margem leste do Rio Negro citada anteriormente, nota-se que a rede GLD360 apresentou uma maior distribuição espacial de taxas entre $0,12$ e $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, enquanto a rede LINET concentrou os pontos máximos ($> 0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) em um menor núcleo e com uma taxa ainda maior.

Figura 22: Idem à Figura 19, exceto para raios do tipo Nuvem-Solo de polaridade positiva (+CG), detectados pelas redes de sensores GLD360 tanto no período do (a) IOP1 quanto no (b) IOP2, e rede LINET apenas no período do (c) IOP2.





(c)

Analisando agora a distribuição e frequência de raios tipo Nuvem-Solo de polaridade negativa (–CG) (

Figura 23) e comparando os dois períodos detectados pela rede GLD360, houve uma maior frequência desses raios também durante o período do IOP2, e em toda a área de cobertura da região de estudo. Essa predominância fica evidente sobre o continente, onde durante o IOP1 recebeu poucos casos, com valores abaixo de $0,06 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e durante o IOP2 a taxa de ocorrência aumentou para valores entre $0,10$ e $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Nas áreas próximas aos rios, principalmente sobre a margem leste do Rio Negro, as descargas elétricas do tipo nuvem solo negativas (–CG) também ocorreram com uma maior frequência durante o IOP2. Neste período, o núcleo de maior atividade elétrica registrou uma taxa de valores acima de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, enquanto durante o IOP1 esse máximo não passou dos $0,08 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

E, além dessa região, durante o período de transição (IOP2) outros núcleo também se destacaram, como por exemplo no sul da grade de estudo, com taxas máximas acima de $0,10$ raios/ $\text{km}^2 \cdot \text{dia}$, e outro abaixo do Rio Negro, com valores entre $0,12$ e $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ de forma mais concentrada.

Sumarizando, a distribuição de polaridade dos raios nuvem-solo, a Figura 24 mostra o apa de porcentagem de raios +CGs para as redes GL360 e LINET. A rede GLD360, durante os dois períodos, mostra uma predominância das cores na faixa do verde e amarelo, correspondentes a valores entre 50 – 70%, isto é, predominância de raios do tipo positivos em toda área de estudo.

Mais detalhadamente, nota-se que durante o IOP1 os +CGs apresentaram uma leve tendência de ocorrência nas regiões próximas aos rios. Já durante o IOP2, essa distribuição se torna mais heterogênea, sem uma determinada predominância de locais específicos. Para a rede LINET durante o IOP2, nota-se claramente uma predominância de cores mais quentes (valores acima de 50%) nas áreas próximas aos rios, indicando uma preferência de +CGs nessas regiões. Além disso, nota-se que quanto mais afastado das margens, maior é o predomínio das cores mais frias e que representam os raios negativos.

Figura 23: Idem à Figura 19, exceto para raios do tipo Nuvem-Solo de polaridade negativa (-CG).

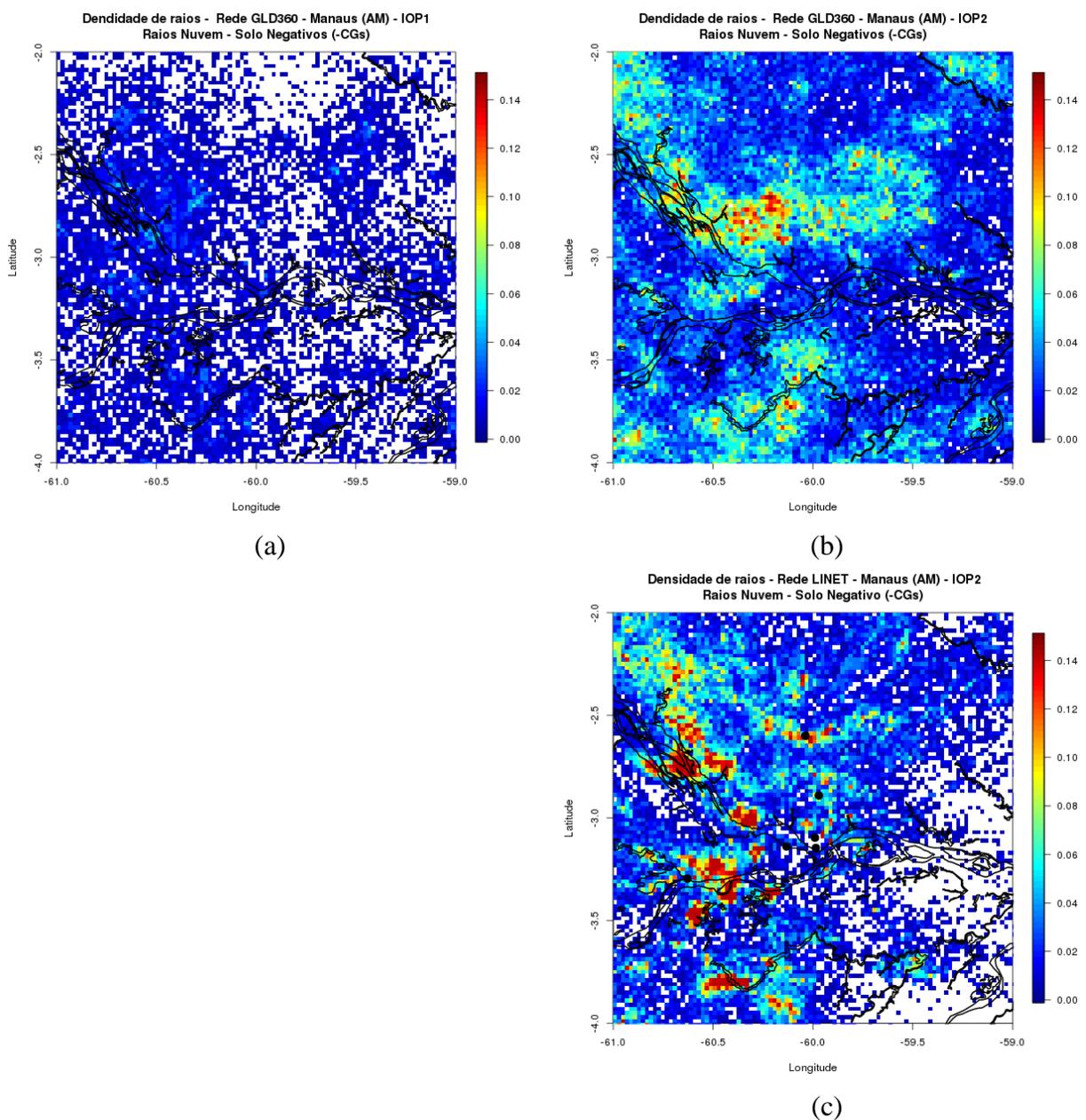
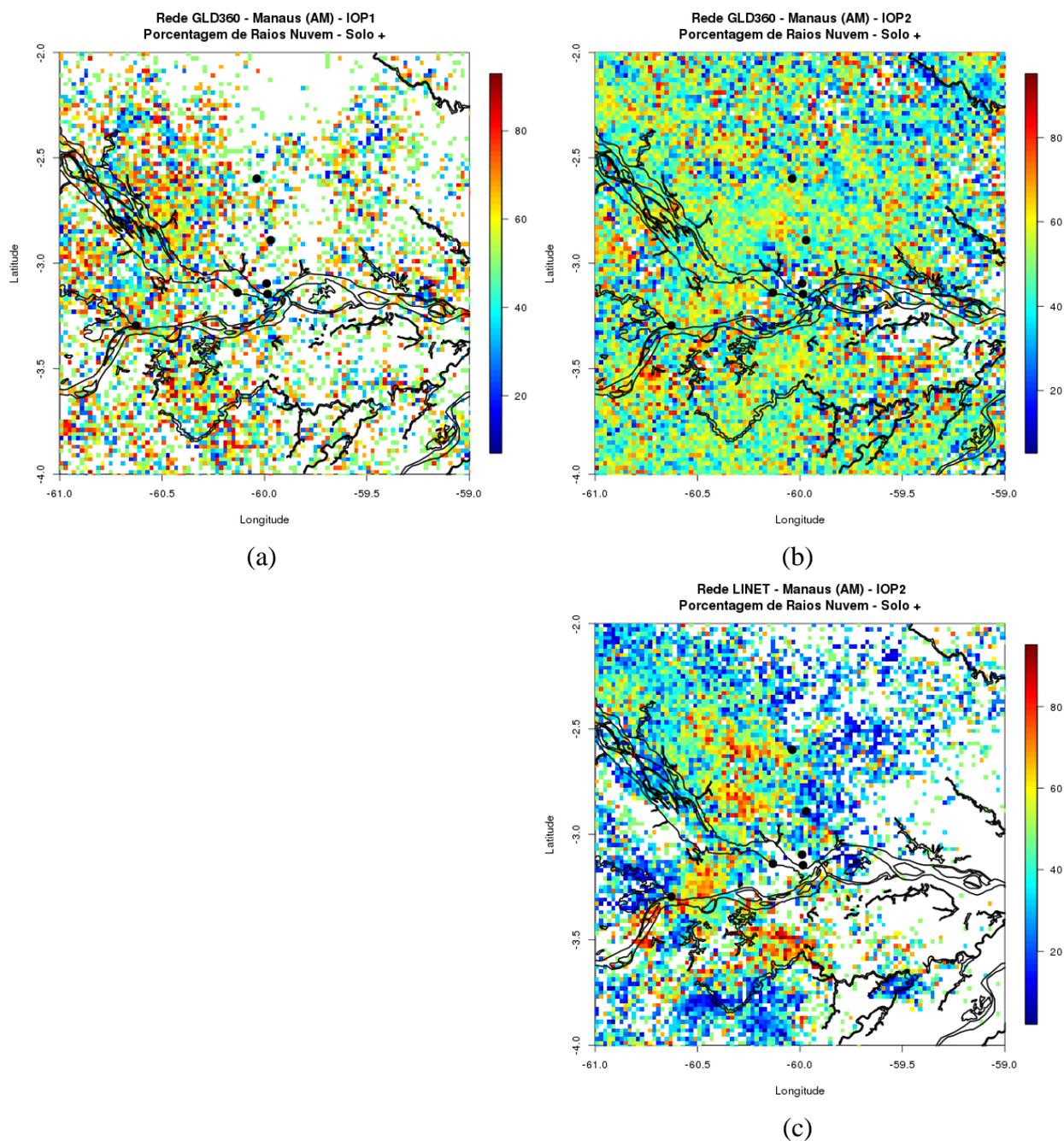


Figura 24: Mapas dos percentuais de raios do tipo nuvem-solo e de polaridade positiva (+CG), detectados pela rede GLD360 durante o período do (a) IOP1 e (b) IOP2, e pela rede LINET apenas durante o período (c) IOP2.



Finalmente, resumindo os mapas da atividade elétrica da Figura 19 à Figura 24, a Tabela 3 mostra o número total de strokes e a porcentagem dos mesmos detectados por cada rede de sensores de raios, GLD360, STARNET e LINET durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2. Nota-se que durante o IOP2 o total de raios são, obviamente, bem maiores que se comparados no IOP1, em todas as redes de sensores, característica intrínseca da estação chuvosa

(período de pouca atividade elétrica) e estação de transição (período de maior atividade elétrica) (Williams et al., 2002; Albrecht et al. 2011, 2016). Além disso, nota-se que durante o IOP1 a rede GLD360 detectou um percentual de 53% de strokes positivos, enquanto durante o IOP2 houve um predomínio de strokes negativos, com 51%. Para os dados detectados pela LINET durante o IOP2, nota-se um predomínio dos raios do tipo CG (52%, em relação aos raios IC – 48%) e, também de polaridade negativa (60%), concordando com a rede GLD360. Em termos quantitativos, a rede GLD360 foi a que detectou um maior número de strokes tanto durante o IOP1 quanto durante o IOP2.

Tabela 3 – Número total de strokes e a porcentagem dos mesmos detectados por cada rede de sensores de raios, GLD360, STARNET e LINET durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2. A distinção das polaridades foi realizada pelas redes GLD360 e LINET, assim como a distinção dos tipos IC e CG apenas pela LINET e para o período do IOP2.

		Tipo de raio	Total de strokes	Porcentagem de strokes durante o IOP
STARNET	IOP1	CG	34630	---
	IOP2	CG	198373	---
GLD360	IOP1	CG	28299	---
		+CG	15060	51%*
		-CG	13239	49%*
	IOP2	CG	230451	---
		+CG	118159	53%*
		-CG	112292	47%*
LINET	IOP2	IC	83573	48%**
		CG	90412	52%**
		+CG	36595	40%*
		-CG	53817	60%*

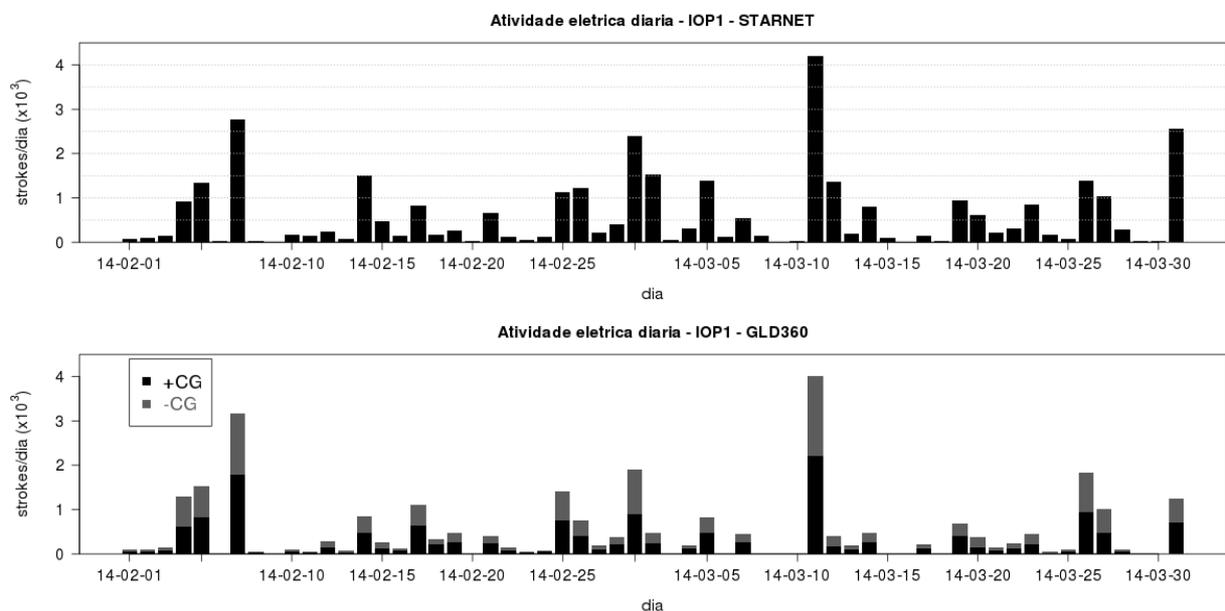
*porcentagem em relação aos raios do tipo CG

**porcentagem em relação aos raios totais (i.e., IC e CG)

A Figura 25 apresenta a atividade elétrica diária detectada pelas redes STARNET e GLD360 ao longo de todo o IOP1, e a Figura 26 apresenta a atividade elétrica diária detectada pelas redes STARNET, GLD360 e LINET ao longo de todo o IOP2.

Durante o IOP1 (Figura 25), nota-se que as maiores taxas de strokes detectadas pela rede STARNET ocorreram com valores próximos aos 4×10^3 strokes/dia em apenas um caso e, os demais picos ficaram abaixo dos 3×10^3 strokes/dia. Já a rede de sensores GLD360, a mesma detectou os picos de maior atividade elétrica nos mesmos dias e escala dos detectados pela STARNET, porém, como é possível realizar a separação dos strokes pela sua plaridade, nota-se que as polaridades positivas e negativas ficaram com valores semelhantes, sem haver uma predominância aparente, como mostra também a Figura 24.

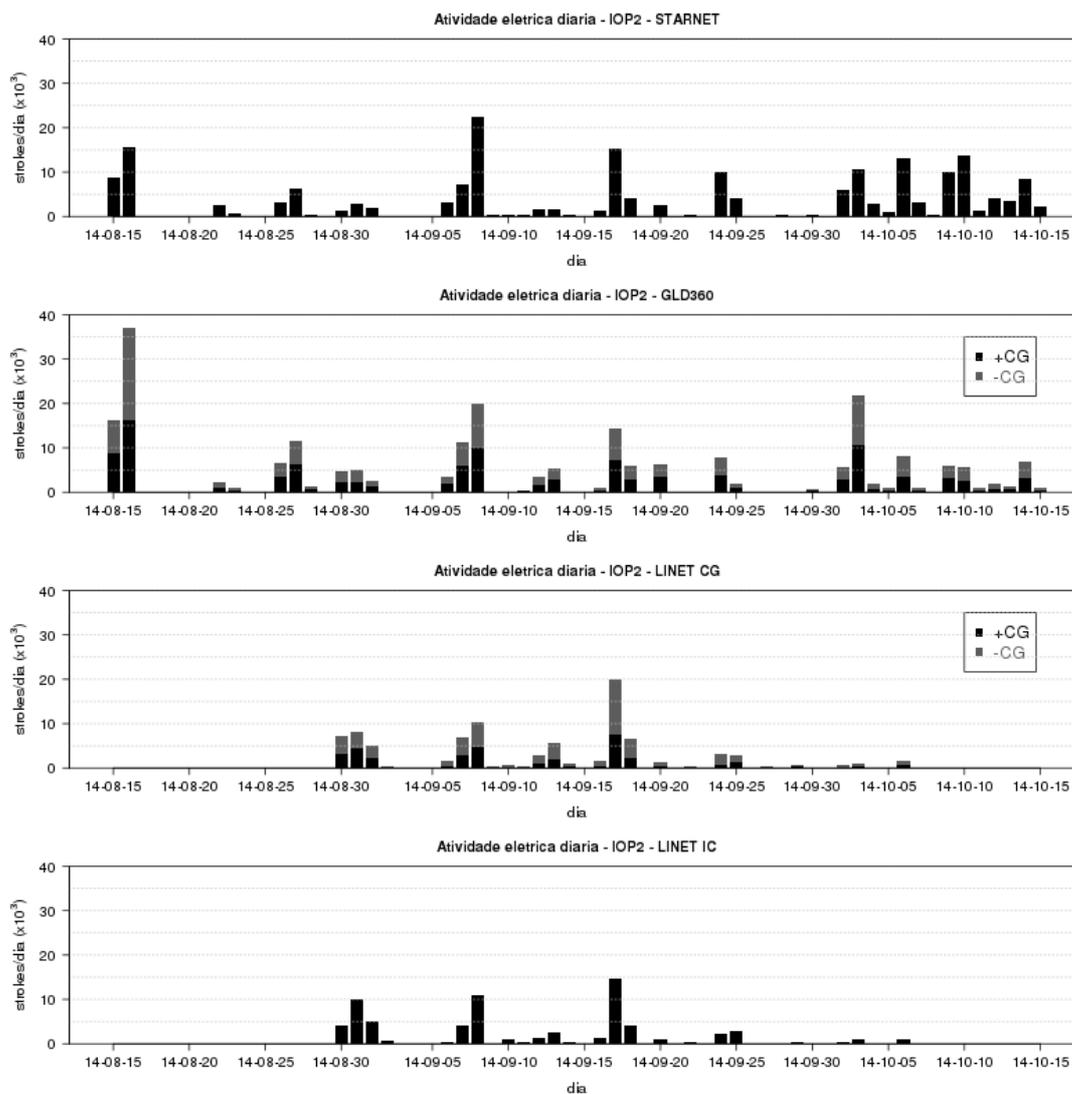
Figura 25: Atividade elétrica diária dos raios do tipo CG ao longo do período de experimento IOP1, para as redes de detecção STARNET (acima) e GLD360 (abaixo). A última rede apresenta também a diferenciação entre a polaridade dos raios CG detectados: +CGs em preto e -CGs em cinza.



Com relação ao período de experimento da estação de transição, o IOP2 (Figura 26), nota-se que as redes GLD360 e LINET apresentam a diferenciação das polaridades dos raios CG, além da rede LINET também apresentar os resultados obtidos pela detecção dos raios do tipo IC. Comparando com o IOP1 (Figura 25), a taxa diária de strokes é uma ordem de grandeza maior para as redes STARNET E GLD360. O máximo valor diário da rede LINET foi de 25×10^3 strokes/dia. Esse foi o caso da atividade elétrica detectada durante o dia 08 de setembro de 2014, que será apresentado como estudo de caso na Seção 5.575. Neste dia, a atividade elétrica alcançou valores acima de 20 strokes/dia, detectada também pelas demais redes, porém, com uma menor intensidade. A rede GLD360 detectou esse dia com uma taxa de atividade elétrica de 20×10^3 strokes/dia, enquanto localizou outros dias com atividades elétricas ainda maiores. Esse é o caso

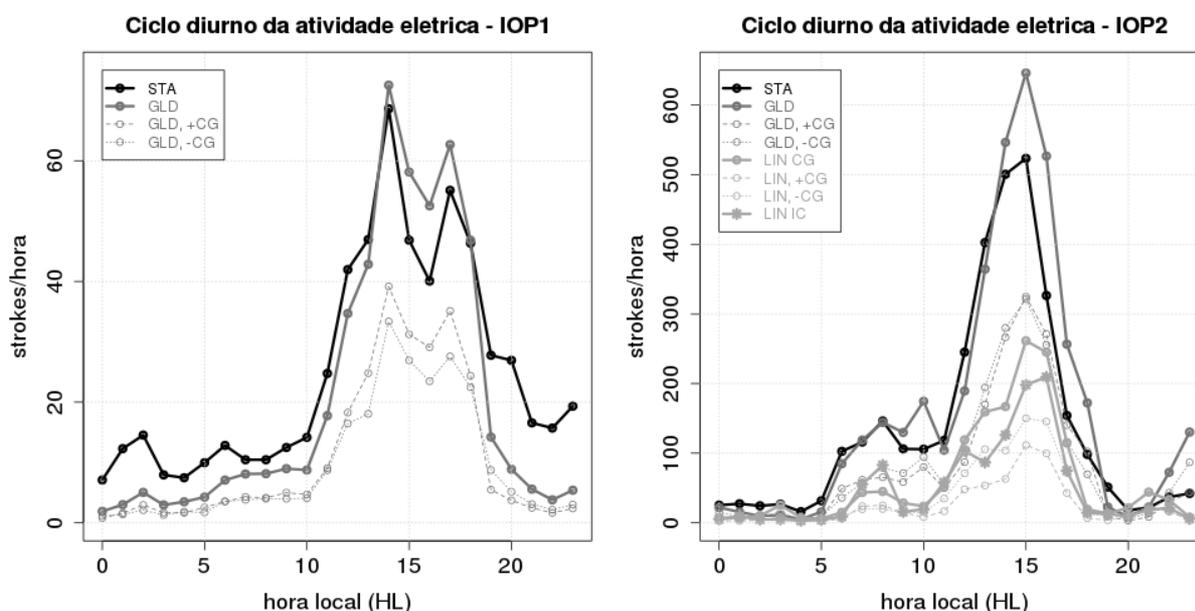
do dia 16 de agosto de 2014, com uma taxa acima de 35×10^3 strokes/dia, sendo a maioria de polaridade negativa, e outro no dia 03 de outubro de 2014, com uma taxa máxima um pouco acima de 20×10^3 strokes/dia, sem predominância de polaridades. Já a rede LINET não detectou nenhum dos dias mencionados acima como tendo máxima taxa de atividade elétrica e, detectou o dia 17 de setembro de 2014 como sendo o dia com maior taxa do período de estudo. Nesse caso, os valores máximos para os raios do tipo CG ficaram na casa dos 20×10^3 strokes/dia, com predomínio de raios CG positivos, enquanto a taxa de raios do tipo IC para o mesmo dia ficou abaixo dos 15×10^3 strokes/dia.

Figura 26: Distribuição da atividade elétrica diária dos raios do tipo CG ao longo do período de experimento IOP2, para as redes de detecção STARNET (primeiro), GLD360 (segundo) e LINET (terceiro). As duas últimas redes apresentam também uma diferenciação entre a polaridade dos raios CG detectados, em que os positivos estão indicados pelas cores mais escuras (CG+), e os negativos estão indicados pelas cores mais claras (CG-). A rede LINET também detecta os raios do tipo IC, apresentados no último gráfico.



Analisando o ciclo diurno da atividade elétrica detectada pelas três redes de sensores na Figura 27, nota-se que a máxima de atividade elétrica durante o IOP1 ocorre em dois picos, ~67 strokes/h às 14 HL e ~60 strokes/h às 16 HL, enquanto que durante o IOP2 o pico corre às 15 HL com ~650 strokes/h (valores para rede GLD360).

Figura 27: Ciclo diurno da taxa de raios (strokes/h), durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2, para as redes de detecção STARNET, GLD360, com diferenciação das polaridades dos raios CG, e LINET também com diferenciação das polaridades, além da distribuição dos raios do tipo IC.



