

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Meteorologia

Ricardo Batista Vilela

**Estrutura elétrica das nuvens na Amazônia
durante os experimentos CHUVA e
GO-Amazon**

São Paulo

2017

Ricardo Batista Vilela

**Estrutura elétrica das nuvens na Amazônia
durante os experimentos CHUVA e
GO-Amazon**

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador(a): Prof. Dr. Carlos Augusto Rodriguez Morales

São Paulo

2017

Agradecimentos

Ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos A. Morales.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

À minha mãe Roseli, minha irmã Ana Clara e minha namorada Flávia.

Aos amigos de laboratório Vinícius e Edu e aos amigos de república Rafael e Vítor.

Resumo

Para compreender como as tempestades elétricas se desenvolvem, este estudo utilizou medidas de descargas elétricas detectadas pela rede LINET e STARNET, campo elétrico vertical na superfície e dois radares meteorológicos (SIPAM-Manaus e o de apontamento vertical MRR) durante as campanhas experimentais dos Projetos CHUVA e GO-Amazon realizadas entre 29 de Agosto a 7 de Outubro de 2014 na proximidades de Manacapuru – AM. Durante estes 40 dias de campanha, a rede de detecção de raios LINET observou 76.808 raios nuvem-terra e 25.330 raios intra-nuvem, enquanto que a STARNET detectou 63.420 raios nuvem-terra. Ressalta-se que quase todos os dias foram observados raios, o que representou uma média diária de aproximadamente 1.500 (STARNET) e 2500 (LINET) raios, porém durante dois episódios de tempestades severa foram detectados mais de 22 mil raios (dia 17 de Setembro) e 16 mil raios (dia 8 de Setembro). Ao analisar a densidade espacial de raios, observa-se que as regiões com maior incidência estão dentro do continente com taxas superiores a $25 \text{ raios}/\text{km}^2$, sendo que existe uma ausência de raios sobre os rios. Além disso, os máximos estão a leste dos rios que estão orientados Norte-Sul, característica esta que está associada a brisa fluvial. De acordo com a LINET, temos que as tempestades elétricas apresentam uma alta densidade de raios entre 7 e 15 km de altura, que de acordo com as medidas de radar demonstra que estes raios estão associados com a presença de gelo. Os raios ocorrem essencialmente entre as 12 e 19 horas local, exceto para alguns casos associados a sistemas convectivos de mesoescala que tinham atividade elétrica a noite e pela manhã também. As medidas de campo elétrico das diversas nuvens que passaram sobre o sítio experimental T3 indicaram que as tempestades elétricas podem ser descritas por um tripolo com um centro de cargas negativo dominante, sendo que a chuva estava essencialmente transportando cargas negativas. Os campos de chuva observados pelo radar

indicam que as regiões com altos volumes de chuva estão correlacionados com as áreas de maior incidência de raios. Ao analisar os perfis verticais de refletividade do radar (Z) com atividade elétrica, observa-se que as regiões com raios são prováveis de ocorrerem quando Z é maior 40 dBZ em 2 km de altura e maior que 30 dBZ em 12 km de altura. A medida que o número de raios aumenta, o perfil vertical de Z fica mais intenso. Destaca-se que para as regiões mais severas existia uma maior concentração de água super-resfriada e graupel em comparação com os demais perfis. Finalmente, para investigar a estrutura elétrica vertical das tempestades foram feitas simulações numéricas para resolver o inverso da Lei de Coulomb a partir da rede de field mills de superfície. Os resultados para o estudo de caso da tempestade do dia 08 de Setembro de 2014 indicaram uma configuração preferencial de tripolo negativo com centro de cargas variando de -10 a -70 C, implicando em uma densidade média de $-0,01 \text{ nC}/\text{m}^3$. As isoterms associadas aos centros de cargas encontrados nas soluções e os correspondentes perfis verticais de radar sugerem que o processo de eletrificação dentro da área convectiva estava essencialmente associado à colisão entre cristais de gelo e graupel em um ambiente com água super-resfriada. O centro de carga positivo inferior foi encontrado entre as isoterms de 0 e -10° C , já o centro de cargas negativo estava entre -10 e -25° C em um ambiente onde geralmente se observa baixo conteúdo de água líquida (entre 0,5 e $1 \text{ g}/\text{m}^3$). Por último, o centro de cargas positivo superior, acima de -25° C , provavelmente foi gerado à partir do transporte de partículas das regiões mais baixas da nuvem pelas correntes ascendentes da região convectiva. Para a parte estratiforme, foi observado uma configuração de dipolo, onde os cristais de gelo e neve tinham cargas positivas e o centro de cargas atingiu aproximadamente 110 C.