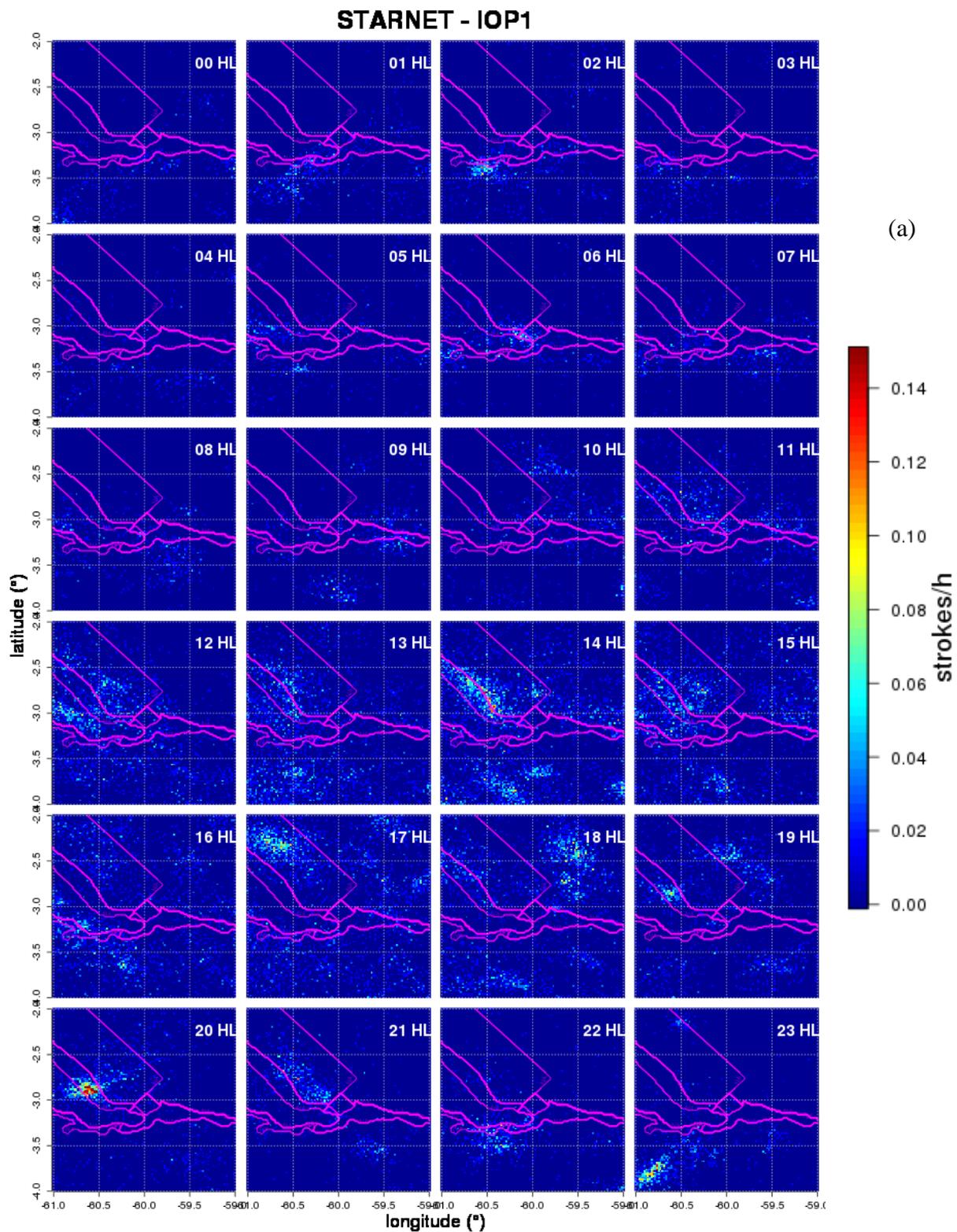
Para ilustrar a distribuição espacial da atividade elétrica ao longo do ciclo diurno, a Figura 28 mostra os mapas horários de raios CG detectados pela rede STARNET durante o IOP1 e IOP2.

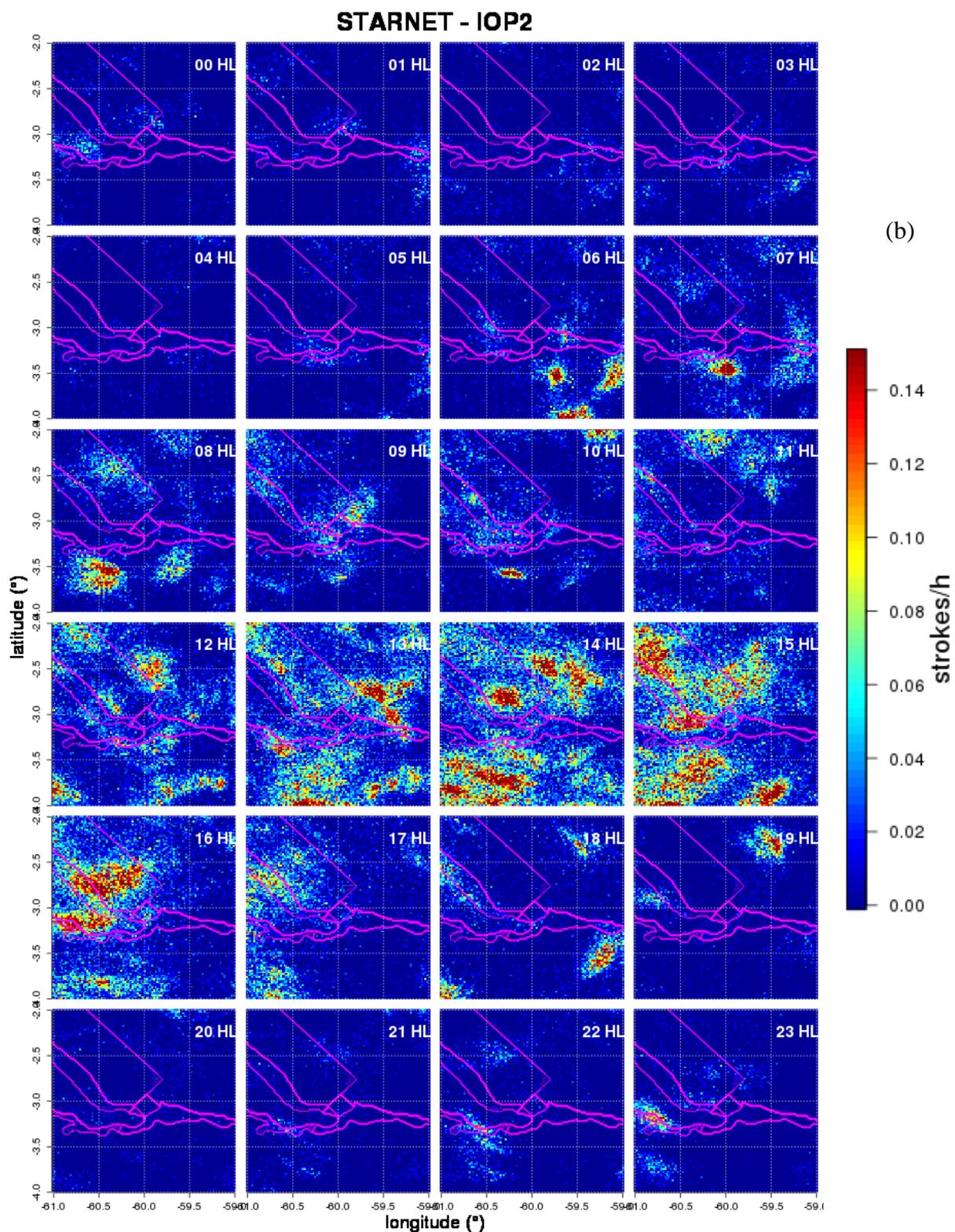
Durante o IOP1 (Figura 28a), o longo do período noturno e alvorecer do dia, entre 00 e 09 HL, há pouca atividade elétrica (<0,06 strokes/hora) e esta atividade ocorrerá, em sua maioria, ao Sul do Rio Solimões e Anazonas. Já a partir das 10 HL, a região denominada como Nordeste começa a apresentar núcleos de detecção e que se deslocaram para oeste ao longo das próximas horas. O pico de atividade (>0,14 strokes/h) ocorrer às 14 HL e sobre a região da Margem Leste do Rio Negro, assim como sobre o Rio Negro.

Já durante o IOP2 (Figura 28b), os núcleos de maiores atividades elétricas e com taxas acima dos 0,12 strokes/hora começam a ser detectados por volta das 06 HL, sobre a região Sul da bacia.

A partir das 11 HL, os núcleos com taxas acima dos 0,10 strokes/hora começam a aparecer na região Nordeste e se deslocaram para oeste, assim como observado durante o IOP1. A máxima atividade do dia ocorreu entre as 15 e 16 HL, principalmente sobre as regiões da Margem Leste do Rio Negro, Rio Negro e Entre Rio Negro e Solimões. Após as 17 HL a atividade elétrica começou a se desintensificar e predominou sobre a região do Rio Solimões.

Figura 28: Distribuição espacial da taxa de atividade elétrica horária (strokes/h) ao longo do ciclo diurno, detectada pela rede STARNET durante o (a) IOP1 e (b) IOP2. Linhas magenta delineiam as fronteiras das regiões de estudo da Figura 7.

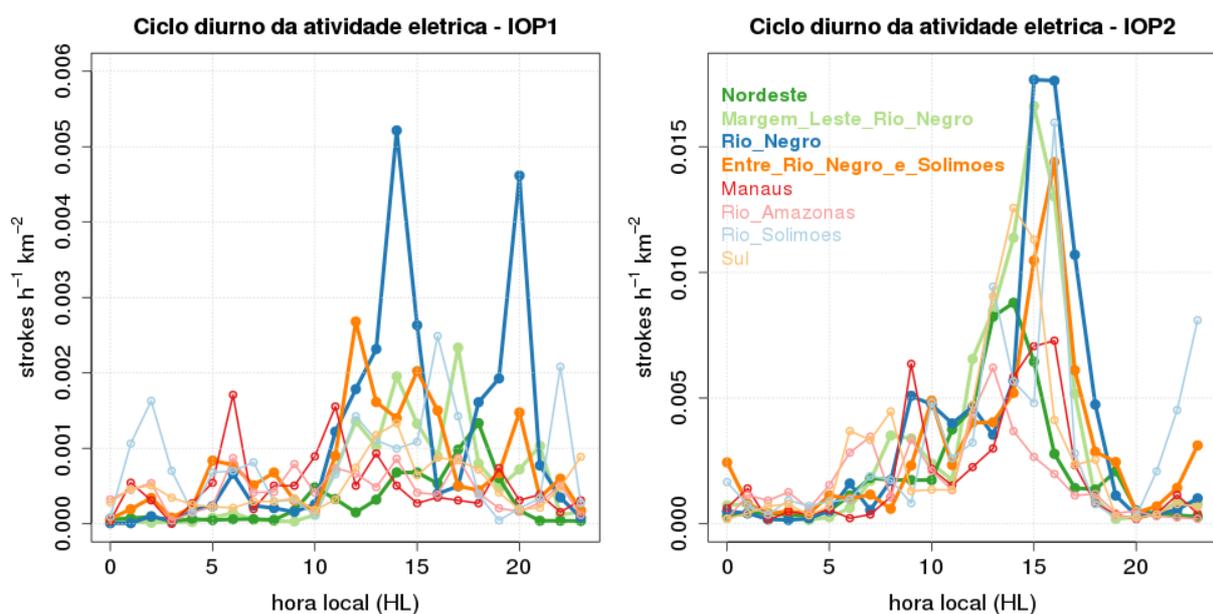




Para a análise do ciclo diurno sobre as oito regiões de estudo (Figura 29), utilizou-se os dados detectados pela rede STARNET, acumulando o total de raios horário e dividindo pela área

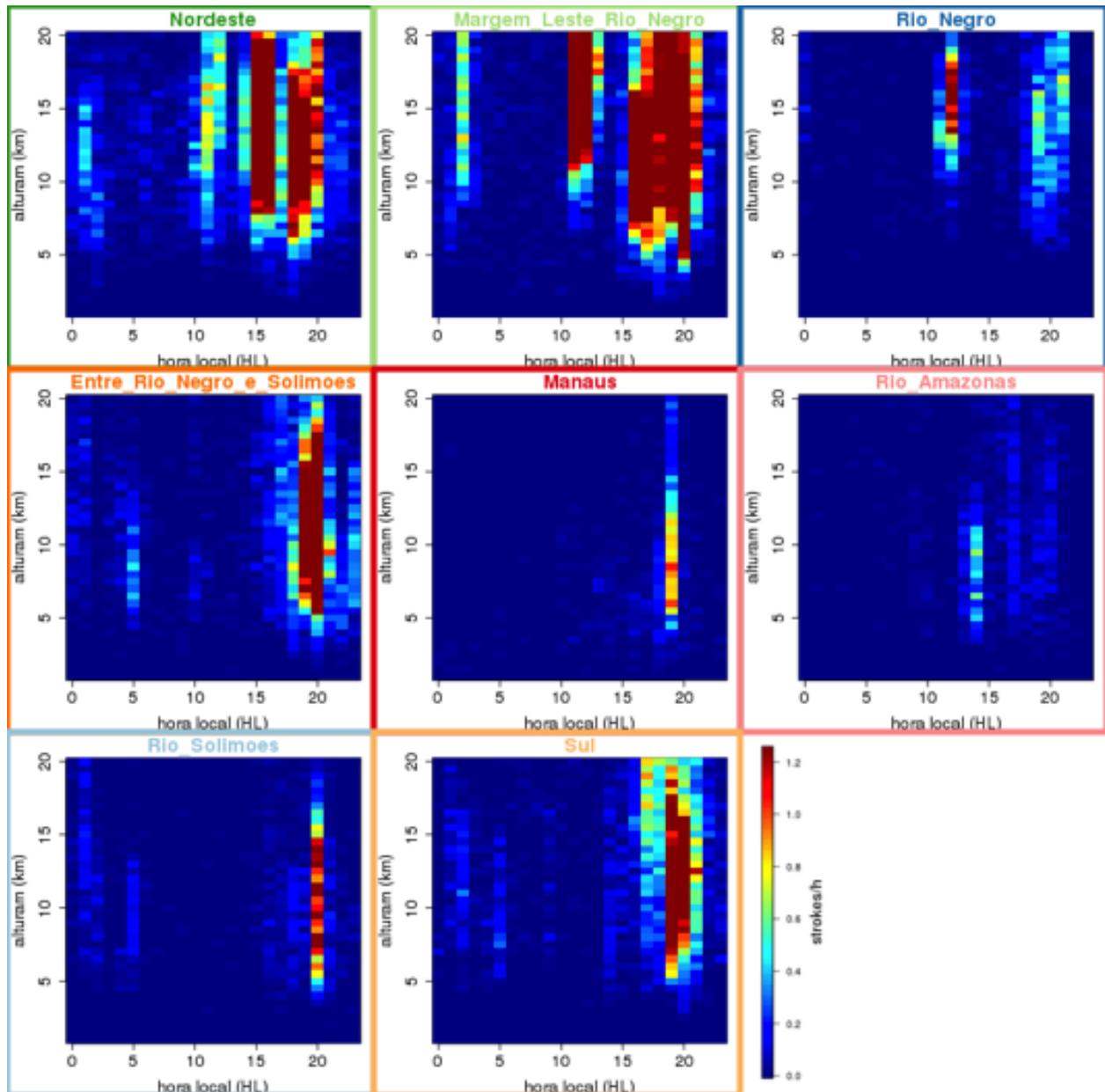
total de cada uma das oito regiões, obtendo então o ciclo diurno da densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$) em cada região e cada IOP, mostrado na Figura 29. Nos dois períodos de estudo, nota-se que as maiores taxas de atividade elétrica ocorreram no período da tarde e por volta das 15 HL. Esse pico de atividade ficou evidente durante o IOP2, enquanto durante o IOP1 detectou-se maior atividade nesse horário e, um pico um pouco menor por volta das 20 HL. Para ambos os períodos de experimento, a região que registrou essas maiores taxas de atividade foi a região do Rio Negro, com valores um pouco acima dos 0,005 strokes/h.dia durante o IOP1 e, valores acima dos 0,015 strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$ durante o IOP2. O segundo pico de máxima atividade elétrica detectada no IOP1 também se refere a região do Rio Negro, com um valor um pouco abaixo dos 0,005 strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$. Ainda para esse período, nota-se que a segunda região com maior atividade elétrica é a região Entre o Rio Negro e Solimões, com uma taxa próxima dos 0,003 strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$ às 15 HL e 0,002 strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$ próximo às 20 HL. Já para o período do IOP2, a segunda região com maior atividade elétrica foi a Margem Leste do Rio Negro, com uma taxa também acima dos 0,015 strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$. Logo, de acordo com a Figura 28 e a Figura 29, fica evidente que durante o IOP2 a convecção e eletrificação se inicia na região Nordeste às 14HL, se propaga para Margem do Rio Negro (pico às 15 HL) e Rio Negro (pico às 15 e 16 HL), com a atividade elétrica se intensificando pela presença da barreira física da brisa de rio em baixos níveis, e então chega à região Entre os Rios Negro e Solimões às 16 HL.

Figura 29: Ciclo diurno da densidade de taxa de raios (strokes $\text{km}^{-2} \text{h}^{-1}$), durante os dois períodos de experimento, IOP1 e IOP2, detectados pela rede STARNET, para as oito regiões de estudo delimitadas na Figura 7.



Com relação as características das atividades elétricas em um perfil vertical durante o ciclo diurno, a Figura 30 mostra esse comportamento detectado pela rede LINET, raios IC, ao longo do IOP2 e sobre as oito regiões de estudo. Nota-se que durante o horário de maior atividade elétrica, definido anteriormente como 15 HL para o IOP2, apenas as regiões Nordeste e Margem do Rio Negro apresentaram valores acima de 1,2 strokes/hora. Já após esse horário, as áreas como Entre Rio Negro e Solimões, Rio Solimões e Sul registraram máxima atividade elétrica, indicando que os sistemas detectados as 15 HL no Nordeste e na Margem Leste do Rio Negro possivelmente se deslocaram para oeste, alcançando as demais áreas citadas, e mantendo a mesma intensidade. Nota-se também que sobre a região da Margem Leste do Rio Negro, as maiores atividades elétricas alcançam alturas acima dos 15 km em todos os horários de pico, enquanto as demais áreas ficam abaixo dessa altura. Mais uma vez, esse comportamento pode ser um indicativo de intensas correntes ascendentes na região, provocadas pela presença da circulação de brisa fluvial, que empurram os hidrometeoros responsáveis pela formação de atividade elétrica o sistema para os altos níveis da troposfera.

Figura 30: Ciclo diurno do perfil vertical da atividade elétrica de raios IC detectada pela rede LINET ao longo do período de experimento IOP2, sobre as oito regiões de estudo da Figura 7.



5.4.. Características gerais dos Sistemas Convectivos rastreados pelo Algoritmo ForTraCC

Para a análise apresentada nos subitens a seguir, foi utilizado o algoritmo ForTraCC com dados de entrada considerando as refletividades do Radar SIPAM centrados em uma altura de 2,5 km e com limiar de 20 dBZ, conforme descrito na Seção 4.4. Um total de 9433 sistemas foram rastreadas durante o IOP1 e 8395 famílias durante o IOP2, como mostra a Tabela 4. Como

esperado, durante a estação chuvosa houveram mais sistemas precipitantes (53% do total) do que durante a estação de transição (47% do total).

Para garantir a continuidade e representatividade do ciclo de vida, foram selecionados apenas os sistemas precipitantes com os seguintes critérios:

- i. tempo de vida mínimo de 36 minutos, i.e., ao menos três varreduras volumétricas do radar;
- ii. tamanho mínimo de 16 pixels, i.e, área mínima de 64 km²; e
- iii. sistemas que apresentaram um deslocamento contínuo, sem processos de fusão e/ou separação.

Isto resultou em 3.664 sistemas durante o IOP1 e 3.331 sistemas durante o IOP2, cerca de, respectivamente, 39 e 36% do total de sistemas identificados (Tabela 4). Os sistemas que tinham os critérios i., ii. e iii. descritos acima foram divididos em sistemas precipitantes que geram raios, considerando os strokes detectados pela rede GLD360. Isto é:

- **tempestades (TP)** são os sistemas que têm tempo de vida mínimo de 36 minutos, área mínima de 64 km² e *pelo menos um stroke* detectado pela rede GLD360; e
- **não-tempestades (NTP)** são os sistemas que têm tempo de vida mínimo de 36 minutos, área mínima de 64 km² e *nenhum stroke* detectado pela rede GLD360.

Logo, durante o IOP1, do total de 3.664 sistemas que se enquadram nos critérios de tempo de vida e área, 387 apresentaram atividade elétrica (i.e, são tempestades), i.e., cerca de 11% dos sistemas selecionadas neste IOP (Tabela 4). Já durante o IOP2, do total de 2.415 sistemas que se enquadram nos critérios de tempo de vida e área, 616 apresentaram atividade elétrica, i.e., cerca de 20% dos sistemas selecionados neste IOP (Tabela 4). Logo, entre os IOPs, a estação de transição teve 35% mais tempestades que a estação chuvosa.

Para analisar a influência da brisa de rio, as tempestades e não-tempestades que se deslocaram de nordeste são aquelas que vão de encontro aos rios da região (Figura 7), ou seja, para sudoeste. Logo, além dos critérios i. à iii. descritos acima, mais um critério foi adicionado:

- iv. deslocamento preferencial de nordeste, i.e., mediana de direção de deslocamento da família entre 180° e 270°.

Logo, os sistemas que tinham os critérios i., ii., iii. e iv. descritos acima, que geram e não geram raios, considerando os strokes detectados pela rede GLD360, são classificadas como:

- **tempestades de nordeste (TPNE)** são os sistemas que têm tempo de vida mínimo de 36 minutos, área mínima de 64 km², *pelo menos um stroke* detectado pela rede GLD360 e mediana de direção de deslocamento entre 180° e 270°; e
- **não-tempestades de nordeste (NTPNE)** são os sistemas que têm tempo de vida mínimo de 36 minutos, área mínima de 64 km², *nenhum stroke* detectado pela rede GLD360 e mediana de direção de deslocamento entre 180° e 270°.

Com este critério adicional, o IOP1 teve 66 tempestades de NE e 552 não-tempestades (total de 618 sistemas com deslocamento preferencial de NE), contra 136 e 646 (total de 782 sistemas com deslocamento preferencial de NE) durante o IOP2, como mostra a Tabela 4. Logo, a estação de transição teve 28% a mais de sistemas com deslocamento preferencial de NE e 6% a mais de tempestades de NE.

Tabela 4 – Distribuição de número total de sistemas precipitantes identificados pelo ForTraCC e então selecionados para análise de acordo com os critérios de tempo de vida, área e atividade elétrica.

	Total de sistemas identificados	Total de sistemas com tempo de vida ≥ 36 min e área ≥ 64 km ²	Não-tempestades (NTP)	Tempestades (TP)	Não-tempestades de NE (NTPNE)	Tempestades de NE (TPNE)
IOP1	9.433 (43%)*	3.664 (39%)**	3.267 (89%)**	397 (11%)**	552 (89%***)	66 (11%***)
IOP2	8.395 (57%)*	3.331 (36%)**	2.415 (80%)**	616 (20%)**	646 (83%***)	136 (17%***)

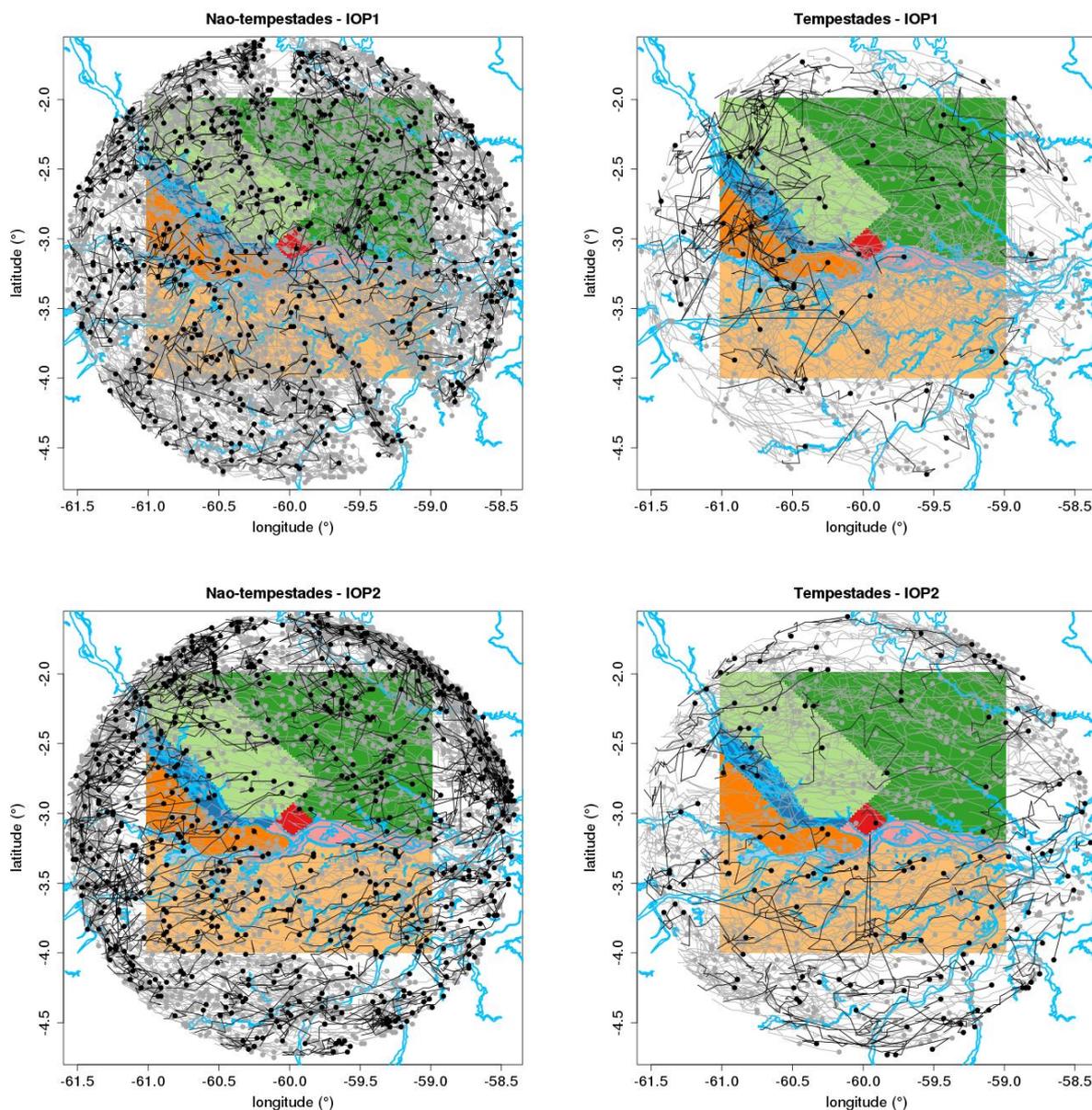
* porcentagem referente ao total de sistemas identificados entre os IOPs

** porcentagem referente ao total de sistemas identificados do mesmo IOP (coluna imediatamente à esquerda)

*** porcentagem referente ao total de sistemas selecionados dentro do mesmo IOP

O deslocamento das tempestades e não-tempestades selecionados para esse estudo estão representados pela Figura 31. De forma visual, nota-se que os sistemas denominados como não tempestades apresentaram-se em um número bem maior que os denominados como tempestades, assim como mostrado na Tabela 4. Além disso, o número de tempestades durante o IOP2 se deu bem maior que o IOP1 e, pela Figura 31, nota-se que durante o IOP1 essas tempestades selecionadas pelos limiares apresentaram uma preferência de ocorrência próximo a Margem Leste do Rio Negro, além da região Entre Rio Negro e Solimões. Já durante o IOP2, tem-se que a maioria dos sistemas se propagaram na metade sul da região de estudo, sem apresentar uma área como sendo preferencial. Quanto as não tempestades, o deslocamento se deu de forma homogênea ao longo de toda a região de estudo, durante os dois períodos analisados.

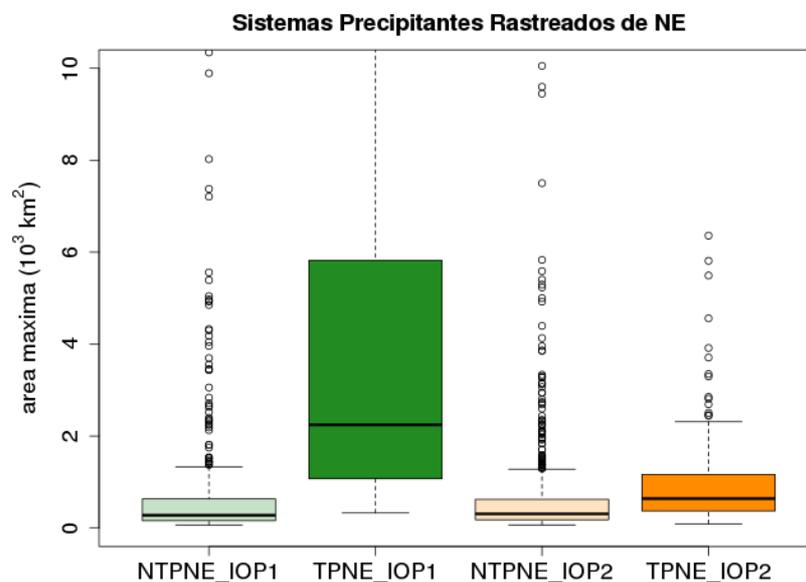
Figura 31: Deslocamento dos sistemas classificados como tempestades (TP) e não-tempestades (NTP) rastreadas pelo ForTraCC ao longo de cada IOP, com deslocamento preferencial de NE, isto é, tempestades de nordeste (TPNE) e não-tempestades de NE (NTPNE) destacadas em preto. Círculos representam a posição inicial de cada sistema e, as linhas de trajetória indicam a direção de propagação. Os rios estão indicados em azul claro e as áreas de estudo (Figura 7) estão demarcadas para referência.



Para uma melhor análise das características dos sistemas precipitantes rastreados pelo ForTraCC, a Figura 32 representa o boxplot da área máxima das não-tempestades e tempestades que se deslocaram de nordeste. Nota-se que as tempestades apresentaram áreas maiores que as não-tempestades, tanto no IOP1 quanto no IOP2. Porém, durante a estação chuvosa, a diferença é mais evidente, quando a mediana da distribuição dos dados assumiu valores acima dos $2 \times 10^3 \text{ km}^2$,

se comparado com valores abaixo dos 1000 km² para as não tempestades ao longo do mesmo período. Já durante a estação de transição, nota-se que as tempestades também apresentaram maiores tamanhos, como citado anteriormente, porém, a diferença entre os valores encontrados comparados com as não tempestades foi menor que o observado no IOP1. As maiores áreas e ordem de grandeza das tempestades durante o IOP1 refletem o fato das tempestades deste período serem sistemas convectivos de mesoescala maiores e mais organizados, como mostrado por outros autores (SILVA DIAS et al. 2002; CIFELLI et al. 2002; WILLIAMS et al. 2002).

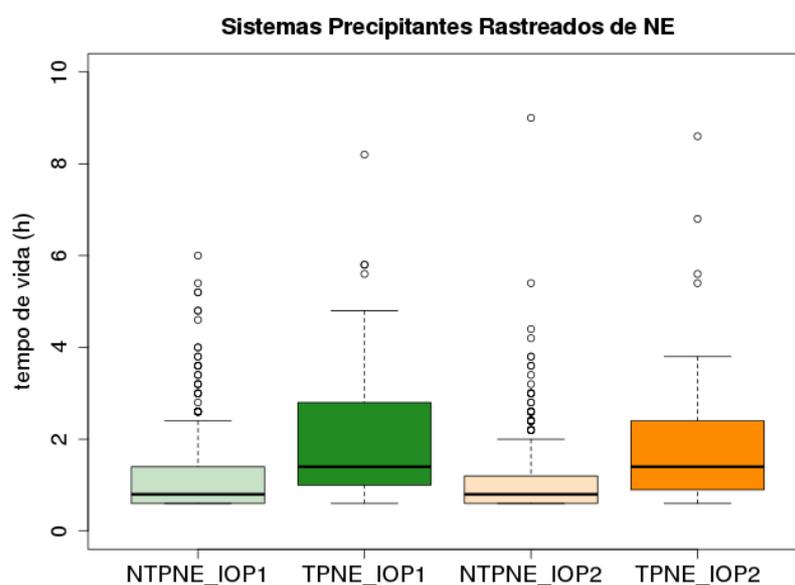
Figura 32: Área máxima (km²) dos sistemas precipitantes com deslocamento predominante de NE classificados como não-tempestades (NTPNE) e tempestades (TPNE) durante o período do IOP1 e IOP2.



Quanto ao tempo de vida dos sistemas precipitantes, foi determinado um limiar mínimo de sistemas rastreados com pelo menos 36 minutos. Assim, pela Figura 33, no geral, tem-se que os sistemas precipitantes denominados como tempestades, além de apresentarem áreas maiores que as não-tempestades, também apresentaram um tempo do ciclo de vida maior que as últimas, tanto no IOP1 quanto no IOP2. Além disso, durante a estação chuvosa, as tempestades registraram um tempo de vida ainda maior que durante a estação de transição. Essas características podem ser observadas em termos de valores, onde durante o IOP1 as não tempestades registraram um tempo de vida entre os quartis de 25% e 75% com valores entre ~ 0,6 (36 minutos) e 1,7 horas (1 hora e 42 minutos), enquanto para as tempestades esse mesmo intervalo assumiu maiores valores, entre ~ 1,5 (1 hora e 30 min) e 3 horas. Já durante a estação de transição, as não tempestades apresentaram um ciclo de vida menor que o IOP1, com valores acima dos 0,6 horas no primeiro quartil e até 1,5 horas no terceiro quartil e, as tempestades registraram um tempo de vida maior,

entre ~ 1 e 2,3 horas (2 horas e 18 min) para os mesmos intervalos. Este resultado mais uma vez corrobora com o fato das tempestades deste período serem sistemas convectivos de mesoescala maiores e mais organizados (SILVA DIAS et al. 2002; CIFELLI et al. 2002; WILLIAMS et al. 2002). O comportamento de aumento de área e tempo de vida para os sistemas denominados como tempestades está ligado diretamente a influência da intensidade das correntes ascendentes dentro dos sistemas. Quando a mesma é intensa, o sistema consegue se retroalimentar e continuar sua propagação, o que aumenta os valores de tamanho e tempo de duração, já que o mesmo consegue se manter ativo por mais tempo.

Figura 33: Idem à Figura 32 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, exceto para tempo de vida (horas).

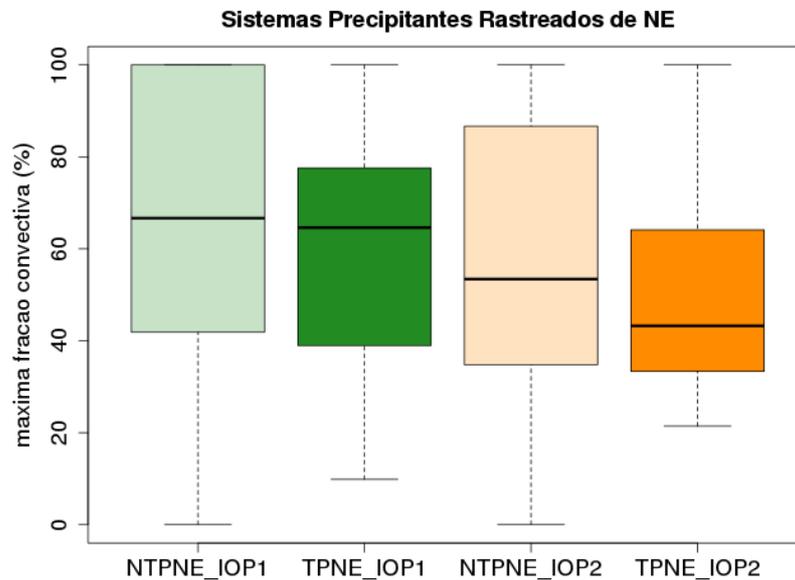


Para a variável de fração convectiva, pela Figura 34 nota-se que nesse caso, a distribuição dos dados de acordo com os sistemas precipitantes denominados como não-tempestades foi maior que as tempestades, respeitando os limiares impostos anteriormente. Além disso, foram observadas maiores frações convectivas durante a estação chuvosa, se comparada com a estação de transição. Enquanto durante o IOP1 as não-tempestades registraram valores de fração convectiva entre os intervalos de ~ 40 e 100%, as tempestades registraram frações convectivas entre ~ 40 e 80%. Comparando com o período do IOP2, as não tempestades registraram valores entre ~ 38 e 90%, enquanto as tempestades registraram valores entre ~38 e 65%.

Portanto, pelos sistemas rastreados pelo ForTraCC, nota-se que as tempestades tenderam a registrar menores valores de fração convectiva para os dois períodos de estudo, além de uma maior fração durante a estação chuvosa. Este resultado pode ser reflexo do fato de alguns sistemas

maiores podem ter entrado na área do radar já em um estágio mais maduro do seu ciclo de vida, e sem atividade elétrica intensa, sendo então classificados como não-tempestades.

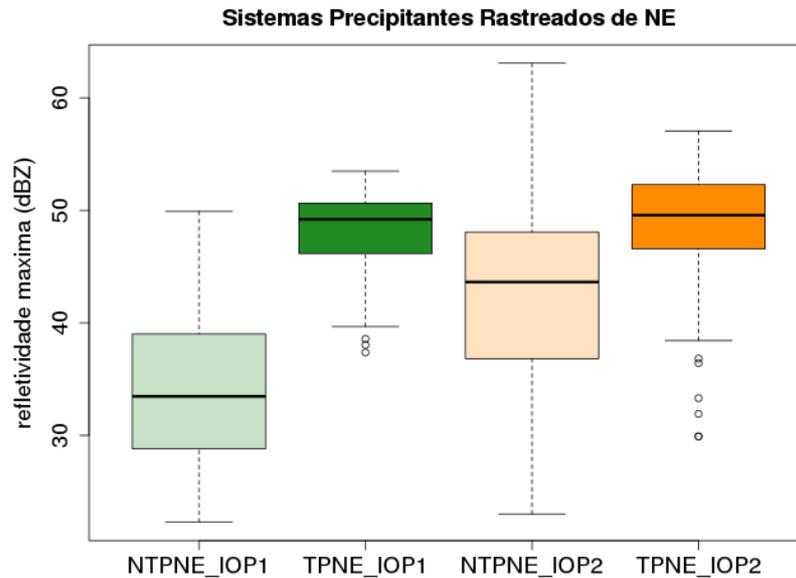
Figura 34: Idem à Figura 32 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, exceto para máxima fração convectiva (km²).



Em questão de máxima refletividade, pela Figura 35 nota-se que as tempestades registraram valores bem mais altos ao longo dos dois períodos de experimento, se comparadas com as não tempestades. Além disso, nota-se uma diminuição na distribuição de dados, onde os sistemas denominados como tempestades apresentaram uma gama de dados menor que os sistemas denominados como não tempestades, assim como observado na Tabela 4. Em termos quantitativos, tem-se que durante o IOP1 as não tempestades registraram valores do terceiro quartil (75%) com refletividade do Radar Sipam entre ~ 30 e 40 dBZ, enquanto os sistemas denominados como tempestades registraram um intervalo entre ~ 45 e 50 dBZ. Já durante o IOP2, nota-se um aumento nos valores de refletividade do terceiro quartil, tanto para as não tempestades, quanto para as tempestades. Enquanto as não tempestades apresentaram valores entre ~ 35 e 45 dBZ, os sistemas denominados como tempestades registraram valores entre ~ 48 e 52 dBZ.

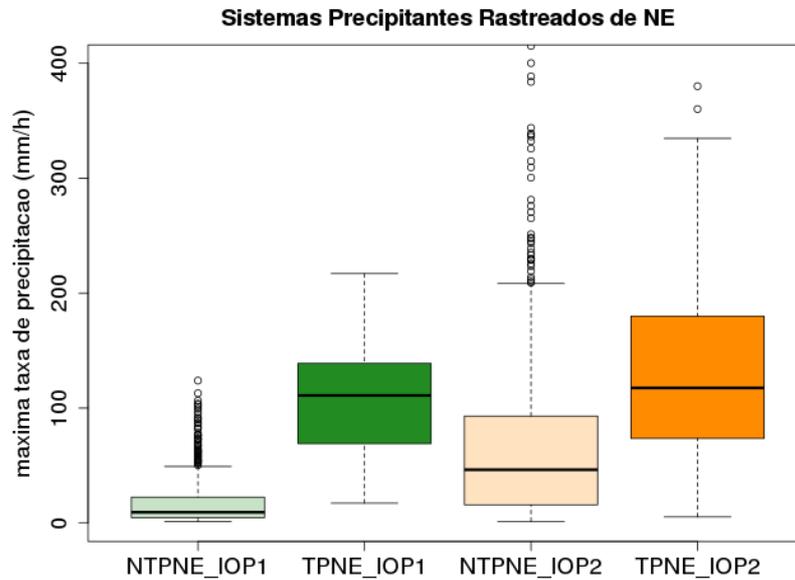
Associando os resultados de máxima refletividade com relação as variáveis apresentadas anteriormente, nota-se que as tempestades registraram áreas maiores que as não tempestades, assim como o tempo de vida e a máxima refletividade.

Figura 35: Idem à Figura 32, exceto para refletividade máxima (dBZ).



Quanto a máxima taxa de precipitação (Figura 36), nota-se o comportamento dessa variável detectada condiz com as características convectivas dos sistemas precipitantes analisados, em que os denominados como não tempestades registraram valores entre $\sim 0,2$ e 5 mm/h ao longo do IOP1 e, para os sistemas denominados como tempestades, esse intervalo assume valores entre $\sim 0,6$ e 15 mm/h. Para o período da estação de transição, nota-se que tanto as não tempestades quanto as tempestades registraram maiores valores de taxa de precipitação, se comparados com os resultados encontrados durante o IOP1, caracterizando o padrão de chuva convectiva. Essa maior taxa de precipitação, possivelmente está ligado a maior formação de pancadas de chuva ao longo da tarde (sistema menores e mais curtos), provocadas pelas condições termodinâmicas da atmosfera local, como mostrado na Seção 5.2. Com relação aos valores registrados no IOP2, nota-se que as não tempestades registraram uma máxima RR entre $\sim 0,6$ e 12 mm/h, enquanto os sistemas denominados como tempestades assumiram valores entre ~ 10 e 20 mm/h.

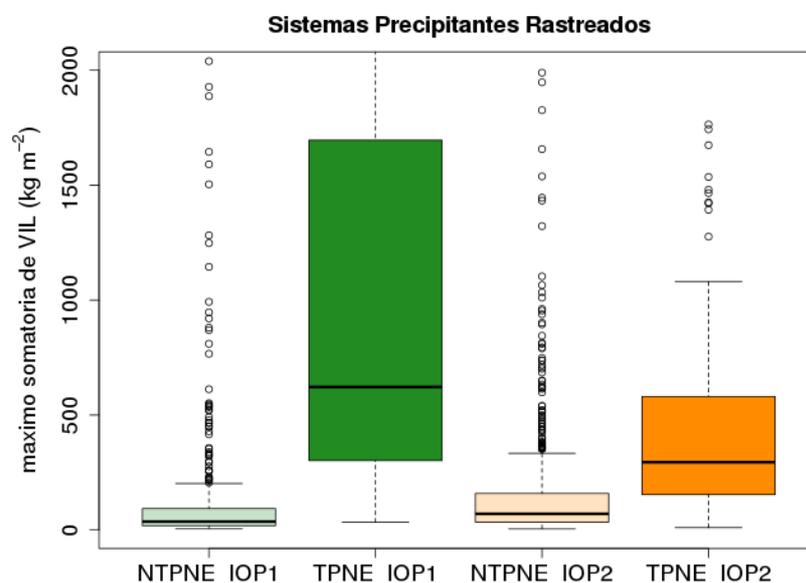
Figura 36: Idem à Figura 32, exceto para máxima taxa de precipitação (mm/h).



Por fim, para a variável de somatória do conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL) máximo, representado pela Figura 37, nota-se que as tempestades registraram maiores valores de VIL durante os dois períodos de experimento. Enquanto as não-tempestades registraram valores menores que 100 kg/m^2 durante a estação chuvosa, as tempestades registraram valores de VIL entre ~ 300 e 1600 kg/m^2 . Já durante o IOP2, para as não-tempestades, assim como a taxa de precipitação, houve também um pequeno aumento nos valores de VIL se comparados com o período chuvoso. No IOP2 o intervalo de valores das não tempestades apresentou um aumento para valores de até 200 kg/m^2 , enquanto as tempestades registraram uma diminuição se comparado com o IOP1, com valores entre ~ 200 e 600 kg/m^2 .

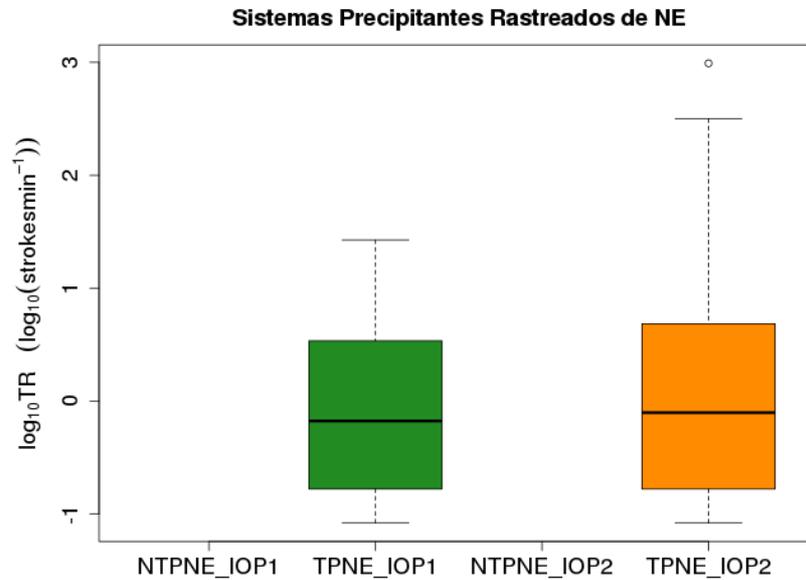
O aumento dos valores de VIL com relação aos sistemas denominados como tempestades também pode ser justificado pela intensidade das correntes ascendentes. Quanto mais intensas são essas correntes, maior será a supersaturação do sistema, aumentando a produção de hidrometeoros por meio dos processos primários de condensação e difusão de vapor, aumentando também os processos de formação hidrometeoros mais denso por *riming* e acreção, i.e., *graupel* e granizo. Em consequência, os valores de conteúdo de água líquida integrados ao longo de toda a extensão vertical do sistema também sofrem um aumento.

Figura 37: Idem à Figura 32, exceto para conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL-kg/m²).



Com relação aos dados de descargas elétricas detectados pela rede de sensores GLD360 e representados pela Figura 38, nota-se que a distribuição dos dados das tempestades entre o IOP1 e IOP2 é semelhante, assim como os valores das medianas. Ainda assim, tem-se que durante o IOP2 os sistemas denominados como tempestades registraram uma maior taxa de descargas elétricas, se comparado com o período chuvoso, concordando com os resultados encontrados na Seção 5.4. Esse comportamento é observado pelo intervalo dos primeiro e terceiro quartis entre $\sim -0,8$ e $0,5 \log_{10}(\text{strokes}/\text{min})$ (i.e., $\sim 1,16$ e $3 \text{ strokes}/\text{min}$) ao longo do IOP1, o qual aumenta para valores entre $\sim -0,8$ e $0,7 \log_{10}(\text{strokes}/\text{min})$ (i.e., $\sim 1,16$ e $5 \text{ strokes}/\text{min}$), mas principalmente pelo limite superior, onde as tempestades do IOP1 mostram valores com uma orde de grandeza inferior que o IOP2: $\sim 1,5$ e $2,5 \log_{10}(\text{strokes}/\text{min})$, respectivamente (i.e., ~ 32 e $316 \text{ strokes}/\text{min}$).

Figura 38: Idem à Figura 32, exceto para taxa de raios (TR, strokes/min) detectadas pela rede de sensores GLD360.



Após as análises dos sistemas precipitantes rastreados pelo algoritmo ForTraCC, notou-se que a diferença entre as características das não-tempestades e tempestades pode estar diretamente ligada a intensidade das correntes ascendentes. Essa diferença de intensidade influencia não somente na formação e desenvolvimento de sistemas mais profundos, como também em maiores tamanhos horizontais, maiores tempos de ciclo de vida, maiores taxas de precipitação, maiores índices de refletividade, maiores valores de VIL e, por fim maiores números de descargas elétricas detectadas pelas redes de sensores.

5.5. Estudo de Caso: 08 de setembro de 2014

No dia 08 de setembro de 2014, por volta das 1900 UTC (15h00 horário local), uma tempestade que estava se deslocando para a direção oeste passou sobre a região de superfície terrestre entre os Rios Negro e Solimões com um intenso potencial convectivo e com uma alta atividade elétrica. Essa foi a tempestade mais intensa registrada durante o período, e por este motivo é aqui analisada.