Abstract

To understand how thunderstorms develops, this study used lightning measurements detected by LINET and STARNET, surface electric field and radar reflectivity factor measured by two radars (SIPAM-Manaus and vertical pointing MRR) during the field campaign of CHUVA Project and GO-Amazon conducted between 29th August 2014 and 7th September 2014 close to Manacapuru-AM. During these 40 days of experiment, the LINET network measured 76.808 CG (Cloud to Ground) lightnings and 25.330 IC (Intra Cloud) lightnings, while STARNET detected 63.420 CG strokes. Lightnings were observed every day, and it represents a daily mean of 2.500 (LINET) and 1.500 (STARNET), however, one episode were observed more than 22.000 lightnings (17th September) and 16.000 (8th September). Analyzing the spacial lightning density, was observed that the lightning maximum activity are over continent with rates superiors than 25 lightnings/ km^2 . It was also observed that there is no electrical activity over the rivers. Furthermore, the maximums were located over the east margin of the North-South orientated rivers, characteristic associated with river breeze circulation. According to LINET, the thunderstorms show a high IC density between 7 and 15 km height, region where ice and liquid water can be found. The lightnings occurs essentially between 12 and 19 local time, except for some cases in which the mesoescale convective system developed during night and morning. The measurements of electric field during the propagation of charged clouds over T3 site suggests that the electrical structure of charge centers can be described by a tripole, with a dominant negative charge center. Moreover, the rain transported negative charges to the surface. The precipitation field observed by S-Band weather radar indicates that high volumes of rain was associated with intense lighting activity. Analyzing the vertical profile of the radar reflectivity factor (Z), as function of electrical activity, was observed that

lightnings occur when the reflectivity is greater than 40 dBZ in 2 km height and greater than 30 dBZ in 12 km height. As the lightning occurrence increases, the profile becomes more intense. Furthermore, the most severe profile shows evidence of more super-cooled water and graupel in high altitudes if we compare to other profiles. Finally, to investigate the vertical electrical structure of thunderstorms, were made simulations using the inverse of Coulomb's Law based on a field mill measurements. The case selected was 8th September and the results indicated a preferential negative tripole structure with negative charges varying between -10 and -70 C corresponding to a charge density of $-0,01 \text{ nC}/\text{m}^3$. The isotherms associated with the charge centers found in the solutions, and the corresponding radar vertical profiles suggests that the electrification processes in the convective region was essentially associated with ice crystals and graupel collisions within an ambient with supercooled water. The low positive charge center was found between 0 and -10° C. The negative charge center was between -10 and -25° C, within an environment where we have low liquid water content (between 0,5 and $1 \text{ g}/\text{m}^3$). The upper positive charge center, above -25° C, was probably generated through the transport of positively charged particles by the ascendant current within the convective region of cloud. In the stratiform region, was observed a dipole configuration, where ice crystals and snow, close to the bright band, was positively charged, and the charge center reaches approximately 110 C.

Lista de Figuras

1.1	Modelo conceitual de circulações dos MCS.	24
1.2	Polaridade da carga adquirida pelo rime a partir de experimentos em laboratório.	30
1.3	Diagrama da luminosidade de um raio CG com 3 descargas de retornos. . .	31
2.1	Região de estudo.	39
2.2	Altura dos feixes do radar banda-S do SIPAM.	42
2.3	Antena LINET	43
2.4	Hipérbolas geradas no método TOA com 3 antenas.	45
2.5	Posição dos sensores de campo elétrico ao redor do sítio T3.	47
2.6	Esquema dos componentes mecânicos de um sensor de campo elétrico do tipo pás rotativas (EFM-100).	48
2.7	Linhas de campo elétrico geradas por uma carga positiva acima de um plano condutor.	50
2.8	Variação do campo elétrico em superfície em função da distância horizontal.	51
2.9	Diagrama de dispersão entre as medidas do B2 e Campbell feitas durante 2 meses com média a cada minuto.	52
2.10	Diagrama de dispersão entre medidas do B1 (olhando pra baixo) e B2 (olhando pra cima)	53
2.11	Diagrama de dispersão entre as medidas do B1 e Campbell.	54
3.1	Frequência de fontes VLF/LF observadas durante todo o período do experimento.	56

3.2	Número de raios CGs detectados pela STARNET dentro da área de cobertura da LINET.	57
3.3	Distribuição espacial da densidade de fontes IC+CG detectadas pela rede LINET.	59
3.4	Distribuição espacial das fontes CG detectadas pela rede LINET.	60
3.5	MAXCAPPI, fontes LINET e corte vertical do fator refletividade do radar para o dia 31/08/2014.	61
3.6	Evolução temporal da densidade de fontes IC (fontes $km^{-1} dia^{-1}$) medidas pela LINET durante o experimento e número de detecções CGs por dia. . .	62
3.7	Distribuição vertical das fontes IC detectadas pela rede LINET.	63
3.8	Distribuição espacial da densidade de raios CG detectados pela rede STARNET.	64
3.9	Diagrama Hovmoller da densidade de fontes VLF/LF.	66
3.10	Média por minuto da evolução temporal do campo elétrico durante o ciclo de vida de 9 tempestades que passaram sobre o sítio T3.	67
3.11	Campo elétrico em superfície e taxa de chuva medida pelo MRR para 4 eventos de tempestade.	68
3.12	Ciclo diurno médio do campo elétrico de bom tempo juntamente com o desvio padrão observado durante a campanha em Manacapuru - AM . . .	70
3.13	Ciclo diurno médio do campo elétrico de bom tempo juntamente com o desvio padrão observado durante a campanha em Manacapuru - AM somente para dias com baixa atividade elétrica num raio de 500 km dos sensores de campo elétrico.	71
3.14	Fração de refletividade acima de 35 dBZ do CAPPI 2km durante todo o período de experimentos.	72
3.15	Fração de refletividade acima de 35 dBZ do CAPPI 2km durante o dia e durante a noite.	73
3.16	CFAD para quatro categorias de taxa de fontes VLF/LF observadas na coluna atmosférica.	74
3.17	Perfil vertical médio do fator refletividade do radar para quatro categorias de taxa de fontes VLF/LF e variação do fator refletividade com a altura. .	77

4.1	Refletividade radar medida pelo MRR no dia 08 de setembro de 2014 e evolução temporal do campo elétrico medido pelo sensor C2.	83
4.2	Distribuição espacial dos centros de carga bi-dimensionais às 19:36 UTC e raios observados durante a varredura do radar.	85
4.3	Evolução temporal da estrutura elétrica estimada para a tempestade do dia 8/09/2014 considerando centros de cargas bi-dimensionais.	86
4.4	Distribuição espacial dos centros de carga tri-dimensionais às 19:36 UTC e raios observados durante a varredura do radar.	87
4.5	Evolução temporal da estrutura elétrica estimada para a tempestade do dia 8/09/2014 considerando centros de cargas tri-dimensionais.	88
A.1	Flash CG LMA e LINET coincidentes.	115
A.2	Flashes ICs LMA e LINET coincidentes.	115
B.1	Esquema de nuvem com as alturas aproximadas das isotermas de 0, -10 e -40° C.	117
C.1	Número diário de detecções de fontes CGs e ICs da rede LINET, Detecções CGs da STARNET e fração de refletividade radar acima de 35 dBZ.	120
D.1	Distribuição horizontal do erro x da rede LINET.	121
D.2	Distribuição horizontal do erro y da rede LINET.	122
D.3	Distribuição horizontal do erro z da rede LINET	123
E.1	MAXCAPPI do fator refletividade radar e atividade elétrica medida pela LINET e corte vertical para o dia 17/09/2014.	126
F.1	MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.	128
F.2	MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.	129
F.3	MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.	130
F.4	MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.	131