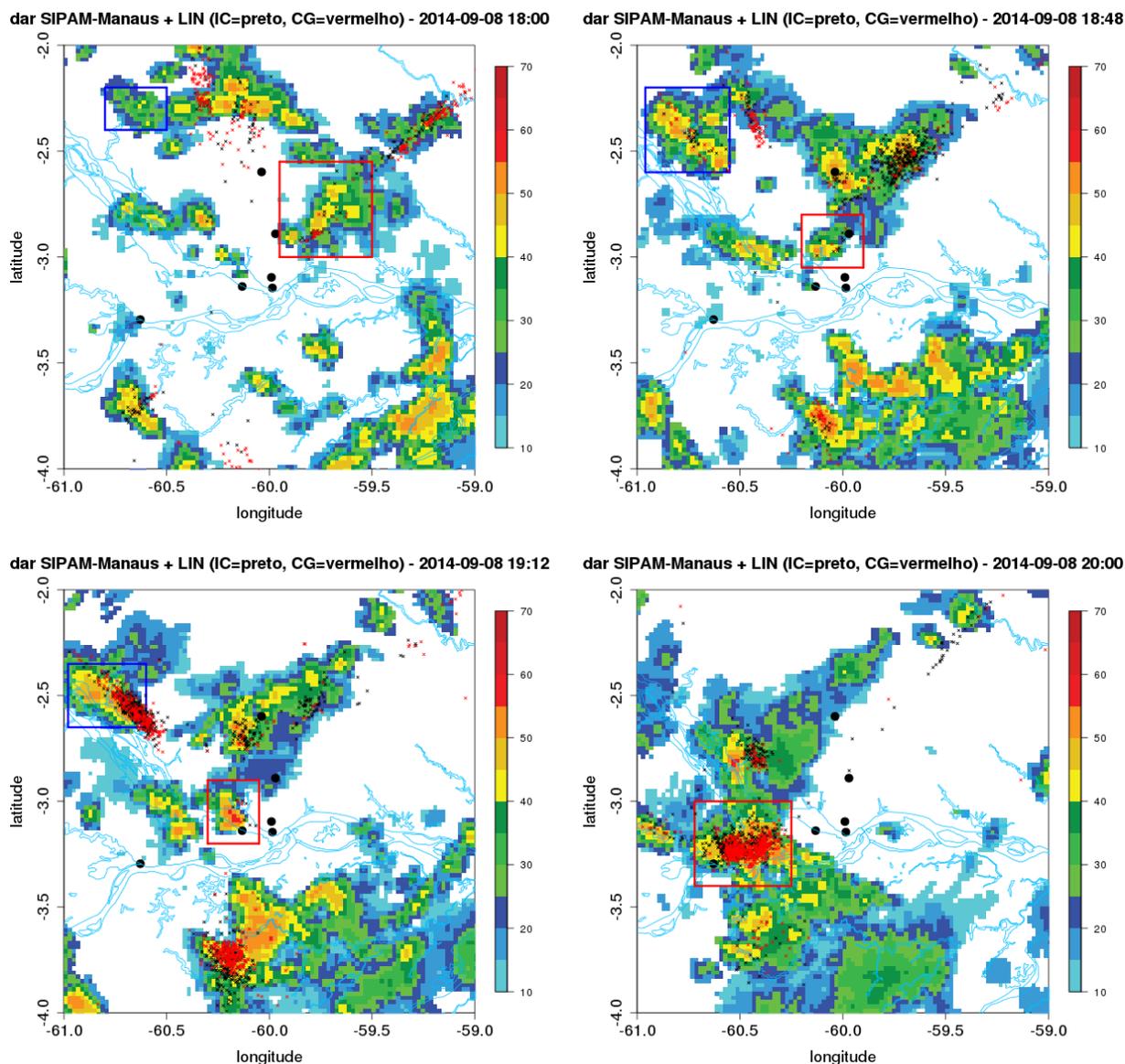
Esse sistema se deslocou a todo momento para a direção sudoeste, com um início de crescimento na região vento acima da cidade de Manaus (região Nordeste da Figura 39) e, no

momento em que se aproximava da margem norte do Rio Negro, apresentou um crescimento vertical e horizontal, além de um aumento de intensidade de suas células convectivas.

Logo em seguida, o sistema continuou se deslocando para sudoeste e se juntou com outro sistema convectivo, o qual estava localizado mais ao sul da cidade de Manaus e vinha se deslocando para a direção noroeste. A partir do momento em que os dois sistemas se juntam (*merge*) na região vento abaixo de Manaus, próximo à estação de Manacapuru, o sistema único apresenta um pequeno crescimento e, logo em seguida, começa a se dissipar. O deslocamento desses sistemas está representado pela Figura 39a qual mostra as imagens de radar no produto CAPPI em 3 km, com os dados de descargas elétrica sobrepostos para o mesmo intervalo de tempo de 12 minutos de varredura do radar, para a rede de detecção LINET, com diferenciação entre os raios do tipo CG (nuvem-solo) e IC (intra-nuvem). Também foi realizado o acompanhamento dos sistemas com as demais redes de detecção, como STARNET e GLD360, cujas figuras estão representadas no Anexo I, para os mesmos intervalos de tempo e Anexo II, para o acompanhamento completo.

O período de análise do sistema teve seu começo às 1800 UTC (14h00 hora local), e seu fim às 2048 UTC. Como há um grande número de imagens para cada rede de detecção de descargas elétricas, a Figura 39 apresenta apenas alguns horários de interesse (1800, 1848, 1912 e 2000 UTC), representando os momentos em que o sistema à norte (caixa azul) começa a apresentar crescimento, no momento em que o mesmo se aproxima da margem do Rio Negro e no momento em que há a junção dos dois sistemas convectivos. As Figuras no Anexo II mostram toda a trajetória realizada pelos mesmos, para o período de tempo das 1800 às 2048 UTC, com intervalos a cada 12 minutos.

Figura 39: Dados de descargas elétricas resultantes da rede LINET, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, nos horários indicados nas figuras: 1800, 1848, 1912 e 2000 UTC. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.

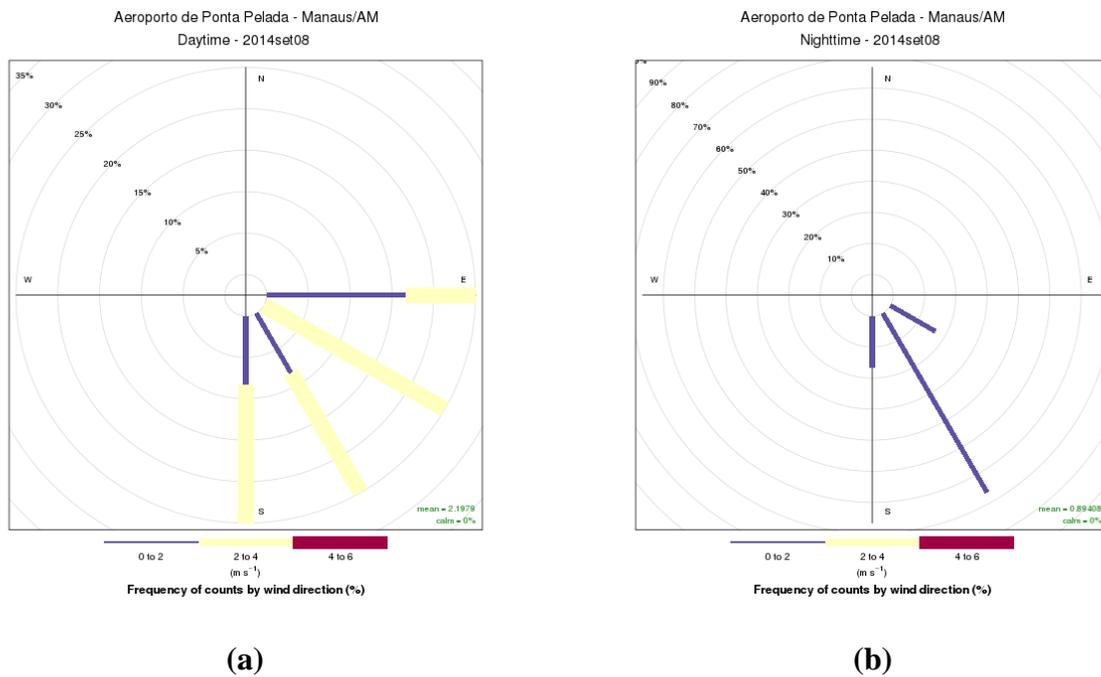


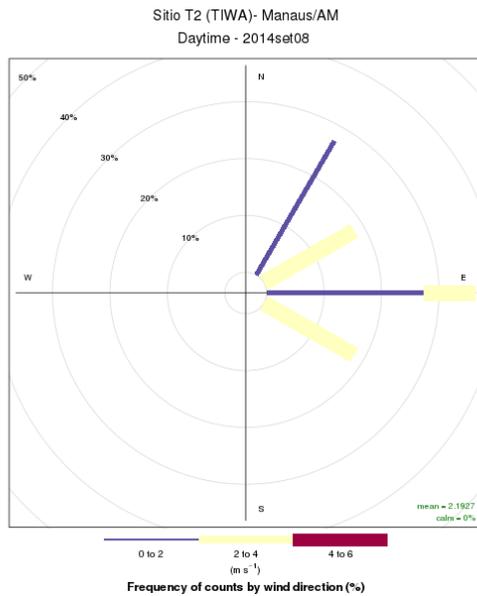
É importante salientar que, como os sistemas analisados nesse estudo de caso realizaram o processo de junção (merge) (sistemas delineados pelas caixas azul e vermelha da Figura 39), logo não está inserido nas análises da Seção 5.4. Como citado naquela Seção, apenas os sistemas com deslocamento contínuo (sem junção ou separação – *merge ou split*) durante toda a sua trajetória e tempo de vida é que foram analisados.

Para analisar a influência da circulação de brisa fluvial na formação e desenvolvimento do sistemas atuantes durante o dia 08 de setembro de 2014, foram realizadas as rosas do vento para

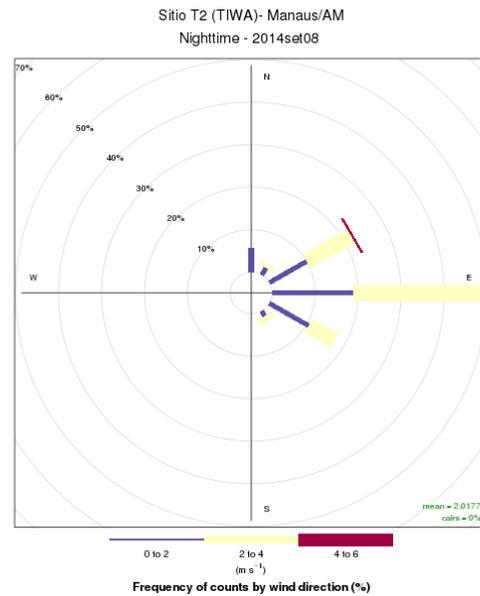
os dados registrados no Aeroporto de Ponta Pelada e no Sítio T2. Esses dados estão representados pela Figura 40 e foram separados em período diurno e noturno. Assim, tem-se que as duas estações registraram o predomínio de direções diferentes dos ventos durante o período diurno, em que no Aeroporto de Ponta Pelada (Figura 40a) a direção mais frequente foi de sudeste, com uma intensidade de 0 à 4 m/s. Já no Sítio T2 (Figura 40.c), nota-se que sobre essa região, o escoamento de vento mais frequente era de leste, com a mesma intensidade. Analisando o período noturno, nota-se que nas duas estações não houve a mudança da direção do escoamento do vento, a qual se manteve a mesma registrada durante o dia, apenas com uma pequena variação na intensidade. Assim, pode-se concluir que pelo menos nas áreas do Sítio T2 e de Ponta Pelada, a circulação de brisa fluvial não foi registrada no dia 08 de setembro de 2014, já que não houve a inversão na direção do vento. Para a região a margem leste do Rio Negro, como não há dados de vento registrados de forma contínua, não se pode afirmar a influência dessa circulação no dia de análise.

Figura 40: Rosa dos ventos de acordo com os dados das estações do Aeroporto de Ponta Pelada, nos períodos (a) diurno e (b) noturno, assim como os dados do sítio T2, também durante os períodos (c) diurno e (d) noturno.





(c)



(d)

De início, os dois sistemas convectivos que se juntaram para formar o sistema mais intenso foram separados em duas caixas, azul para o sistema localizado mais ao norte e vermelho, para o localizado mais ao sul na Figura 39. Dessa forma, foi possível analisar as características de cada um, antes que houvesse o processo de junção e os dois se tornassem apenas um sistema. Logo, analisando as Figura 39b e c, a rede LINET demonstra que há uma pequena atividade elétrica ocorrendo na região convectiva de cada sistema, porém, quando os sistemas atravessam o rio e ocorre o processo de junção na Figura 39d, há um aumento ainda maior de ocorrência de raios nessa região, principalmente do tipo CG.

Esse aumento de raios após ocorrer o processo de junção e após o sistema atravessar o rio pode ser explicado possivelmente, pela soma de dois fatores: pelo próprio processo de junção logo após os mesmos passarem pelos rios, mas também pela intensificação das correntes ascendentes provocada pelo gradiente de temperatura entre a superfície terrestre (margem leste do Rio Negro) e a superfície aquosa do Rio Negro.

Devido a presença de circulação fechada evidenciada pela Figura 40, durante a tarde há a presença de correntes ascendentes sobre a superfície terrestre, bem próximo à margem do Rio Negro e uma desintensificação das correntes ascendentes sobre os rios, devido a presença do ramo descendente da circulação fechada nessa região. Esse efeito pode ser observado pelo deslocamento do sistema localizados mais ao norte, destacado pela caixa azul próximo do horário das 1900 UTC, que condiz com o horário local de 15h00 (Figura 40c), em que ao se aproximar da margem leste

do Rio Negro, há um “estouro” da atividade elétrica do sistema e um grande crescimento vertical evidenciado pelo crescimento da região abrangida pelo índice de refletividade acima de 55 dBZ. Esse mesmo comportamento pode ser observado pelo sistema localizado mais ao sul, destacado pela caixa vermelha, no horário próximo das 1912 UTC.

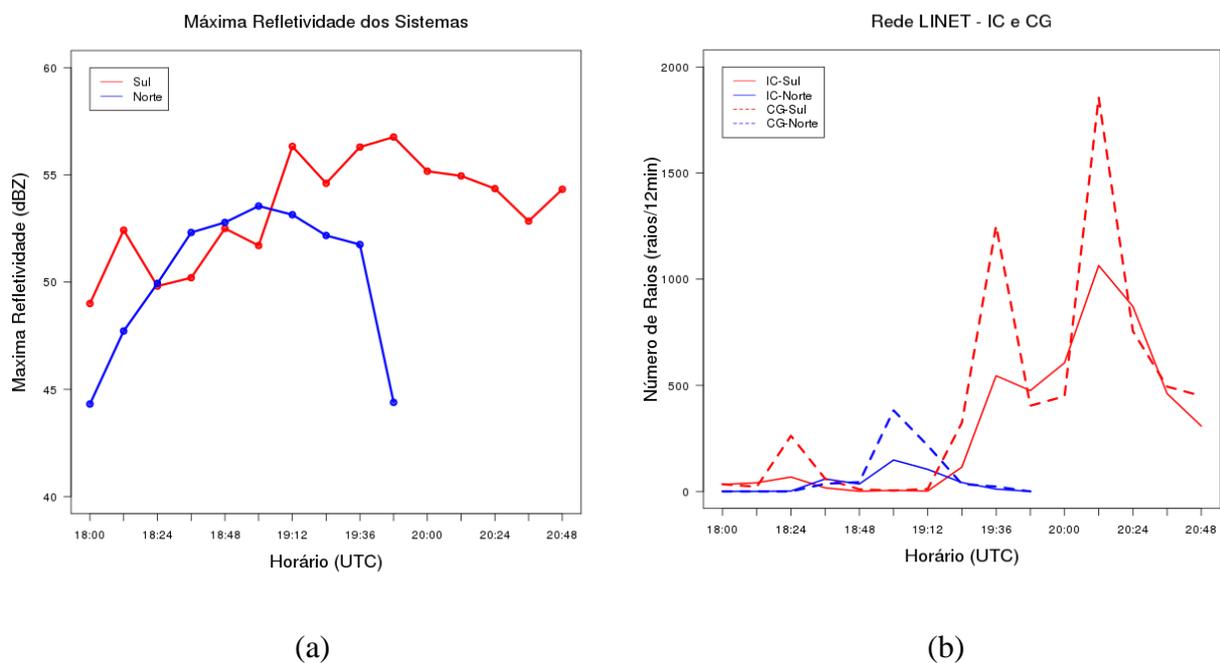
A Figura 41 mostra a máxima refletividade do sistema em 3 km de altura e número total de raios IC e CG dos dois sistemas. O processo de junção ocorreu por volta ou após a imagem das 1936 UTC e que, nesse caso, está representado nas Figura 39a e b pela continuação da linha em vermelho após esse horário. Nota-se também que às 1948 UTC é o horário em que o sistema mais ao norte para de ser analisado, já que o mesmo se juntou com o sistema ao sul.

Analisando a trajetória dos sistemas por meio da máxima refletividade (Figura 41a), tem-se que ao longo do deslocamento dos mesmos, houve uma provável intensificação das correntes ascendentes e, conseqüentemente, intensificação da área convectiva, a qual provoca um aumento gradativo nos valores de máxima refletividade do radar. O ápice do aumento da intensificação da área convectiva representada pelo aumento da máxima refletividade condiz com o mesmo momento em que os sistemas, principalmente o localizado mais ao sul, se aproxima da margem leste do Rio Negro, às 1912 UTC. Nesse horário, a máxima refletividade assume valores acima de 55 dBZ para o sistema mais ao sul e próximo dos 53 dBZ para o sistema localizado mais ao norte. Após esse horário, nota-se que o sistema mais ao sul continua seu processo de intensificação, enquanto o localizado mais ao norte apresenta uma leve diminuição nos valores de refletividade. Pela Figura 41.a é possível observar também que, após o processo de junção dos dois sistemas, próximo das 1948 UTC, os valores de máxima refletividade ficam oscilando entre 55 dBZ e começam a diminuir após as 2012 UTC.

Nota-se que, assim como a máxima refletividade sofreu um aumento gradual ao longo do deslocamento dos sistemas, a taxa de raios (raios/12 min - Figura 41b) também acompanha esse comportamento, tanto do tipo CG quanto do tipo IC. Porém, analisando as duas curvas de cada sistema, nota-se que houve uma predominância a todo momento de raios do tipo CG, com uma taxa abaixo dos 350 raios/12 min antes do intervalo das 1912 UTC, isto é, antes dos sistemas se aproximarem da margem leste do Rio Negro e, após esse intervalo, as taxas assumem valores bem maiores. Há apenas uma defasagem do sistema norte com o sistema sul, em que o sistema mais ao norte se aproxima da margem do rio minutos antes, aproximadamente às 1900 UTC e, com isso, sua taxa apresenta um pico com valores próximos dos 500 raios/12 min do tipo CG. Já o sistema mais ao sul, após o intervalo das 1912 UTC, sua taxa de raios aumenta para valores acima

de 12500 raios/12 min para os CG e próximos dos 500 raios/12 min para os IC e, após o intervalo de tempo em que os sistemas se juntam (1948 UTC), a taxa aumenta ainda mais e alcança valores máximos próximos dos 2000 raios/12 min do tipo CG e cerca de 1000 raios/12 min do tipo IC. E, logo após esse pico (depois das 2012 UTC), o sistema único começa a se desintensificar, como observado no comportamento de máxima refletividade e a curva de taxa de raios também acompanha essa desintensificação, com a diminuição de seus valores.

Figura 41: Representação da (a) máxima refletividade calculada pelo Radar SIPAM em 3 km para o Sistema Norte (em azul) e Sistema Sul (em vermelho) e, (b) o comportamento da atividade elétrica detectada pela rede e LINET para cada sistema.



As Figura 42 e Figura 43 mostram o perfil vertical da refletividade dos sistemas convectivos, em cortes latitudinais e longitudinais, para os horários de 1800, 1848, 1912 e 2000 UTC (Figura 42) e horários de 1848, 1900 e 1912 UTC (Figura 43), incluindo as descargas elétricas da rede LINET. Nestas figuras, os sistemas analisados estão identificados pelas caixas em vermelho (sistema mais ao sul) e caixa azul (sistema mais ao norte).

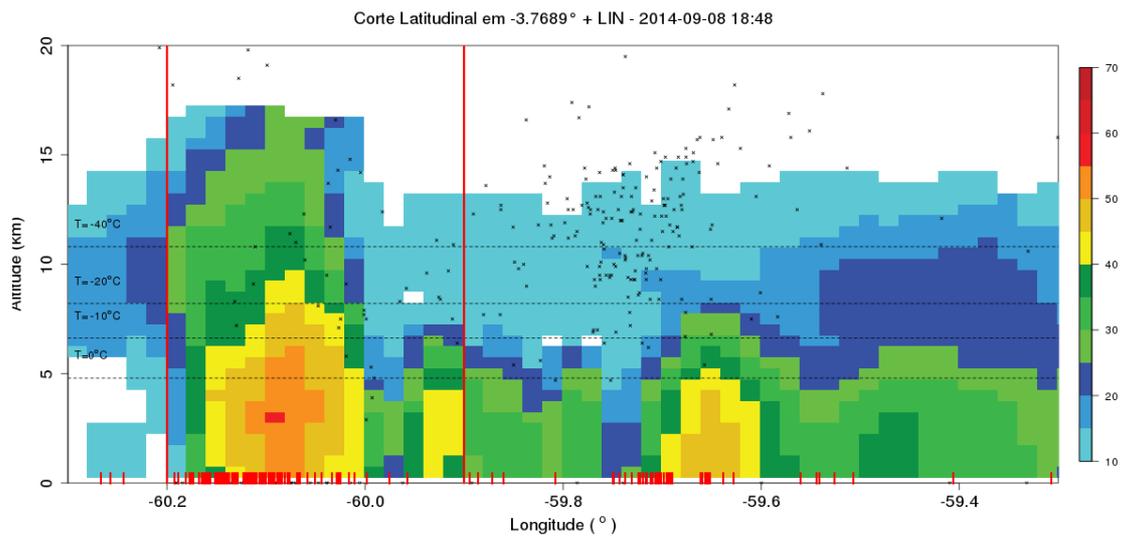
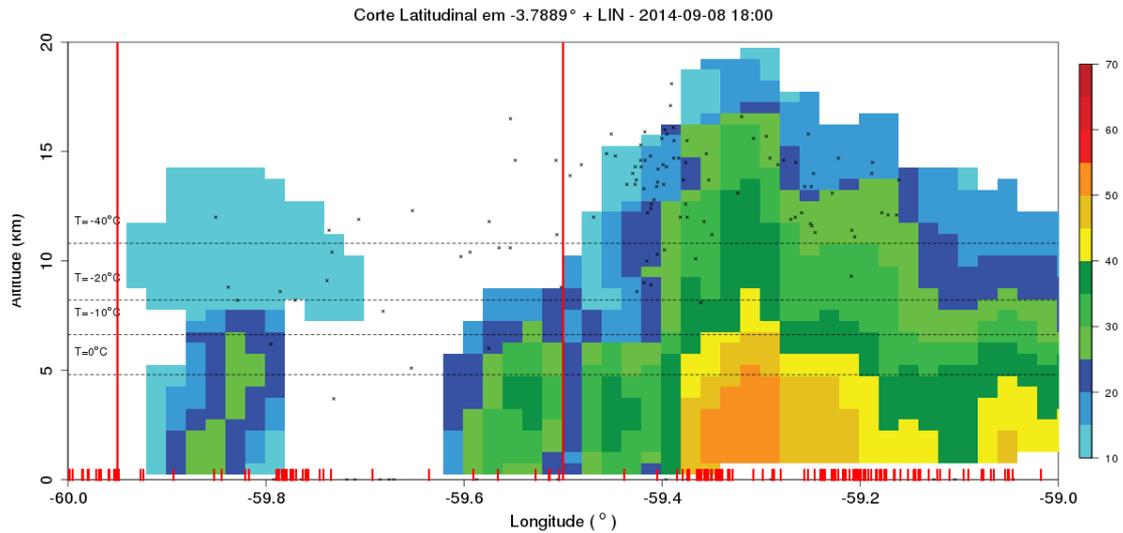
Analisando os cortes latitudinais (Figura 42) do sistema convectivo, no corte realizado as 1800 (Figura 42a), nota-se que o sistema possui um centro convectivo com uma pequena extensão horizontal e vertical, representado pelos índices de refletividade acima de 40 dBZ. Ainda neste horário, as descargas elétricas do tipo IC estão localizadas nos altos níveis do sistema, principalmente nas regiões acima da isoterma de -20°C , porém algumas estão localizados fora da

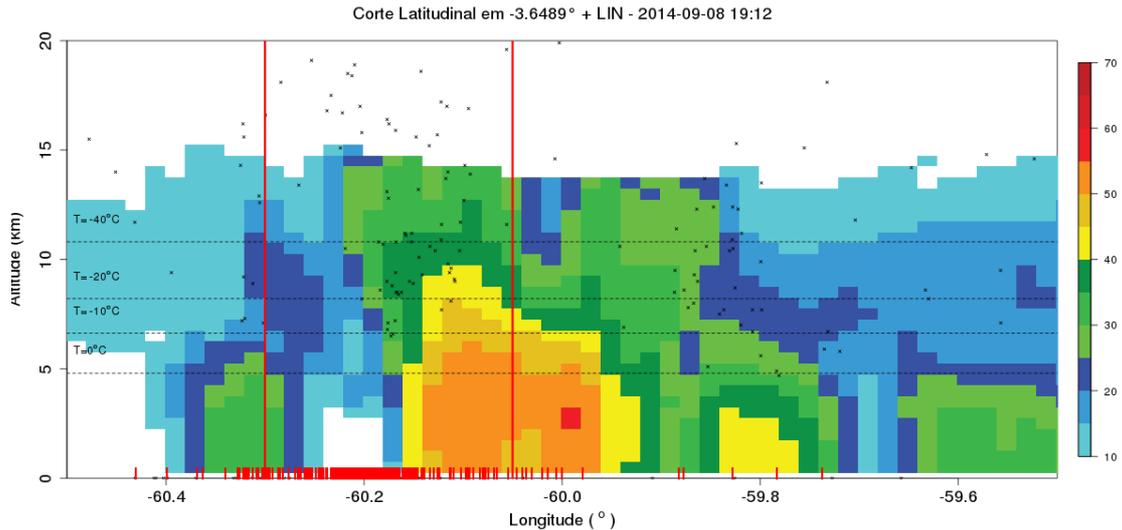
região do sistema, indicando ser possíveis erros de localização das descargas. O mesmo pode ser observado para os raios do tipo CG, em que a sua maioria ocorre na região do centro convectivo, porém, alguns traços em vermelho estão localizados fora do sistema. Correlacionando esses dados com a taxa de raios representada pela Figura 41b, nota-se que os valores ficam próximos dos 50 raios/(12 min), não havendo uma grande diferenciação de CG e IC. Para o horário das 1848 UTC (Figura 42b), nota-se que na latitude em que houve o corte, indicado pela caixa em vermelho, o sistema apresentou um centro convectivo com índices acima de 60 dBZ, e, a taxa de raios segundo a Figura 41b permaneceu com baixos valores, ainda na casa dos 50 raios/(12 min).

Observa-se que os raios do tipo CG estão todos praticamente localizados logo abaixo da região convectiva do sistema e, há também uma maior concentração de IC acima da isoterma de -40°C , ou seja, na região em que possivelmente há um maior número de hidrometeoros na fase sólida, como cristais de gelo e alguns agregados, mostrando que os strokes IC da LINET são posicionados nas regiões acima da região que contém os hidrometeoros de gelo mais densos (i.e., graupel e granizo). Nos horários seguintes (Figura 42c e d) observa-se o mesmo comportamento, porém, na Figura 41c há uma maior concentração de raios CG fora do centro convectivo, demonstrando uma região estratiforme com moderada atividade elétrica. Nesses horários, a taxa de raios começa a aumentar e assume valores máximos próximos dos 1250 raios/(12 min) do tipo CG e 500 raios/(12 min) do tipo IC, caracterizando um lightning-jump (SCHULTZ et al., 2011) pela intensificação da corrente ascendente e formação de graupel/granizo. Já no último horário (Figura 41d), há um aumento da concentração de descargas elétricas do tipo IC e uma maior distribuição vertical das mesmas dentro do sistema, porém, uma diminuição dos raios CG. Os valores registrados pela Figura 41b indicam uma aproximação da taxa de CG e IC, com cerca de 600 raios/(12 min).

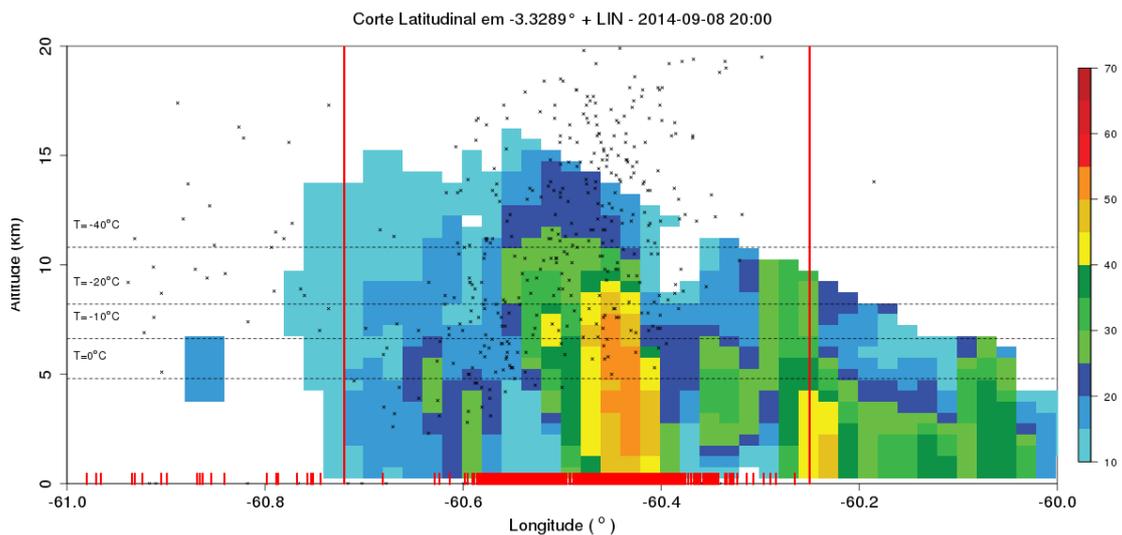
O último horário também indica o momento em que os sistemas da caixa vermelha e da caixa azul se juntam e formam um único sistema convectivo com uma alta atividade convectiva e elétrica, como visto na Figura 42d. É nesse momento que ocorre também um aparente aumento na concentração de raios dos dois tipos, e esse aumento também pode ser observado no perfil vertical, em que os raios CG ficam concentrados nas proximidades da região de maior atividade convectiva, indicada pela região com altos índices de refletividade. De acordo com a taxa de raios (Figura 41**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), os valores máximos aumentam para quase 2000 raios/(12 min) do tipo CG e cerca de 1000 raios/(12 min) do tipo IC.

Figura 42: Corte latitudinal (indicados na Figura 39) do produto CAPPI da refletividade do radar SIPAM e dados de descargas elétricas da rede LINET, para o dia 08 de setembro de 2014, nas latitudes e horários indicados nas figuras. As descargas elétricas do tipo Intra-Nuvem (IC) estão representadas pelos pontos em preto, e as descargas elétricas do tipo Nuvem Solo (CG) estão representadas pelos traços em vermelho. Linhas tracejadas representam as isoterms de 0°C, -10°C, -20°C e -40°C. As caixas em vermelho representam a área delimitada pelo sistema na Figura 39.





(c)

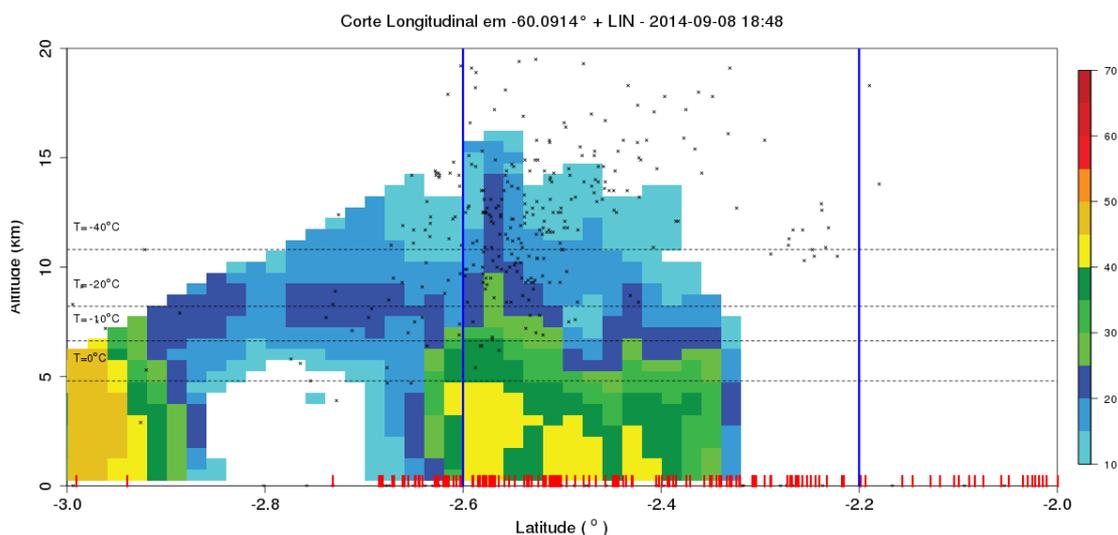


(d)

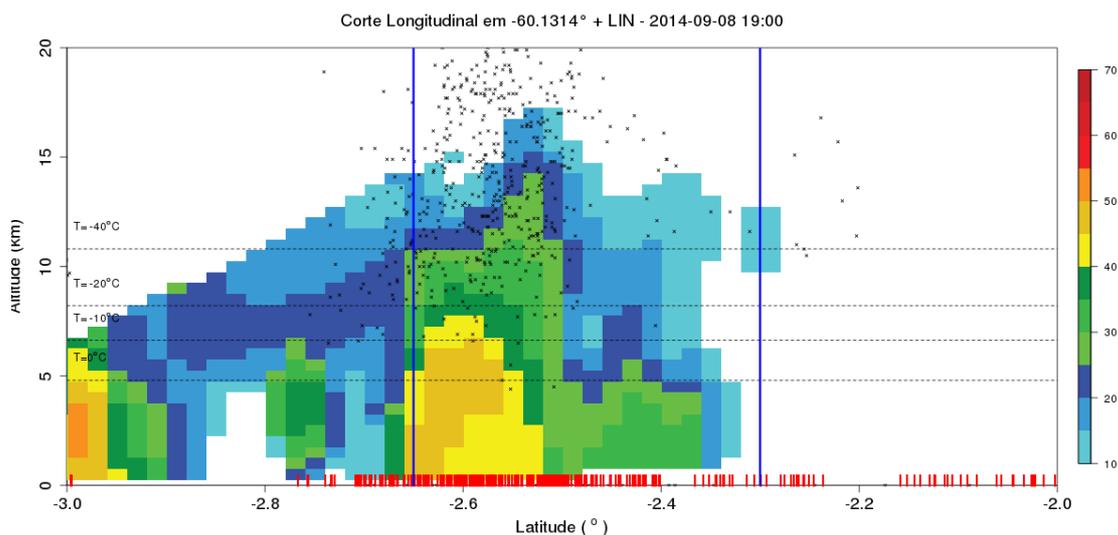
Analisando o comportamento vertical do sistema localizado mais ao norte em apenas três momentos (Figura 43), isto é, antes, durante e depois do sistema cruzar a margem do Rio Negro, observa-se que o sistema delimitado pela caixa em azul começa (as 1848 UTC) a apresentar um crescimento vertical, com valores de 40 dBZ próximos a 5 km de altura. Nesse momento, segundo a taxa de raios representada pela Figura 41, o sistema apresenta valores próximos dos 50 raios/(12 min), tanto do tipo IC quanto do tipo CG. O horário seguinte, às 1900 UTC, representa o momento em que o sistema mais ao norte se aproxima da margem leste do Rio Negro e, com isso, nota-se grande crescimento vertical, com alguns valores acima de 30 dBZ próximos dos 12 quilômetros de altura. Houve também um crescimento do seu centro convectivo, representado pelas regiões com índices de refletividade acima de 50 dBZ e que conseguiram atingir a quase 8 quilômetros de altura, indicando que houve uma intensificação das correntes ascendentes e, conseqüentemente

um aprofundamento vertical. É nesse momento em que a taxa de raios atinge seu pico, com valores próximos dos 500 raios/(12 min) para os raios do tipo CG e valores próximos dos 250 raios/(12 min) do tipo IC. Às 1912 UTC, após a aproximação com a margem leste do Rio Negro, observa-se que o centro convectivo do sistema apresenta uma diminuição vertical, com refletividade máxima na cada dos 40 dBZ, indicando uma possível desintensificação do mesmo. Nesse horário, a taxa de raios acompanha a desintensificação e apresenta uma diminuição, com valores abaixo dos 250 raios/(12 min), tanto do tipo IC quanto do tipo CG.

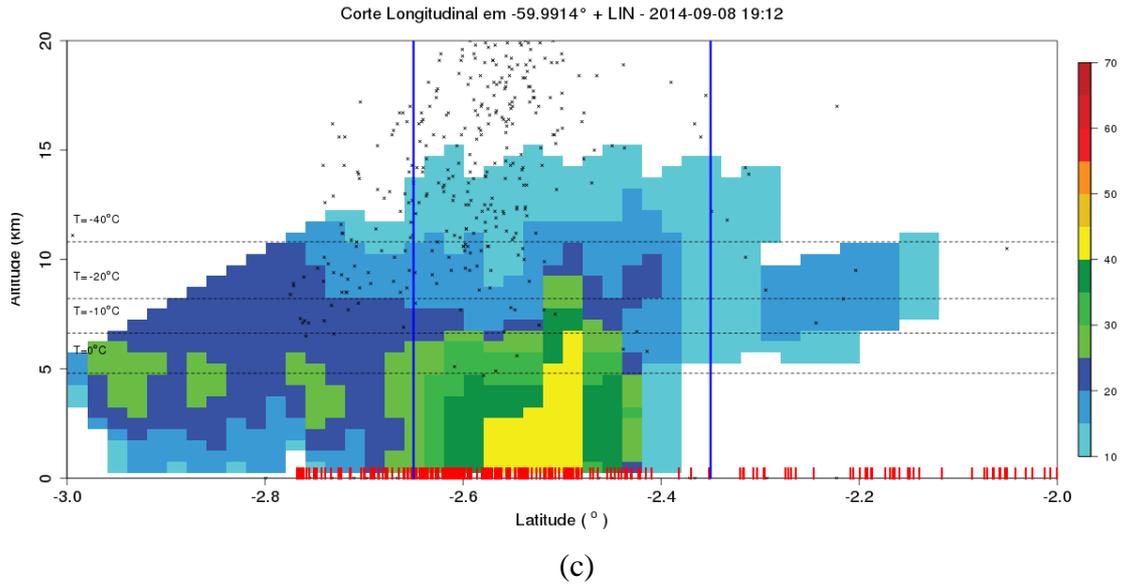
Figura 43: Idem à Figura 42, exceto para corte longitudinal. As caixas em azul representam a área delimitada pelo sistema na Figura 39.



(a)



(b)



Com isso, no geral, conclui-se que os sistemas registrados e rastreados no dia 08 de setembro de 2014 iniciaram seu deslocamento na região Nordeste da área de estudo e, assim como mostra na rosa dos ventos uma predominância dos ventos de leste, esses sistemas se deslocaram em direção a região da Margem Leste do Rio Negro. Segundo os registros de atividade elétrica durante o ciclo de vida de cada um dos sistemas, tem-se que os pivôs de atividade elétrica apresentados nos mapas de densidade acima coincidem com o pico de atividade convectiva ao longo do período da tarde, assim como observado nas condições termodinâmicas do período do IOP2 (Seção 5.2). E, por fim, em termos de tipo de raios mais frequentes no dia, conclui-se que os raios do tipo CG foram os mais frequentes, assim como o observado durante todo o período do IOP2.

6. CONCLUSÕES

Este estudo teve como objetivo analisar as propriedades físicas da precipitação e eletrificação dos sistemas precipitantes que ocorreram sobre parte da região Central da Bacia Amazônica (centrado em Manaus), durante o Projeto CHUVA-Manaus e GoAmazon. Além disso, entender principalmente o efeito da termodinâmica e sistemas de mesoescala sobre a região auxilia também na definição de morfologia e preferência de ocorrência dos sistemas atuantes na área de estudo.

Como conclusões de todas as análises realizadas nesse estudo, nota-se primeiramente pela rosa dos ventos para os dados de Aeroporto de Ponta Pelada durante os dois períodos de experimento (Seção 5.1) que foi observado uma inversão da direção dos ventos entre os períodos diurno (06h00 à 17h00 – HL) e período noturno (18h00 às 05h00 – HL) ao longo dos IOP1 e IOP2, principalmente durante a estação de transição (IOP2). Em resumo, durante o dia, a direção mais frequente se deu de quadrante sul, enquanto durante a noite a direção mais frequente se deu de quadrante norte nos dois períodos. Já para os dados observados no Sítio T2, durante a estação chuvosa (IOP1), a direção do escoamento do vento de maior frequência durante o período diurno era de quadrante norte e, durante o período noturno foi observado uma inversão para quadrante sul. Já durante a estação de transição (IOP2), observou-se apenas a desintensificação dos ventos de quadrante norte, sem haver a inversão dos mesmos.

Com relação as características termodinâmicas da atmosfera durante os dois períodos de experimento (Seção 5.2), verificou-se comportamento semelhante ao observado pela “*hipótese da ECQ*”, desenvolvida por Carey e Buffalo (2007), em que durante a estação chuvosa (IOP1), a *hNCL* registrou uma menor altura, por se tratar de uma atmosfera mais úmida e, como a altura da isoterma de 0°C se manteve praticamente constante nos dois períodos de experimento, a altura da ECQ durante o período do IOP1 se mostrou com maiores valores, influenciando possivelmente a uma maior atividade elétrica de polaridade negativa, devido aos processos de precipitação na fase quente serem mais intensificados, prevenindo grandes quantidades de água líquida superesfriada de atingir a fase mista. Já durante o IOP2, essas características se mostraram inversas, com maiores valores de *hNCL* e, conseqüentemente, menores valores de ECQ. Logo, a supressão da fase quente pela menor da ECQ favorece o aporte de água líquida superesfriada na fase mista, o que provavelmente influenciou em uma maior atividade elétrica, principalmente de +CG, ao longo desse período.

Quanto aos comportamentos do CAPE e CINE, notou-se nesse estudo que os índices não apresentaram uma grande variação comparando as duas estações. Para os dois índices, tanto de CAPE como de CINE, houve um ligeiro aumento entre a estação chuvosa e a de transição. Além disso, com relação aos horários do dia, o CAPE mais alto foi registrado durante o período da tarde, por volta das 14 HL, devido a alta atividade convectiva, enquanto os valores de CINE apresentaram um comportamento contrário, com valores máximos no período da manhã (08 HL) e uma diminuição ao longo do dia.

Com relação à distribuição espacial e temporal da precipitação e atividade elétrica (Seção 5.3.1), as características intrínsecas da convecção nos dois períodos do experimento ficaram muito bem marcadas. Mostrou-se que o período do IOP1 registrou maiores acumulados que o período do IOP2, assim como observado por outros estudos. Ainda assim, os maiores acumulados para a estação chuvosa, acima de 1000 mm, se deram de forma mais espalhada ao longo de toda a região de estudo e, durante a estação de transição, os maiores acumulados, próximos dos 800 mm, ficaram mais concentrados na região leste da Bacia. Para as análises de fração convectiva, concluiu-se que durante o IOP1 praticamente toda a bacia registrou precipitações estratiformes bem mais intensas e homogêneas que as precipitações convectivas e, durante o IOP2 essa relação ainda prevaleceu, porém, com uma intensificação da concentração das precipitações convectivas sobre os rios e uma desintensificação das precipitações estratiformes sobre o continente. Com relação a distribuição da taxa de precipitação ao longo do ciclo diurno, notou-se que as precipitações estratiformes registraram uma maior frequência e maiores acumulados no período noturno e no alvorecer do dia (entre 00 e 09 HL), assim como a taxa de raios, enquanto a precipitação convectiva apresentou uma maior frequência durante o período da tarde (por volta das 14 ~ 15 HL), quando há também a temperatura máxima do dia. Além disso, com relação as oito áreas de estudo sobre a região da bacia Amazônica, conclui-se que a precipitação convectiva apresentou uma preferência de ocorrência sobre a superfície continental (Manaus e Entre Rio Negro e Solimões), principalmente durante o IOP2, enquanto a precipitação estratiforme apresentou uma distribuição mais homogênea ao longo de toda a região.

E, contrário as precipitações acumuladas, durante o IOP2 foi observado uma taxa de raios bem maior que o período do IOP1 e, detectados por todas as redes de sensores utilizadas nesse estudo (GLD360, STARNET e LINET). Enquanto a estação do IOP2 registrou uma densidade máxima com valores acima dos $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, a estação do IOP1 registrou máximo por volta dos $0,6 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Comparando as redes que detectam apenas raios do tipo CG, como a GLD360 e a STARNET, conclui-se pelo mapa de densidade que a rede GLD360 foi a que

detectou maiores atividades elétricas. Já a rede LINET, devido a detecção de raios do tipo CG e IC, registrou uma taxa ainda maior que as demais redes, devido ao somatório dos mesmos. Contudo, todas as três redes de sensores convergiram para a localização das regiões de maior densidade, sendo principalmente próximas as margens dos rios, confirmando a presença de uma circulação fechada de brisa fluvial.

Para a diferenciação dos raios do tipo CG e IC, foram utilizados apenas os dados detectados pela rede LINET e durante o período do IOP2. Com isso, concluiu-se que os raios do tipo CG ficaram mais concentrados ao longo da margem leste do Rio Negro, e os raios do tipo IC ficaram mais espalhados sobre a superfície continental, principalmente na região acima da cidade de Manaus (AM). Além desses núcleos de maior atividade elétrica, também foi registrado um núcleo sobre o continente entre os Rios Negro e Solimões, com valores acima de $0,14 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Com relação a polaridade dos raios do tipo CG, pela rede GLD360 foi possível identificar uma predominância de raios positivos durante o IOP1, enquanto no IOP2 observou-se uma predominância dos raios do tipo negativo. Além disso, para a rede LINET e durante o IOP2, foi observado uma maior atividade elétrica de +CG próximo aos rios, onde retornando a “*hipótese da ECQ*”, devido a uma intensa corrente ascendente resultante da presença da circulação fechada de brisa fluvial, possivelmente influência no aporte de água líquida superesfriada para a região de fase mista. Já os raios -CG, que representam a maioria dos raios detectados sobre toda a região durante o IOP2, foram detectados em sua maioria sobre a superfície continental, principalmente na região Nordeste, onde as correntes ascendentes aparentam ter uma menor intensidade. Com relação a distribuição horária dessas atividades elétricas ao longo do ciclo diurno dos dois períodos, concluiu-se que durante o IOP1 foram registrados dois picos de maior atividade, o primeiro às 14 HL e o segundo às 20 HL, ambos com taxas acima de $0,004 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e predominantemente sobre a região do Rio Negro. Já para o IOP2, a maior atividade elétrica ocorreu em apenas um pico no período da tarde, por volta das 15 HL sobre as regiões da Margem Leste do Rio Negro, Rio Negro e Rio Solimões, com uma taxa acima de $0,015 \text{ strokes km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

As características morfológicas dos sistemas precipitantes rastreados pelo algoritmo ForTraCC (Seção 5.4) que atuaram na região de estudo durante os períodos de experimento, se propagando para oeste em direção ao Rio Negro, foram separados nos que apresentaram um deslocamento contínuo, sem sofrer influência de junção ou separação ao longo de todo o seu ciclo de vida, com um tempo de vida de pelo menos 36 minutos e uma área mínima de 64 km^2 . Com isso, foram analisados dois tipos diferentes de sistemas, definidos como: “não tempestades” para

aqueles sistemas que não registraram nenhuma atividade elétrica ao longo de todo seu ciclo de vida e as “tempestades”, que são os sistemas que registraram atividade elétrica em todo o seu ciclo de vida. Assim, concluiu-se que os sistemas precipitantes denominados como tempestades apresentaram um tamanho, ciclo de vida, máxima taxa de precipitação, máxima refletividade e máximo somatório de VIL com maiores valores, se comparados com os sistemas denominados como não tempestades. Além disso, observou-se que o período da estação chuvosa (IOP1) registrou maiores tamanhos, maiores tempos de ciclo de vida e maiores valores de VIL para as tempestades, se comparado com as mesmas variáveis registradas ao longo do IOP2. Já o período da estação de transição apresentou maiores valores de refletividade máxima, taxa de precipitação e uma maior quantidade de raios detectados pela rede GLD360, todos também para os sistemas denominados como tempestades. Nota-se que as características que se sobressaíram durante o IOP2 referem-se as características convectivas dos sistemas, e que dependem principalmente da intensidade das correntes ascendentes.

Por meio dos resultados obtidos pelo ForTraCC, as características convectivas como maior refletividade, maior taxa de precipitação e maior atividade elétrica corroboram com os resultados concluídos por meio do estudo dos mapas de densidade elétrica e ciclo diurno da atividade elétrica e precipitação convectiva, onde o período do IOP2 se mostrou o mais ativo para todas essas variáveis. Já para as demais variáveis de tamanho, tempo de vida, fração convectiva e VIL, a predominância de características estratiformes na formação dos sistemas e no tipo de precipitação pode explicar o motivo dessas variáveis terem registrado maiores valores durante a estação chuvosa.

Para a análise de caso dos sistemas atuantes durante o dia 08 de setembro de 2014 (Seção 5.5), foi mostrado que quando os dois sistemas se aproximaram da margem do Rio Negro, os mesmos apresentaram uma intensificação de suas correntes ascendentes e um crescimento vertical de seus centros convectivos. Isso foi refletivo no comportamento da série temporal dos índices de máxima refletividade, onde observou-se um pequeno aumento dos valores de refletividade (dBZ) no momento em que houve essa aproximação, e na série temporal da taxa de raios em cada rede para os mesmos horários, onde houve um aumento da atividade elétrica. O aumento de refletividade e de atividade elétrica no momento em que os sistemas se aproximaram do Rio Negro indica uma possível presença do ramo ascendente da circulação de brisa fluvial, gerada pelo gradiente de temperatura entre a superfície aquosa, a qual está mais fria durante o período diurno, e a superfície terrestre, a qual está mais quente devido ao aquecimento radiativo. Por fim, conclui-

se também que houve um maior número de raios do tipo CG para ambos os sistemas, e de polaridade positiva.

Portanto, de forma geral, ao longo do IOP1 os sistemas convectivos apresentaram uma preferência de ocorrência nos locais mais continentais, com características de atividades convectivas ao longo do período da tarde, e características estratiformes ao longo do período noturno e alvorecer. Já durante o IOP2, o volume de precipitação estratiforme apresentou uma redução, porém, o mesmo padrão de precipitação convectiva e estratiforme também se adequa a esse período de estudo. Além disso, notou-se que os sensores GLD360 e STARNET ficaram alinhados, registrando praticamente as mesmas intensidade e locais de ocorrência. As maiores taxas ocorreram em dois picos de horários durante o IOP1 (~ 14HL e ~16HL) e, durante o IOP2 esse máximo ocorreu em apenas um pico, próximo as 15HL. Com relação as regiões, apenas a Margem Leste do Rio Negro e sobre o Rio Leste apresentaram um aumento expressivo de precipitação convectiva no período da estação de transição, se comparada com a estação chuvosa. Além disso, enquanto durante o IOP1 os raios mais frequentes foram os do tipo CG, segundo a rede GLD360, com polaridade positiva, durante o período de transição a preferência de ocorrência permaneceu como CG, porém, com polaridade positiva. Por fim, segundo a rede LINET, os raios do tipo IC apresentaram uma preferência de ocorrência sobre o continente, enquanto os raios do tipo CG ficaram mais concentrados próximos às margens dos rios, ou sobre os mesmos.

7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão para continuação deste trabalho, seria interessante realizar análises mais detalhadas dos sistemas precipitantes rastreados pelo ForTraCC, com maiores informações não apenas sobre os comportamentos morfológicos horizontais dos sistemas, mas também os verticais, assim como uma análise de *todo o ciclo de vida* de cada tipo de sistema precipitante. A análise do ciclo de vida permite identificar o momento no qual os sistemas se aproximam, passam sobre e se afastam dos rios (ou da UHI de Manaus), permitindo um melhor detalhamento dos impactos da brisa de rio e UHI no desenvolvimento e intensificação das tempestades na região.

Outra sugestão seriam simulações com modelos numéricos de resolução de nuvem que possuam parametrizações de eletrificação e descargas elétricas, como por exemplo o WRF-Elec (Fierro et al., 2013). Simulações com e sem a presença dos rios e/ou UHI podem elucidar alguns pontos sobre a intensificação dos sistemas apontadas neste estudo.

REFERÊNCIAS

ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica : Processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades**. 2008. Universidade de São Paulo, 2008.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D8, p. D08209, 23 abr. 2011.

ALBRECHT, R. I., C. A. MORALES, R. F. O. PEREIRA, R. C. BRAGA e M. A. F. SILVA DIAS: Lightning and the Role of River Breezes in the Amazon. doi:<<https://ams.confex.com/ams/97Annual/webprogram/Paper311264.html>>, 2017;

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science (New York, N.Y.)**, v. 303, n. 5662, p. 1337–42, 27 fev. 2004.

ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; AUFMHOFF, H.; BARBOSA, H. M. J.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BUCHHOLZ, B.; CECCHINI, M. A.; COSTA, A.; CURTIUS, J.; DOLLNER, M.; DORF, M.; DREILING, V.; EBERT, V.; EHRLICH, A.; EWALD, F.; FISCH, G.; FIX, A.; FRANK, F.; FÜTTERER, D.; HECKL, C.; HEIDELBERG, F.; HÜNEKE, T.; JÄKEL, E.; JÄRVINEN, E.; JURKAT, T.; KANTER, S.; KÄSTNER, U.; KENNTNER, M.; KESSELMEIER, J.; KLIMACH, T.; KNECHT, M.; KOHL, R.; KÖLLING, T.; KRÄMER, M.; KRÜGER, M.; KRISNA, T. C.; LAVRIC, J. V.; LONGO, K.; MAHNKE, C.; MANZI, A. O.; MAYER, B.; MERTES, S.; MINIKIN, A.; MOLLEKER, S.; MÜNCH, S.; NILLIUS, B.; PFEILSTICKER, K.; PÖHLKER, C.; ROIGER, A.; ROSE, D.; ROSENOW, D.; SAUER, D.; SCHNAITER, M.; SCHNEIDER, J.; SCHULZ, C.; DE SOUZA, R. A. F.; SPANU, A.; STOCK, P.; VILA, D.; VOIGT, C.; WALSER, A.; WALTER, D.; WEIGEL, R.; WEINZIERL, B.; WERNER, F.; YAMASOE, M. A.; ZIEREIS, H.; ZINNER, T.; ZÖGER, M. ACRIDICON–CHUVA Campaign: Studying Tropical Deep Convective Clouds and Precipitation over Amazonia Using the New German Research Aircraft HALO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 10, p. 1885–1908, 28 out. 2016.

AMBURN, S. A. e WOLF, P. L. VIL Density as a Hail Indicator. **Weather and Forecasting**. Vol. 12, 1997;

ALBRECHT, R. I., e M. A. F. da SILVA DIAS: Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon. *Acta Amaz.*, **35**, doi:10.1590/S0044-59672005000200007, 2005.

ARTAXO, P., RIZZO, L. V., BRITO, J. F., BARBOSA, H. M. J., ARANA, A., SENA, E. T., CIRINO, G. G., BASTOS, W., MARTIN, S. T., e ERAE, M. O.: Atmospheric aerosols in Amazonia e le use change: from natural biogenic to biomass burning conditions, *Faraday Discuss.*, **165**, 203–235, doi:10.1039/C3FD00052D, 2013.

BRAGA, R. C.; ROSENFELD, D.; WEIGEL, R.; JURKAT, T.; ANDREAE, M. O.; WENDISCH, M.; PÖHLKER, M. L.; KLIMACH, T.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; VOIGT, C.; MAHNKE, C.; BORRMANN, S.; ALBRECHT, R. I.; MOLLEKER, S.; VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; ARTAXO, P. Comparing parameterized versus measured microphysical properties of tropical convective cloud bases during the ACRIDICON-CHUVA campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 17, n. 12, 2017a.

BRAGA, R. C.; ROSENFELD, D.; WEIGEL, R.; JURKAT, T.; ANDREAE, M. O.; WENDISCH, M.; PÖSCHL, U.; VOIGT, C.; MAHNKE, C.; BORRMANN, S.; ALBRECHT, R. I.; MOLLEKER, S.; VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; GRULICH, L. Further evidence for CCN aerosol concentrations determining the height of warm rain and ice initiation in convective clouds over the Amazon basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 17, n. 23, 2017b.

BAIDYA ROY S., AVISSAR R., Impact of le use/le cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, p. 8037, 2002;

BETZ, H. D., K. SCHMIDT, P. LAROCHE, P. BLANCHET, W. P. OETTINGER, E. DEFER, Z. DZIEWIT, e J. KONARSKI: LINET-An international lightning detection network in Europe. *Atmos. Res.*, **91**, 564–573, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.012, 2009.

BOCCIPPIO, D. J., W. J. KOSHAK, e R. J. BLAKESLEE: Performance Assessment of the Optical Transient Detector e Lightning Imaging Sensor. Part I: Predicted Diurnal Variability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**, 1318–1332, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<1318:PAOTOT>2.0.CO;2, 2002.

BUSER, O., AUFDERMAUR, A. N., Electrification by collisions of ice particles on ice or metal targets, In *Electrical Processes in Atmospheres*. Eds. H. Dolezalek e R. Reiter Darmstadt, Germany, 294, 1977;

CECCHINI, M. A.; MACHADO, L. A. T.; ANDREAE, M. O.; MARTIN, S. T.; ALBRECHT, R. I.; ARTAXO, P.; BARBOSA, H. M. J.; BORRMANN, S.; FÜTTERER, D.; JURKAT, T.; MAHNKE, C.; MINIKIN, A.; MOLLEKER, S.; PÖHLKER, M. L.; PÖSCHL, U.; ROSENFELD, D.; VOIGT, C.; WEINZIERL, B.; WENDISCH, M. Sensitivities of Amazonian clouds to aerosols and updraft speed. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 16, 2017.

CECCHINI, M. A.; MACHADO, L. A. T.; COMSTOCK, J. M.; MEI, F.; WANG, J.; FAN, J.; TOMLINSON, J. M.; SCHMID, B.; ALBRECHT, R.; MARTIN, S. T.; ARTAXO, P. Impacts of the Manaus pollution plume on the microphysical properties of Amazonian warm-phase clouds in the wet season. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 11, 2016.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J.; TUEL, J. V. LIGHTNING DETECTION METHODS AND METEOROLOGICAL. In: IV International Symposium on Military Meteorology Hydro-Meteorological Support of Allied Forces and PfP Members Tasks Realization, Malbork, Poland. **Anais...** Malbork, Poland: IV International Symposium on Military Meteorology Hydro-Meteorological Support of Allied Forces and PfP Members Tasks Realization, 2000.

CECIL, D. J., GOODMAN, S.J., BOCCIPPIO, D. J., ZIPSER, E. J., NESBITT, S. W.. Three years of TRMM precipitation features. Part 1: Radar, Radiometric, e Lightning Characteristics. **American Meteorological Society**, v. 133, p. 543 – 566, 2005;

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS. M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995.

COHEN, J. C. P., FITZJARRALD, D. R, D’OLIVEIRA, A. F., SARAIVA, I., BARBOSA, I. R. S, GEU , A. W. e KUHN, P. A., Radar-observed spatial e temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, 23-30, 2014;

CARNEIRO, R. G., FISCH, G, BORGES, C. K., MOURA, M. A. L., ANDRADE, M. A. D. e SANTOS, A. B. Avaliação do ciclo anual da Camada Limite Planetária na região Amazônica (Study of the annual cycle of the planetary boundary layer in the Amazon region). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, 2018;

D. O. SOUZA e R. C. S., ALVARÁ. Observational Evidence of the Urban Heat Island of Manaus City, Brazil. *Meteorological Applications*, 2012.

DOS SANTOS, M. J., SILVA DIAS, M. A. e FREITAS, E. D., Influence of local circulations on wind, moisture, e precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil; **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2014;

DEMETRIADES, N. W. S., M. J. MURPHY, e J. A. CRAMER: Validation of VAISALA'S Global Lightning Dataset (GLD360) over the continental United States. **21st Intenational Lightning Detection Conference**, Orleo, FL, USA, 2010;

DOS SANTOS, M. J., SILVA DIAS, M. A. F., FREITAS, E. D., Influence of local circulations on wind, moisture e precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2014;

DOSWELL III C. A., RASMUSSEN E. N., The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations, **Weather and Forecasting**, vol. 9, p. 625, 1994;

EMERSIC, C.; SAUNDERS, C. P. R. Further laboratory investigations into the Relative Diffusional Growth Rate theory of thunderstorm electrification. **Atmospheric Research**, v. 98, n. 2–4, p. 327–340, nov. 2010.

ERAE, M. O., ACEVEDO, O. C., ARAUJO, A., e Colaboradores; The Amazon Tall Tower Observations (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases e aerosols. **Atmospheric Chemistry e Physics**, 15, 10723 – 10776, doi: 10.5194/acp-15-10723-2015, 2015;

FISCH G., TOTA J., MACHADO L. A. T., SILVA DIAS M. A. F., LYRA R. F. F., NOBRE C. A., DOLMAN A. J., GASH J. H. C., The convective boundary layer over pasture e forest in Amazonia, **Theor. e Appl. Climatology**, vol. 78, p. 47, 2004;

FISCH, Gilberto et al. Clima da Amazônia. **Revista Climanálise**, 1996.

FITZJARRALD, D. R., SAKAI, R. K., MORAES, E. L. L., OLIVEIRA R. C., ACEVEDO, O. C. e BELDINI, M. J. C. T.; Spatial e temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence, **J. Geophys. Res.**, 113, 2008;

FIGUEIROA S. N., NOBRE C. A., Precipitations distribution over Central eWestern TropicalSouth America, **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, vol. 5, p. 36, 1990;

GRECO S., SWAP R., GARSTE M., ULANSKI S., SHIPHAM M., HARRISS R. C., TALBOT R., EREA M. O., ARTAXO P., Rainfall e surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, **J. Geophys. Res.**, vol. 95, p. 17001., 1990;

ILLIGWORTH, A. J., LATHAM J., Calculations of electric field growth, field structure, e charge distributions in thunderstorms, **Quart. J. Royal Meteor. Soc.**, vol. 103, p. 277, 1977;

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R. The interaction of ice crystals with hailstones in wet growth and its possible role in thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 697, p. 1809–1815, abr. 2016.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory Studies of the Charging of Soft Hail during Ice Crystal Interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 461, p. 609–630, jul. 1983.

KREHBIEL, P. R. The Electrical Structure of Thunderstorms. In: **The Earth's Electrical Environment**. Washington, D.C.: National Academies Press. p. 263, 1986.

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

KOUSKY, V. E.; JANAWIAK, J. E.; JOYCE, R. J. The diurnal cycle of precipitation over South America based on CMORPH. **Proceeding of 8 ICSHMO**, Foz do Iguaçu, Brazil, INPE, p. 1113-1116, 2006.

KUMMEROW, C, SIMPSON, J., THIELE, O., BARNES, W., CHANG, A. T. C, STOCKER, E., ADLER, R. F., HOU, A., KAKAR, E., WENTZ, F., ASHCROFT, P., KOZU, T., HONG, Y., OKAMOTO, K., IGUCHI, T., KUROIWA, H., IM, E., HADDAD, Z., HUFFMAN, G., FERRIER, B., OLSON, W. S., ZIPSER, E., SMITH, E. A., WILHEIT, T. T., NORTH, G., KRISHNAMURTI, T. e NAKAMURA, K. The status os the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. **American Meteorological Society**, v 39, p. 1965 – 1982, 2000;

LEVIN, Z.; TZUR, I. Models of the development of the electrical structure of clouds. In: **The Earth's Electrical Environment**. Washington, D.C.: National Academies Press. p. 131–145, 1986;

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations e atmospheric CO₂ variations in the Tapajós Region, Para, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 110(D21), p. D21102, 2005.

LYONS W. A., NELSON T. E., WILLIAMS E. R., CRAMER J. A., TURNER T. R., Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires, **Science**, vol. 282, p. 77, 1998;

LIU, C., ZIPSER, E. J., CECIL, D. J., NESBITT, S. W. e SHERWOOD, S. A cloud e precipitation feature database from nine years of TRMM observations. **Journal of Applied Meteorology e Climatology**, v 47, p. 2712 – 2728, 2008;

LOTT, J. N., R. VOSE, S. A. DEL GRECO, T. F. ROSS, S. WORLEY, and J. L. COMEAUX,; The integrated surface database: Partnerships and progress. *Proc. 24th Conf. on IIPS*, New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., 3B.5. [Available online at https://ams.confex.com/ams/88Annual/techprogram/paper_131387.htm.], 2008;

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The Electrical Nature of Storms**. [s.l.] Oxford University Press, 1998.

MACHADO, L. A. T.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; GIANGRANDE, S.; DIAS, M. A. F. S.; CECCHINI, M. A.; ALBRECHT, R.; ANDREAE, M. O.; ARAUJO, W. F.; ARTAXO, P.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BURLEYSON, C.; EICHHOLZ, C. W.; FAN, J.; FENG, Z.; FISCH, G. F.; JENSEN, M. P.; MARTIN, S. T.; PÖSCHL, U.; PÖHLKER, C.; PÖHLKER, M. L.; RIBAUD, J.-F.; ROSENFELD, D.; SARAIVA, J. M. B.; SCHUMACHER, C.; THALMAN, R.; WALTER, D.; WENDISCH, M. Overview: Precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, 2018.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. a.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. a. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. a.; TOKAY, A. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, set. 2014.

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

SMITH, J. N.; WENDISCH, M. Introduction: Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, abr. 2016.

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.; JARDINE, K.; MEDEIROS, A.; PORTELA, B.; DE SÁ, S. S.; ADACHI, K.; AIKEN, A. C.; ALBRECHT, R.; ALEXANDER, L.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; BUSECK, P.; CHAND, D.; COMSTOCK, J. M.; DAY, D. A.; DUBEY, M.; FAN, J.; FAST, J.; FISCH, G.; FORTNER, E.; GIANGRANDE, S.; GILLES, M.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HUBBE, J.; JENSEN, M.; JIMENEZ, J. L.; KEUTSCH, F. N.; KIM, S.; KUANG, C.; LASKIN, A.; MCKINNEY, K.; MEI, F.; MILLER, M.; NASCIMENTO, R.; PAULIQUEVIS, T.; PEKOUR, M.; PERES, J.; PETÄJÄ, T.; PÖHLKER, C.; PÖSCHL, U.; RIZZO, L.; SCHMID, B.; SHILLING, J. E.; DIAS, M. A. S.; SMITH, J. N.; TOMLINSON, J. M.; TÓTA, J.; WENDISCH, M. The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) Observes Pollution Affecting Gases, Aerosols, Clouds, and Rainfall over the Rain Forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981–997, maio 2017.

MORALES, C. A.; NEVES, J. R.; MOIMAZ, E. A.; CAMARA, K. S. Sferics Timing And Ranging NETWORK – STARNET: 8 years of measurements in South America. In: XV International Conference on Atmospheric Electricity, Norman, OK, USA. **Anais...** Norman, OK, USA: 2014.

MARENGO J. A., MILLER J. R., RUSSEL G. L., ROSENZWEIG C. E., ABRAMOPOULOS F., Calculations of river runoff in the GISS GCM: impact on the new le surface parameterisation e runoff routing model on the hydrology of the Amazon River, **Climate Dynamics**, vol. 10, p. 349, 1994;

MAITELLI, G. T. e WRIGHT, I. R., The climate of a riverside city in the Amazon Basin: urban-rural differences in temperature e humidity. **Amazonian Deforestation e Climate**, v 11, p. 193 – 206, 1996;

MARTIN, S., ARTAXO, P., MACHADO, L., MANZI, A., SOUZA, R., SCHUMACHER, C., WANG, J., BISCARO, T., BRITO, T., CALHEIROS, A., JARDINE, K., MEDEIROS, A., entre outros. The green ocean Amazon experiment (GoAmazon2014/5) observes pollution affecting gases, aerosols, clouds e rainfall over the rain forest. **American Meteorological Society**, doi:10.1175/BAMS-D-15-00221.1, 2016;

- MARSHAL, B. J. P., LATHAM, J., SAUNDERS, C. P. R., A laboratory study of charge transfer accompanying the collision of ice crystals with a simulated hailstone, **Quart. J. Royal Meteor. Soc.**, vol. 104, p. 163, 1978;
- MORALES, C. A., NEVES, J. R., MOIMAZ, E. A. e CAMARA, K. S., Sferics timing e ranking NETWORK-STARNET: 8 years of measurements in South America, **XV International Conference on Atmospheric Electricity**, Norman, Oklahoma, USA, 2014;
- MURRAY N. D., ORVILLE R. E., HUFFINES G. R., Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, p. 2249, 2000;
- MOLION, L.C.B. e DALLAROSA, R.L.G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 5(3): 40 - 42, 1990;
- OLIVEIRA, A.P. de e FITZJARRALD, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. **Boundary Layer Meteorology**, 63(1-2): 141 - 162, 1993;
- PEREYRA, R. G.; AVILA, E. E.; CASTELLANO, N. E.; SAUNDERS, C. P. R. A laboratory study of graupel charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D16, p. 20803–20812, 27 ago. 2000.
- QUEIROZ, A. P. d. Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar. **Dissertação (Mestrado em Meteorologia)** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 128 p., 2008;
- RINEHART, R. E. **RADAR for Meteorologists**. 3rd editio ed. Grand Forks, ND: Rinehart Publications, 1997.
- ROBERTS, G. C.; ANDREAE, M. O.; ZHOU, J.; ARTAXO, P. Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: “marine” conditions over a continent? **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, p. 2807–2810, 15 jul. 2001.
- ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 20, p. 3105–3108, 1999.
- ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O’DOWD, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAE, M. O. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science (New York, N.Y.)**, v. 321, n. 5894, p. 1309–13, 5 set. 2008.

RABIN R. M., STADLER S., WETZEL P. J., STENSRUD D. J., GREGORY M., Observed effects of lescape variability on convective clouds, **Bull. Am. Meteor. Soc.**, vol. 71, p. 272, 1990;

REYNOLDS, S. E., BROOK, M., GOURLEY, M. F., Thunderstorm charge separation, **J. Meteor.**, vol. 14, p. 426, 1957;

RINEHART, R. E.: *Radar for Meteorologists*. **University of North Dakota**, 334 pp, 1991;

ROSENFELD D., TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, **Geophys. Res. Lett**, vol. 26, p. 3105., 1999;

SARAIVA, I.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C. A. R.; SARAIVA, J. M. B. Regional Variability of Rain Clouds in the Amazon Basin as Seen by a Network of Weather Radars. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 12, p. 2657–2675, dez. 2016.

SAUNDERS, C. Charge Separation Mechanisms in Clouds. **Space Science Reviews**, v. 137, n. 1–4, p. 335–353, 23 abr. 2008.

SAUNDERS, C. P. R. A Review of Thunderstorm Electrification Processes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 4, p. 642–655, abr. 1993.

SAUNDERS, C. P. R.; BAX-NORMAN, H.; EMERSIC, C.; AVILA, E. E.; CASTELLANO, N. E. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 621, p. 2653–2673, out. 2006.

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

STOLZENBURG, M.; MARSHALL, T. C. Charge Structure and Dynamics in Thunderstorms. **Space Science Reviews**, v. 137, n. 1, p. 355–372, 2008.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. **Journal of geophysical research**, v. 103, n. D12, p. 14,097-14,108, 1998.

STEINER, M. , HOUZE, R. A. e YUTER, S. E., Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34, 1978.

SMITH J. A., BAKER M. B., WEIMAN J. A., Do forest fires affect lightning?, **Quart. J. Royal Meteor. Soc.**, vol. 129, p. 2651, 2003;

SILVA DIAS, M. A. F.; P. L. SILVA DIAS; M. LONGO; D. R. FITZJARRALD; A. S. DENNING. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations e modelling results. **Theoretical e Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 111–121, 2004.

SCHUMACHER, C.: SIPAM S-band radar volumes from Manaus, Brazil coinciding with the GoAmazon field campaign. Disponível online em <https://www.archive.arm.gov/discovery/#v/results/s/fiop::amf2014goamazon/finst::sipam-s-band-cappi>, 2017;

SHAW, W., DORAN, J., COULTER, R. Boundary- layer evolution over Phoenix, Arizona and the premature mixing of pollutants in the early morning. **Atmospheric Environment** **39**, 773-786, 2005;

SCHULTZ, C. J, PETERSON, W. A. e CAREY, L. Lightning and Severe Weather: A Comparison between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends. **Weather and Forecasting**, vol. 26, p. 744-755, 2011;

TAKAHASHI, T. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536–1548, ago. 1978.

TAKAHASHI, T.; MIYAWAKI, K. Reexamination of Riming Electrification in a Wind Tunnel. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 5, p. 1018–1025, mar. 2002.

TWOMEY, S. Aerosols, clouds and radiation. **Atmospheric Environment. Part A. General Topics**, v. 25, n. 11, p. 2435–2442, 1991.

TEMPO E CLIMA NO BRASIL, CAVALCANTI, I. F. A., FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J. e SILVA DIAS, M. A. F., **Editora Oficina de Textos**, 2009;

VONNEGUT, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. In: Proc. Conf. Atmos. Elec., **Anais...**1955.

VONNEGUT B., Aircraft measurements of electric field charge carried to ground through thunderstorms. Thunderstorm Electricity, (ch. 10). ed. H.R. Byers, Univ. Chicago Press, 231, 1953;

VONNEGUT B, Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity, in **Proc. Conf. Atmospheric Electricity** No. 42 pp 169–181., 1955;

VILA et al. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. **Weather and Forecasting**, 23, 233-245, 2008;

WANG, D.; GIANGRANDE, S. E.; BARTHOLOMEW, M. J.; HARDIN, J.; FENG, Z.; THALMAN, R.; MACHADO, L. A. T. The Green Ocean: precipitation insights from the GoAmazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 12, p. 9121–9145, 29 jun. 2018.

WENDISCH, M.; PÖSCHL, U.; ANDREAE, M. O.; MACHADO, L. A. T.; ALBRECHT, R.; SCHLAGER, H.; ROSENFELD, D.; MARTIN, S. T.; ABDELMONEM, A.; AFCHINE, A.;

WILLIAMS, E. **Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification** **Journal of Geophysical Research**, 2002. .

WILLIAMS, E. R.; ZHANG, R.; RYDOCK, J.; WILLIAMS, E. R.; ZHANG, R.; RYDOCK, J. Mixed-Phase Microphysics and Cloud Electrification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2195–2203, out. 1991.

WAGNER P. G., TELFORD J. W., Cloud dynamics e an electric charge separation mechanism in convective clouds, **J. Rech. Atmos.**, vol. 15, p. 97, 1981;

WILLIAMS, E., The tripole structure of thunderstorms, **J. Geophys. Res.**, vol. 94, p.13151; 1989;

WILLIAMS E., ROSENFELD D., N N. M., outros Contrasting covective regimes over the Amazon: implications for cloud electrification, **J. Geophys. Res.**, vol. 107, p. 8082, 2002;

ZHOU J., LAU K.-M., Does a monsoon climate exist over South America?, , vol. 11, p. 1020, 1998;

ANEXO I

Análise de caso do dia 08 de setembro de 2014:

1. Radar SIPAM com Dados de Descargas Elétricas:

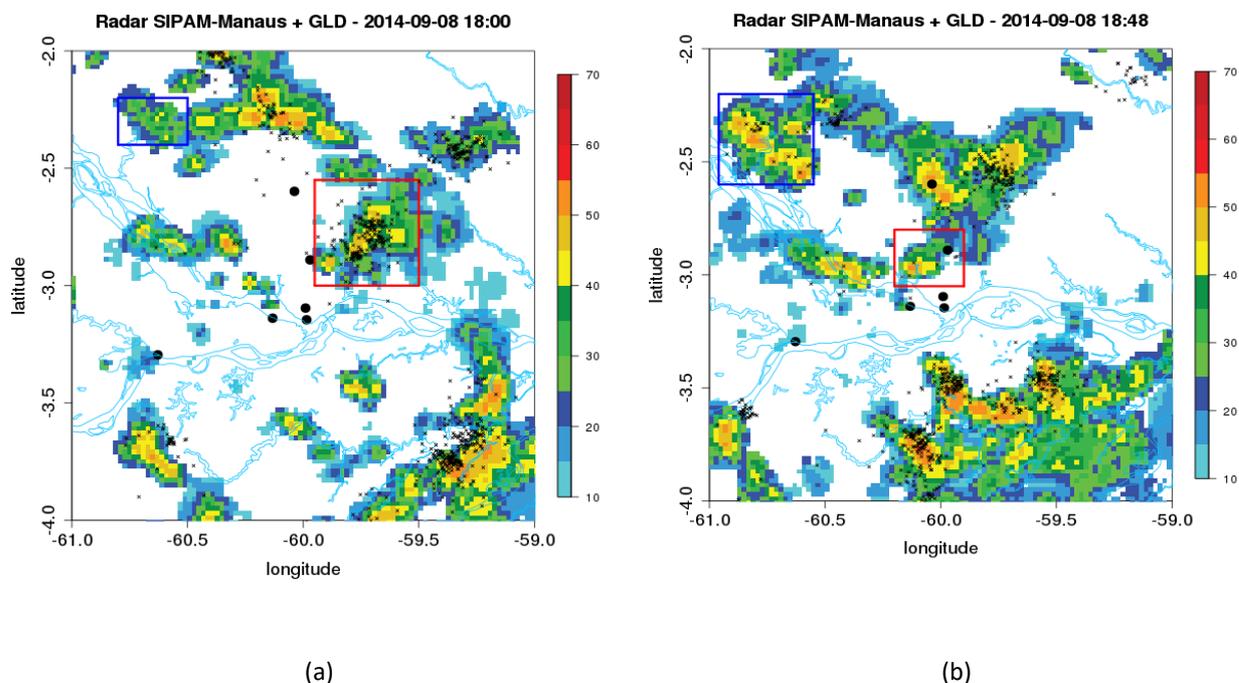
Para este estudo, foram gerados como resultados preliminares produtos de refletividade do Radar Banda S SIPAM, localizado na cidade de Manaus (AM), o qual possui varreduras volumétricas a cada doze minutos. As redes de detecção de descargas elétricas disponíveis foram: GLD360, LINET e STARNET. Para este estudo, foi escolhido um caso de sistema precipitante ocorrido no dia 08 de setembro de 2014 durante o período do final da tarde até o início do período noturno. Esse sistema se deslocou a todo momento para a direção sudoeste, com um início de crescimento na região vento acima da cidade de Manaus e, no momento em que se aproximava da margem norte do Rio Negro, apresentou um crescimento vertical e horizontal, além de um aumento de intensidade de suas células convectivas.

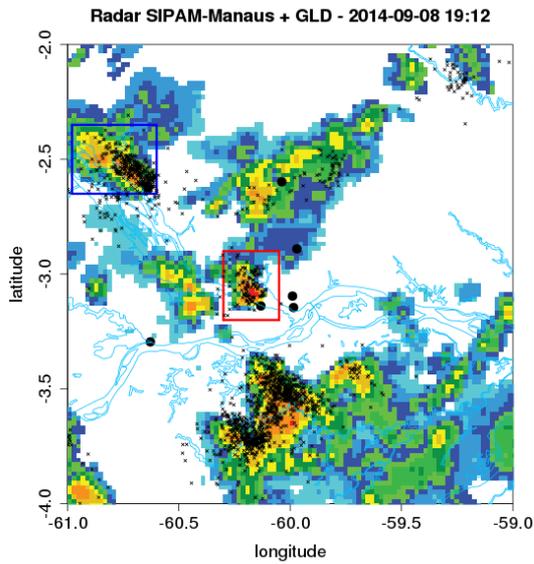
Logo em seguida, o sistema continuou se deslocando para sudoeste e se juntou com outro sistema convectivo, o qual estava localizado mais ao sul da cidade de Manaus e vinha se deslocando para a direção noroeste. A partir do momento em que os dois sistemas se juntam na região vento abaixo de Manaus, próximo à estação de Manacapuru, o sistema único apresenta um pequeno crescimento e, logo em seguida, começa a se dissipar. O deslocamento desses sistemas está representado pelas Figuras 1, 2 e 3, pelo produto de radar CAPPI em 3 km, com os dados de descargas elétrica sobrepostos para o mesmo intervalo de tempo de 12 minutos de varredura do radar, para cada uma das redes de detecção: GLD na Figura 1, STARNET na Figura 2 e LINET na Figura 3.

O período de análise do sistema teve seu começo às 1800 UTC (14:00 hora local), e seu fim às 2048 UTC. Como há um grande número de imagens para cada rede de detecção de descargas elétricas, as Figuras A1, A2 e A3 apresentam apenas os horários de 1800, 1848, 1912 e 2000, representando os momentos em que o sistema à norte começa a apresentar um crescimento, no momento em que o mesmo se aproxima da margem do Rio Negro e no momento em que há a junção dos dois sistemas convectivos. Para uma melhor análise do deslocamento de cada sistema, as Figuras B1, B2 e B3 no Anexo II mostram toda a trajetória realizada pelos mesmos, para o período de tempo das 1800 às 2048 UTC.

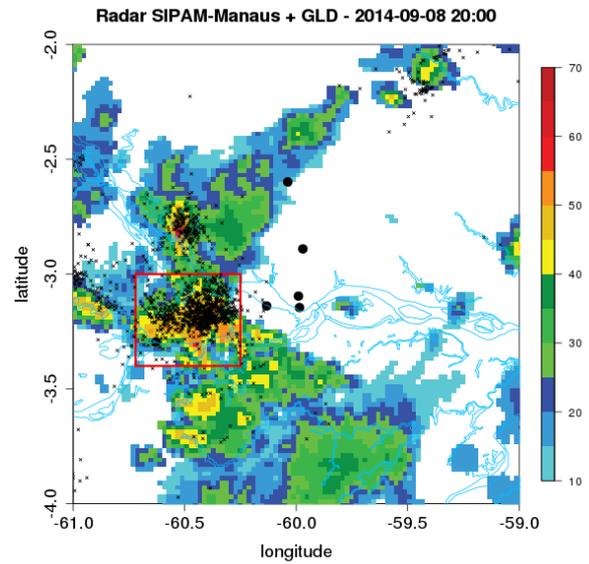
Analisando a Figura A1, correspondente aos dados de descargas elétricas da rede GLD360 sobrepostos aos produtos de refletividade do radar. Nota-se que há uma grande concentração de raios nas regiões do sistema em que há maior índice de refletividade, em sua maioria em locais que apresentam índices acima de 30 dBZ e com uma concentração de ocorrência ainda maior nas regiões com índices acima de 40 dBZ. Essas regiões correspondem aos centros convectivos dos sistemas e possuem uma alta refletividade devido à altura de seus topos. Quanto mais profundo é o sistema, menor será a temperatura do seu topo e, conseqüentemente, maior será a quantidade de hidrometeoros na fase sólida como os graupels e granizos, indicando uma intensa atividade elétrica. Esse comportamento é observado na Figura 1, principalmente na Figura 1.c em que o sistema se aproxima da margem do Rio Negro e durante seu deslocamento, o sistema se encontra com correntes ascendentes possivelmente resultantes da circulação fechada da brisa fluvial e, com isso, apresenta um intenso crescimento vertical e um grande aumento em sua intensidade convectiva, aumentando então sua atividade elétrica. Como o sistema se intensifica, o mesmo continua se deslocando para sudoeste e, ao encontrar o sistema localizado mais ao sul, os dois se juntam por meio de suas correntes ascendentes, e apresentam um único e grande núcleo convectivo, o qual resulta também em uma alta região de descargas elétricas (Figura A1.d).

Figura A1: Dados de descargas elétricas resultantes da rede GLD360, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, nos horários de: (a) 1800; (b) 1848; (c) 1912 e (d) 2000. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.





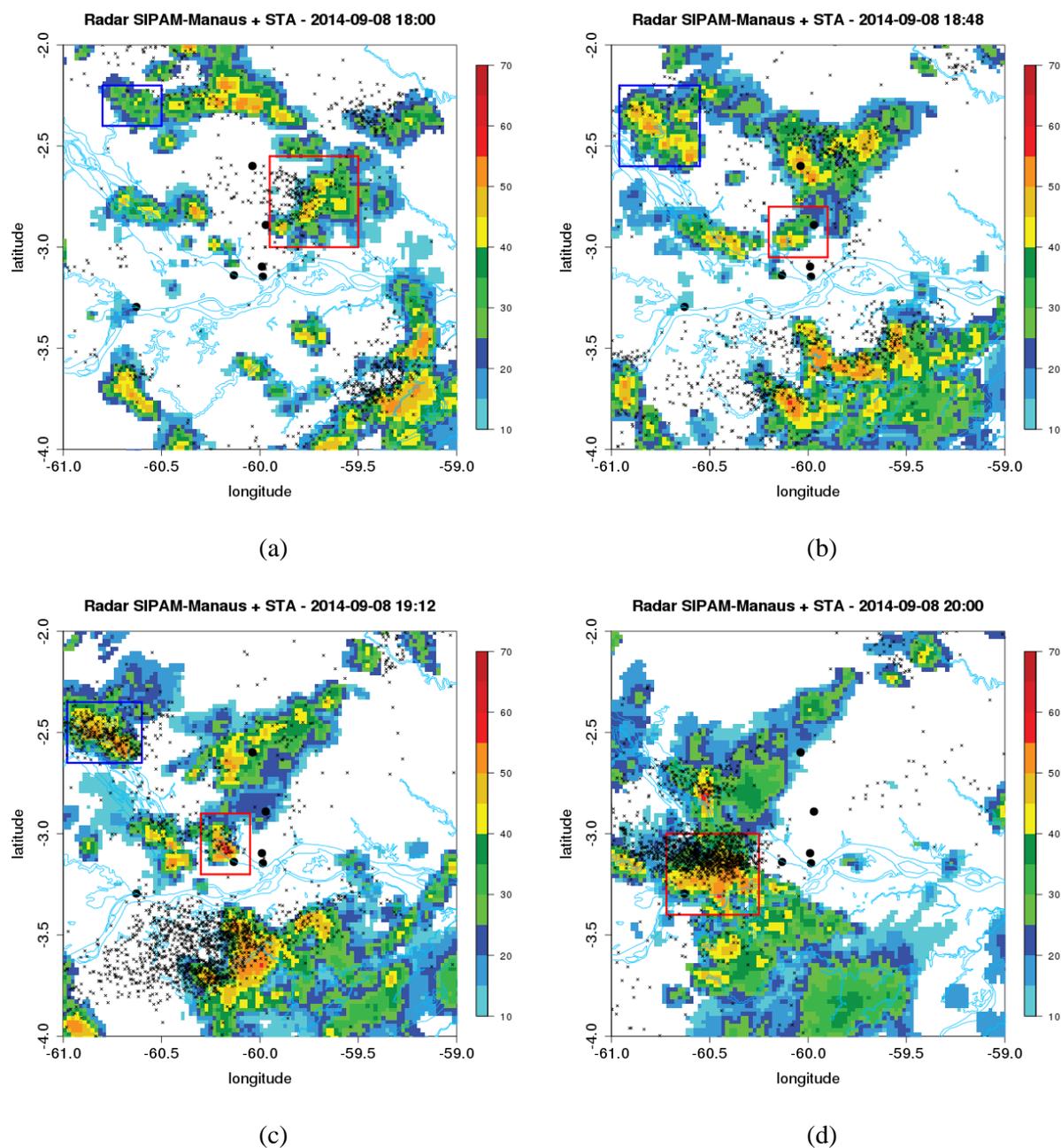
(c)



(d)

A Figura A2 representa os dados de descargas elétricas do sensor STARNET, sobrepostos aos dados de refletividade do radar SIPAM para os mesmos horários descritos anteriormente, ou seja, às 1800, 1848, 1912 e 2000. Porém, é possível observar que o sensor detecta com qualidade o aumento do número de descargas elétricas no momento em que o sistema se aproxima da margem do Rio Negro e no momento em que há a junção dos dois sistemas convectivos. Logo, conclui-se que o sensor STARNET é eficaz quanto o aumento e diminuição da concentração de descargas elétricas, porém, apresenta um aparente erro no momento de localização da região em que essas descargas elétricas estão ocorrendo.

Figura A2: Dados de descargas elétricas resultantes da rede STARNET, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, nos horários de: (a) 1800; (b) 1848; (c) 1912 e (d) 2000. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.



Analisando o deslocamento do sistema mais ao sul nas Figuras A1 e A2, indicado pela caixa em vermelho, é possível notar que quando o sistema cruza o rio e, devido a presença de correntes ascendentes resultantes da circulação fechada da brisa fluvial, há um intenso crescimento vertical e aumento da intensidade convectiva do sistema e, conseqüentemente, há um grande aumento da concentração de descargas elétricas localizadas principalmente no centro convectivo do sistema. O mesmo comportamento pode ser observado pelo sistema mais ao norte, indicado pela caixa em

azul, o qual também apresenta um crescimento vertical e um aumento no número de descargas elétricas ao se aproximar da margem do Rio Negro.

Devido a presença de circulação fechada, nota-se que durante a noite há a presença de correntes ascendentes sobre os rios e uma inibição de formação de nuvens sobre a superfície terrestre, devido a presença do ramo descendente da circulação fechada nessa região. Esse efeito pode ser observado pelo deslocamento do sistema localizado pela caixa azul no horário das 1900 UTC (ANEXO II– Figuras B1, B2 e B3), em que ao atravessar o Rio Negro, há um “estouro” da atividade convectiva do sistema e um grande crescimento vertical evidenciado pelo crescimento da região abrangida pelo índice de refletividade acima de 55 dBZ.

A Figura A3 representa a taxa de raios detectados a cada 12 minutos, para cada rede de detecção. Observa-se que as redes GLD360 e STARNET detectaram uma taxa de raios bem menor que os raios detectados pela LINET, já que as duas detectam apenas raios do tipo Nuvem-Solo (CG, do inglês *Cloud-Ground*), enquanto a rede LINET detecta raios do tipo CG e Intra-Nuvem (IC, do inglês *Intra-Cloud*), logo há uma soma dos dois tipos. Nota-se também que o Sistema Norte (SN) teve um tempo de acompanhamento muito menor que o Sistema Sul (SS) e que, como sua extensão horizontal e centros convectivos eram menores, este apresentou uma taxa de raios bem menor que o SS durante todo o período de acompanhamento. Para as redes GLD360 e STARNET, os dois sistemas apresentaram picos de atividade elétrica nos mesmos horários. Para a rede GLD360 (Figura A1.a), o pico de atividade elétrica para SS ocorreu com uma taxa de raios acima de 800 (raios/12 min), enquanto para a STARNET (Figura A1.b), esse pico apresentou-se um pouco acima de 700 (raios/12 min). Para o SN, a rede GLD360 apresentou um pico de aproximadamente 350 (raios/12 min), enquanto a rede STARNET apresentou um pico abaixo de 300 (raios/12 min). Logo, a rede GLD360 detectou um maior número de raios ocorrendo em cada sistema. Para a rede LINET (Figura A1.c), esses picos alcançaram valores de aproximadamente 3000 (raios/12 min) para o SS e acima de 500 (raios/12 min) para o SN.

Esses picos ocorreram às 1912 UTC para o SN e às 2000 UTC para o SS. No primeiro horário ocorreu a aproximação do SN à margem do Rio Negro e, em consequência da presença de correntes ascendentes ali presentes geradas pelo efeito de circulação fechada entre o Rio Negro e o continente, houve um crescimento espontâneo do sistema, o que intensificou suas correntes ascendentes e provocou um crescimento vertical e uma intensificação de seus centros convectivos. Já para o horário das 2000 UTC, houve a junção do SN com o SS e, com isso, o único sistema agora formado apresentou uma intensificação de seus centros convectivos, já que houve uma soma

entre suas correntes ascendentes, logo um aumento de sua atividade elétrica. Porém, antes desse horário, às 1936 UTC, o SS apresentou um aumento das atividades elétricas em todas as redes de detecção pelo mesmo motivo do SN, devido a aproximação do mesmo à margem do Rio Negro, caracterizando a presença do ramo ascendente da circulação fechada de brisa fluvial, gerada pelo gradiente de temperatura entre a superfície aquosa e o continente.

Figura A3: Comportamento da atividade elétrica no Sistema Norte (em azul) e no Sistema Sul (em vermelho), de acordo com cada rede de detecção de atividade elétrica: (a) GLD360; (b) STARNET; e (c) LINET, para o dia 08 de setembro de 2014.

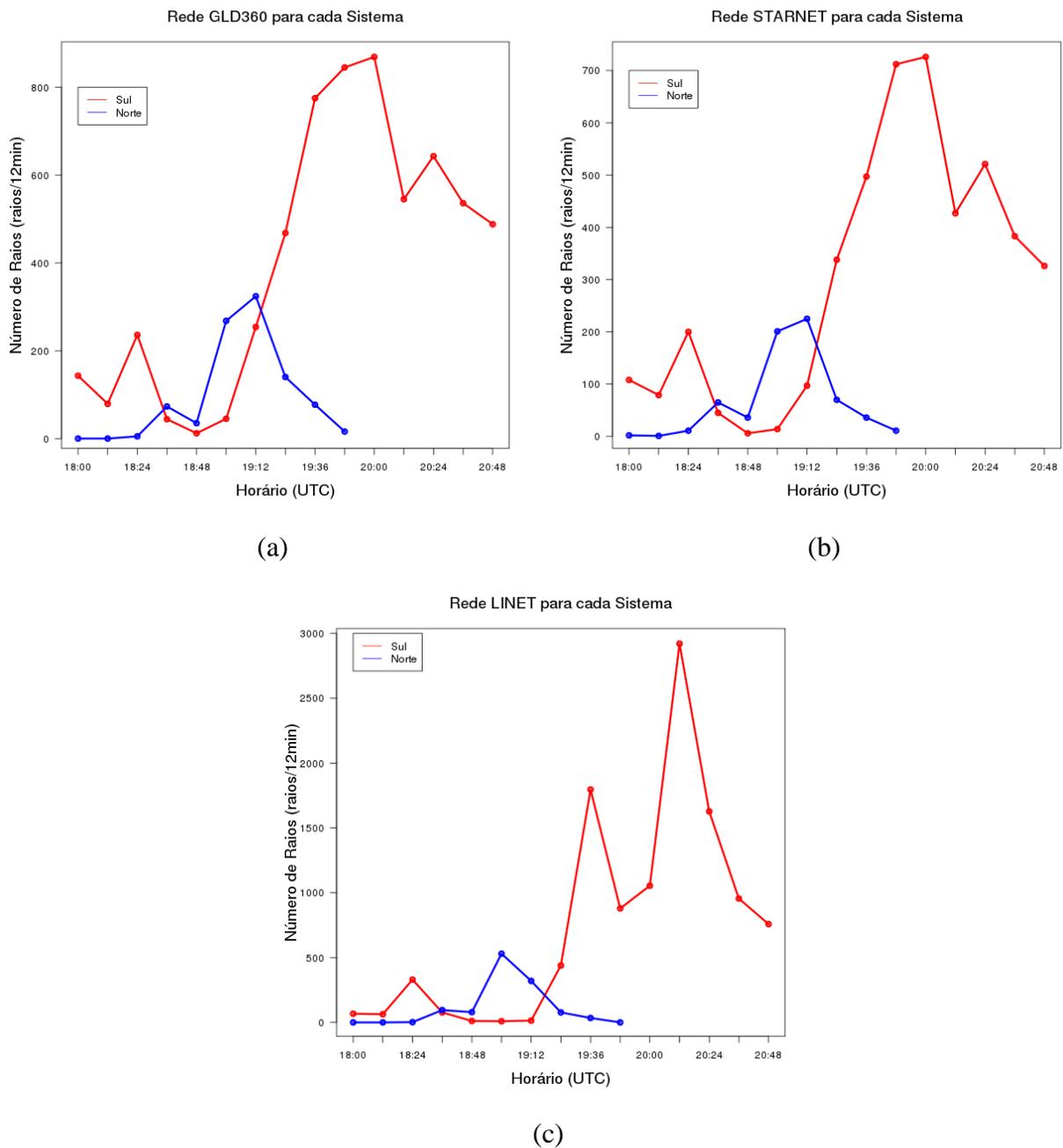
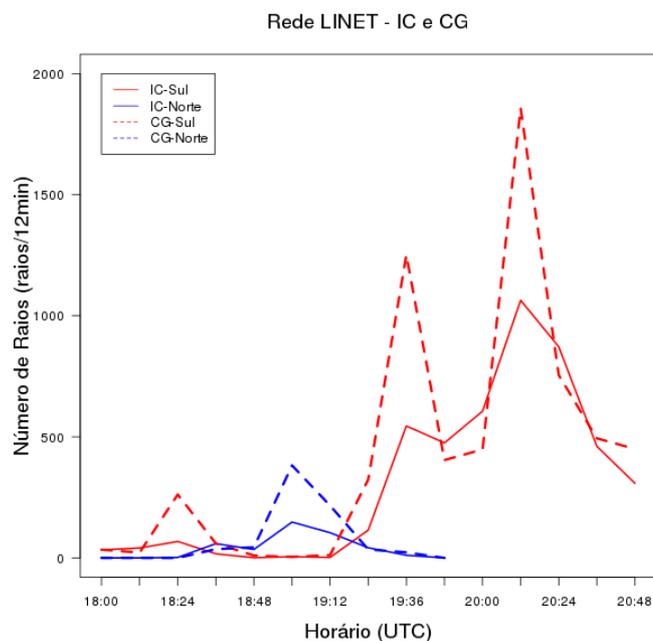
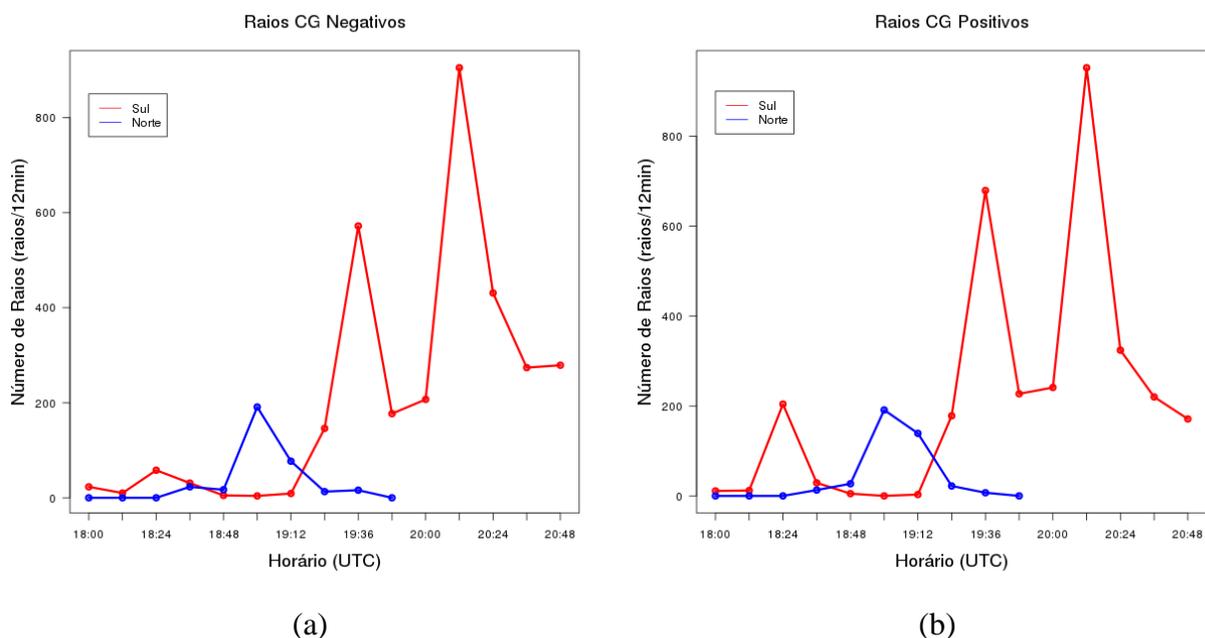


Figura A4: Comportamento da taxa de raios do tipo IC (linha contínua) e do tipo CG (linha tracejada) para o Sistema Norte (em azul) e o Sistema Sul (em vermelho), de acordo com a rede de detecção LINET, para o dia 08 de setembro de 2014.



Analisando o comportamento dos raios do tipo IC e CG, detectados pela rede LINET em cada sistema (Figura A4), observa-se que os raios do tipo CG foram dominantes durante todo o período de acompanhamento dos dois sistemas. Assim como observado anteriormente, o SS apresentou uma maior atividade elétrica e, esse comportamento também foi observado para os raios do tipo CG.

Figura A5: Representação do comportamento dos raios do tipo CG (a) negativo e (b) positivo, detectados pela rede LINET, para o Sistema Norte (em azul) e Sistema Sul (em vermelho), durante o dia 08 de setembro de 2014.



Analisando o comportamento da polaridade dos raios do tipo CG (Figura A5), nota-se que tanto os de polaridade negativa como os positivos apresentaram praticamente as mesmas taxas de número de raios durante todo o período de acompanhamento, para os dois sistemas. O único horário em que houve uma grande diferença entre os dois tipos foi durante o horário das 1824 UTC em que, os raios CG positivos apresentaram uma taxa de aproximadamente 200 (raios/12 min), enquanto os raios CG negativos apresentaram valores abaixo de 100 (raios/12 min) para o SS.

2. Radiossondagens:

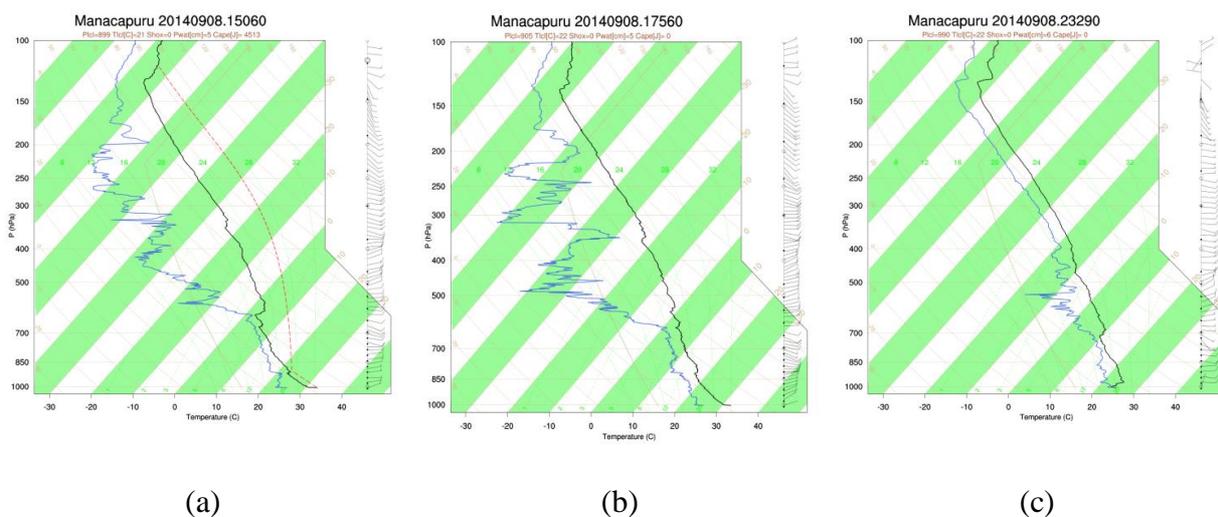
A Figura A6 ilustra os produtos de radiossondagem gerados no dia do caso escolhido, por meio do lançamento de um balão meteorológico durante o experimento GoAmazon sobre a região de Manacapuru. Como na Figura A2 é possível observar que o sistema teve seu início de desenvolvimento e intensificação durante o final da tarde, aproximadamente 17 horas e 12 minutos, as radiossondagens abaixo ilustram o comportamento vertical da atmosfera antes, durante e após a passagem do sistema sobre a região da Bacia Amazônica. Nota-se que antes da passagem do sistema, as condições da atmosfera (Figura A6.a) próximo a superfície indicam que esta região estava um pouco seca, já que as linhas de temperatura da atmosfera (linha preta) e da temperatura do ponto de orvalho (linha azul) não estão tão próximas. O mesmo é observado na segunda figura (Figura A6.b), em que o sistema já estava presente na região. Durante o período

noturno (Figura A6.c), nota-se que a atmosfera próxima a superfície está mais úmida do que os outros horários, devido a proximidade das duas temperaturas. Essas diferenças entre atmosfera seca e úmida interferem na altura da base do sistema, ou seja, altura em que o sistema começa a se formar. Nas duas primeiras figuras, também é observado que a atmosfera se encontra em um estado de instabilidade, devido a um alto valor de CAPE na Figura A6.a, de aproximadamente 4513 J e, devido a presença de ar seco nos níveis médios da atmosfera.

Observou-se a presença de ar seco nessa região devido a distância entre as linhas de temperatura e temperatura do ponto de orvalho, indicando que, se há a mistura de uma parcela de ar seco localizado na atmosfera com uma parcela de ar úmido localizado no sistema (entranhamento), há uma intensificação das correntes descendentes por meio do resfriamento e evaporação das gotículas de água presentes no sistema e com isso, é possível intensificar o efeito de piscina fria localizado abaixo do sistema, o que faz com que o mesmo se intensifique e se desloque para regiões mais distantes.

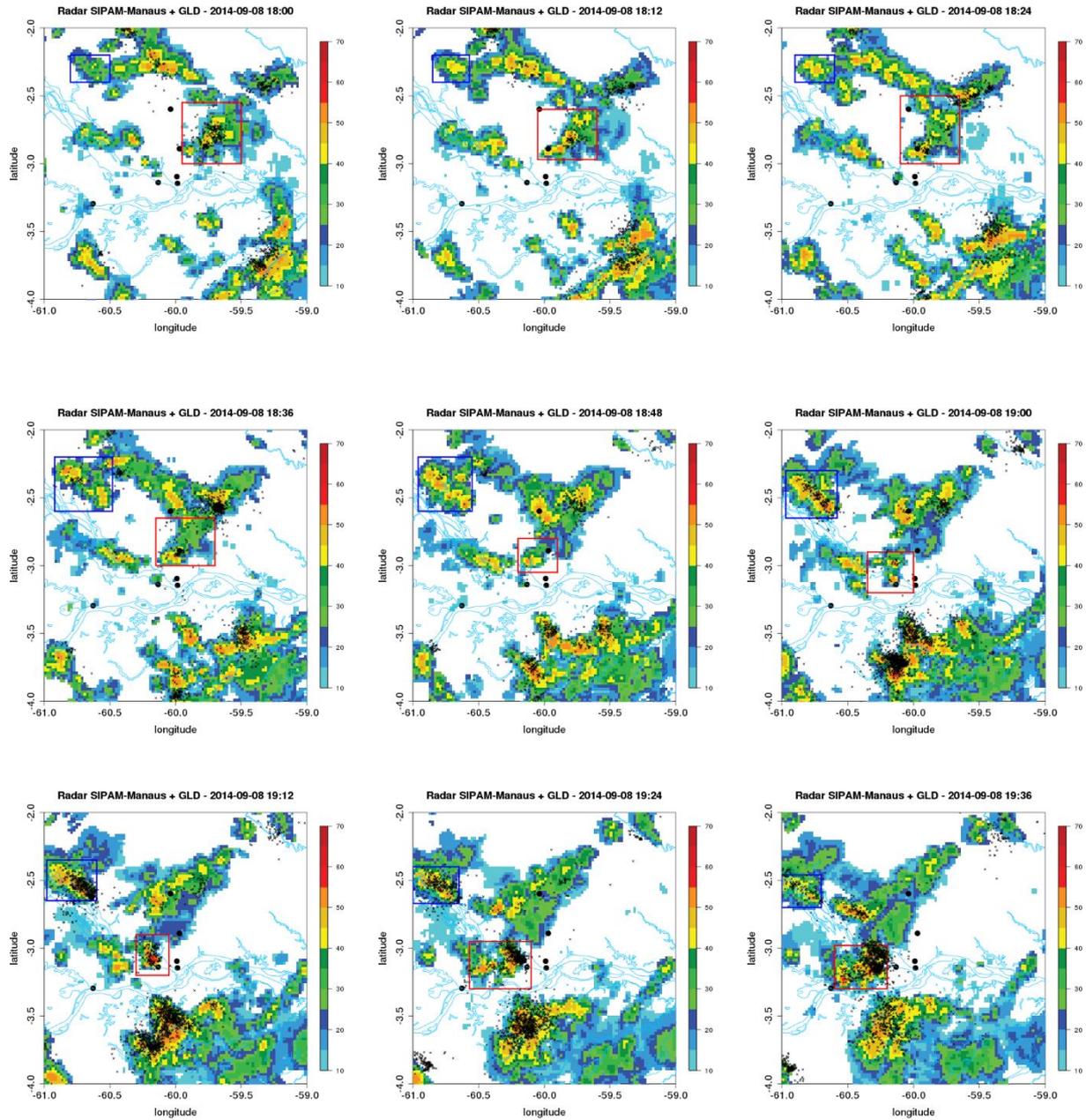
Já durante o período noturno (Figura A6.c) é possível observar uma estabilização da atmosfera local, já que as linhas de temperatura e temperatura do ponto de orvalho estão bem próximas em toda a extensão vertical da atmosfera, indicando que o ambiente não é propício para a formação de um sistema.

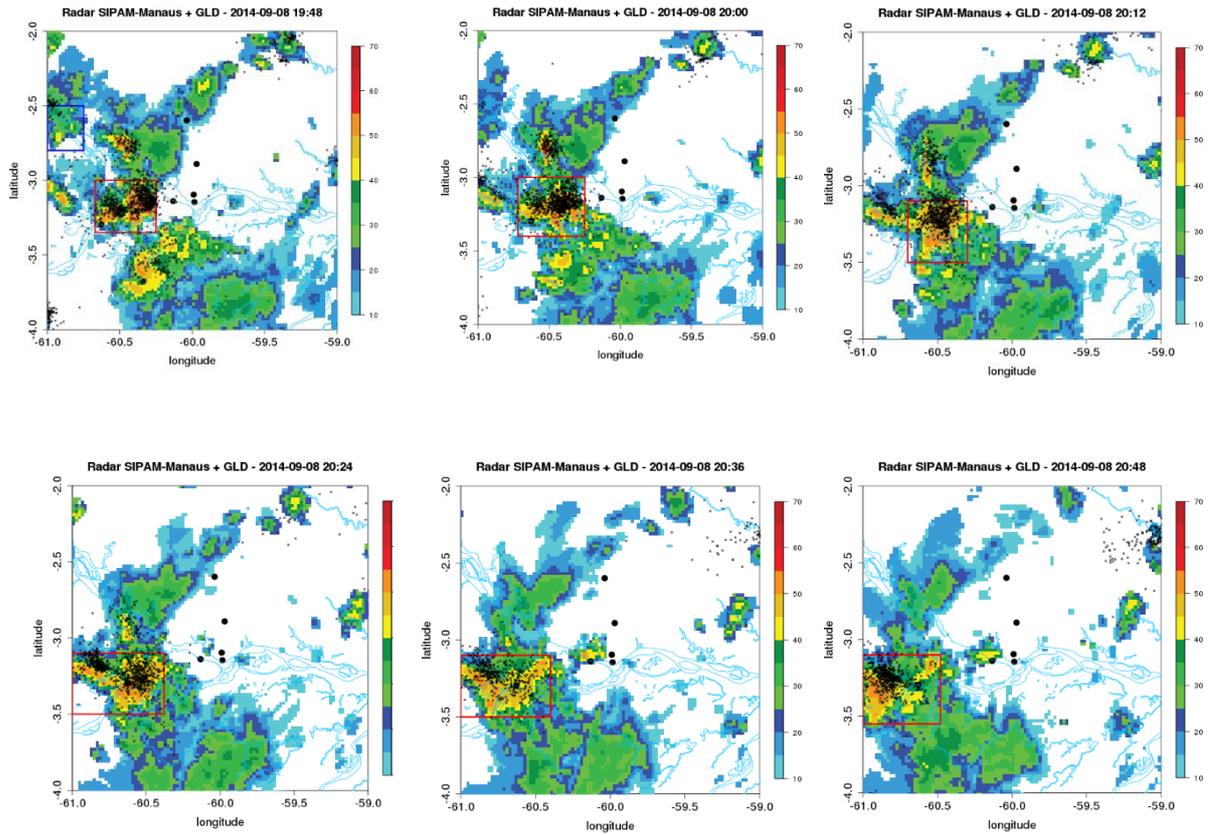
Figura A6: Radiossondagens realizadas durante o experimento GoAmazon, durante o dia 08 de setembro de 2014 sobre a região de Manacapuru (AM). As radiossondagens referem-se ao momento antes, durante e depois do sistema a ser analisado, em que (a) 15h06min, (b) 17h56min e (c) 23h29min. As linhas pretas referem-se a temperatura da atmosfera, as linhas em azul referem-se a temperatura do ponto de orvalho e, a linha pontilhada vermelha refere-se a temperatura da parcela.



ANEXO II

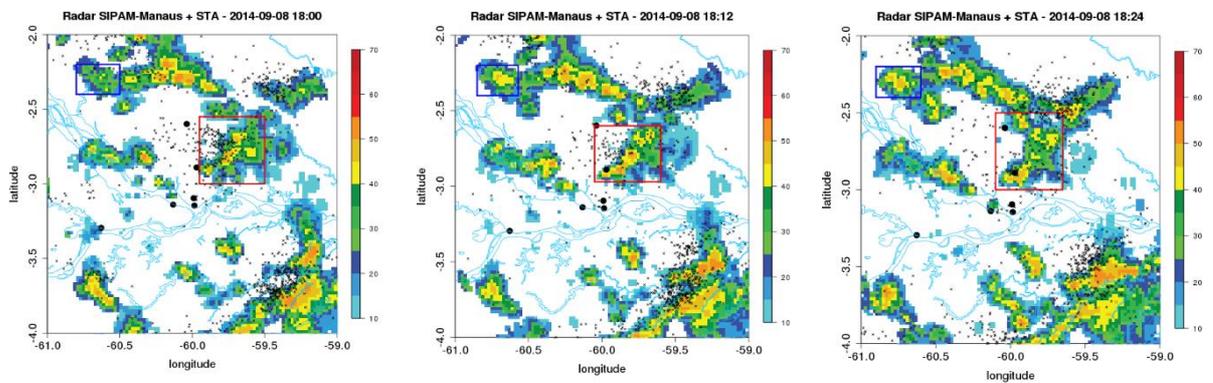
Figura B1: Dados de descargas elétricas resultantes da rede GLD360, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, para o período de 1800 à 2048 UTC. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.

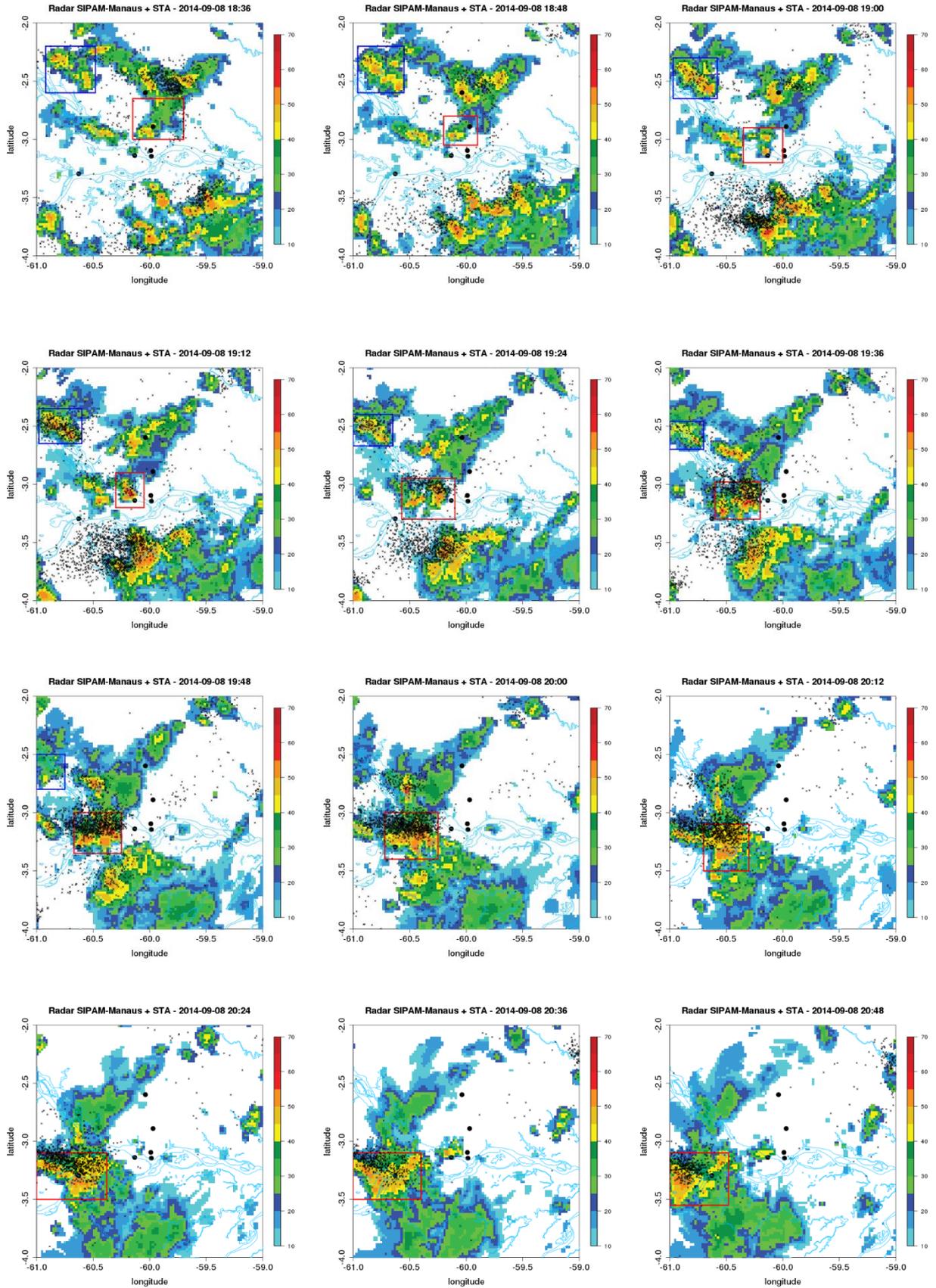




Continuação da Figura B1.

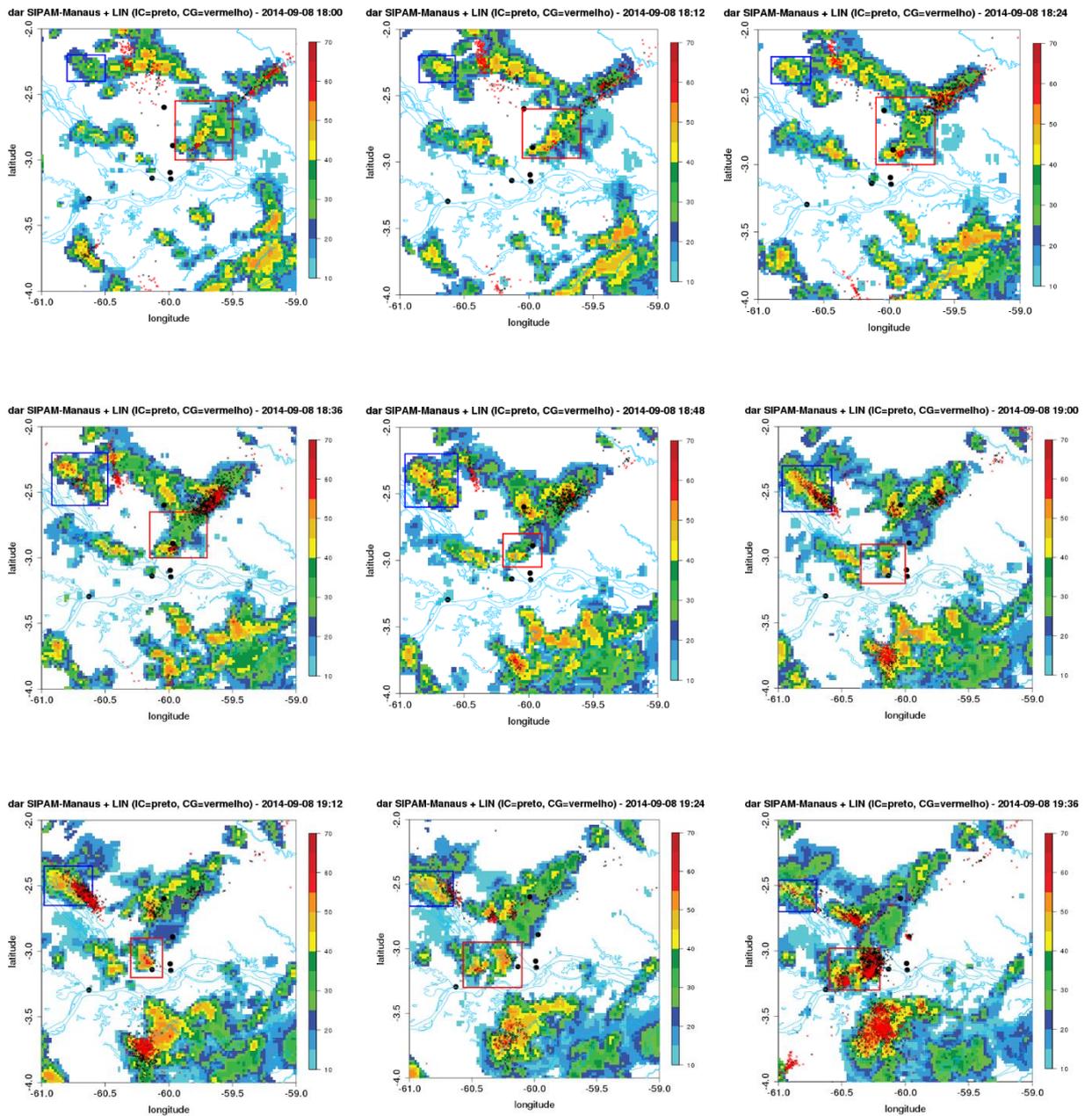
Figura B2: Dados de descargas elétricas resultantes da rede STARNET, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, para o período de 1800 à 2048 UTC. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.



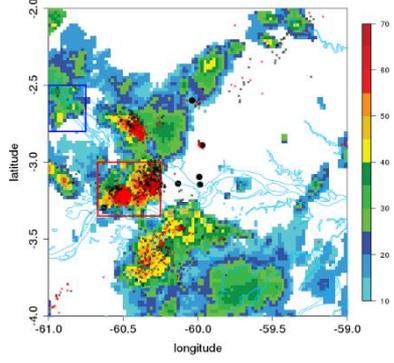


Continuação da Figura B2.

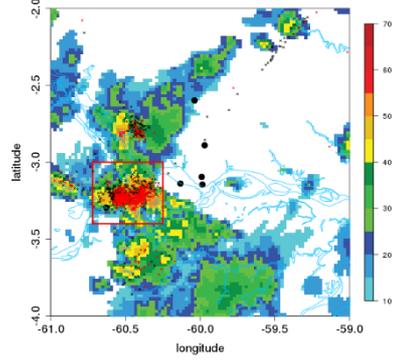
Figura B3: Dados de descargas elétricas resultantes da rede LINET, sobrepostos ao produto de refletividade (CAPPI em 3 km de altura) do radar SIPAM localizado em Manaus (AM), para o dia 08 de setembro de 2014, para o período de 1800 à 2048 UTC. Caixas em vermelho e azul representam as áreas analisadas dos sistemas convectivos.



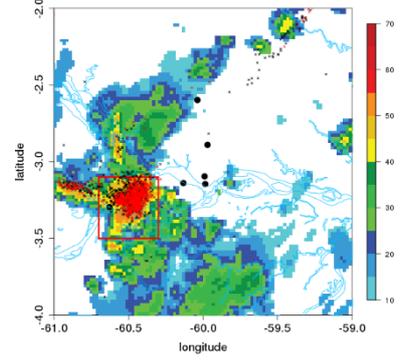
dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 19:48



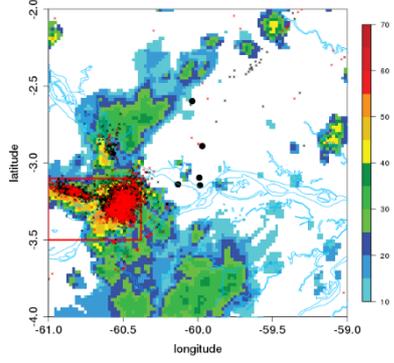
dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 20:00



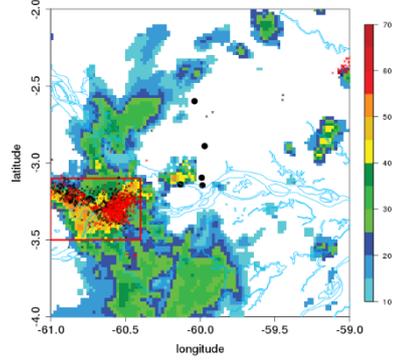
dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 20:12



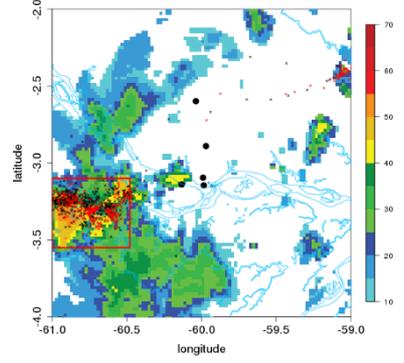
dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 20:24



dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 20:36



dar SIPAM-Manaus + LIN (IC=preto, CG=vermelho) - 2014-09-08 20:48



Continuação da Figura B3.