F.5	MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.	132
F.6	CFADs separados por número de fontes VLF/LF para o dia 08/09/2014. .	133

Lista de Tabelas

1.1	Parâmetros do CG negativo.	34
1.2	Velocidade das descargas de retorno medidas para casos de raios naturais (não “trigados”).	34
2.1	Operação dos instrumentos durante os dias de experimento.	38
2.2	Frequência de operação dos radares meteorológicos utilizados no estudo. . .	40
2.3	Inclinações do radar banda-S do SIPAM.	41
3.1	Quantidade média de detecções durante o experimento.	58
4.1	Altura dos centros de cargas	82

Sumário

1. <i>Motivação e Objetivos</i>	19
1.1 Circulações atmosféricas na região Amazônica	22
1.1.1 Alta da Bolívia	22
1.1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala	23
1.1.3 Brisa Fluvial	25
1.2 Mecanismos de eletrificação de nuvens	26
1.2.1 Hipótese da precipitação	27
1.2.2 Hipótese da convecção	28
1.2.3 Processos de separação de cargas	28
1.2.3.1 Captura seletiva de íons	28
1.2.3.2 Rebatimento de partículas	29
1.2.3.3 Efeito da camada dupla	29
1.2.3.4 Efeito termo-elétrico	29
1.2.3.5 Carregamento do rime	30
1.3 Processos de formação e propagação dos raios	31
1.3.1 Nuvem-terra (CG)	31
1.3.1.1 Quebra da rigidez dielétrica	32
1.3.1.2 Líder escalonado	32
1.3.1.3 Descarga de retorno	33
1.3.1.4 Líder contínuo	34
1.3.2 Intra/Entre - Nuvens (IC)	35
1.3.2.1 Fase inicial (ativa)	35
1.3.2.2 Fase final	36

2. <i>Dados e Instrumentos</i>	37
2.1 Radar meteorológico	37
2.1.1 Equação do radar e o fator refletividade do radar	39
2.1.2 Radar meteorológico de Manaus-AM	41
2.1.3 Micro Radar de Chuva (MRR)	42
2.2 LINET	43
2.2.1 TOA - Time of Arrival	44
2.3 STARNET	46
2.4 Sensores de campo elétrico	46
2.4.1 Lei de Coulomb	48
2.4.2 Calibração dos sensores Boltek EFM-100	51
3. <i>Descrição das tempestades elétricas durante o experimento de campo CHUVA/Go-Amazon</i>	55
3.1 Atividade elétrica	55
3.2 Campo elétrico	63
3.2.1 Tempestades elétricas	63
3.2.2 Bom tempo	68
3.3 Morfologia da precipitação	69
3.3.1 Distribuição horizontal	70
3.3.2 Distribuição vertical	72
4. <i>Estimativas da magnitude de cargas: estudo de caso</i>	81
4.1 Metodologia	81
4.2 Tempestade do dia 08/09/2014	82
4.2.1 Centros de carga bi-dimensionais	84
4.2.2 Centros de carga tri-dimensionais	85
5. <i>Conclusões</i>	93
<i>Referências</i>	99

<i>Apêndice</i>	111
<i>A. LINET vs. LMA</i>	113
<i>B. Perfil vertical da temperatura na Amazônia</i>	117
<i>C. Atividade elétrica e anomalia do vento</i>	119
<i>D. Distribuição horizontal do erro de detecção da rede LINET</i>	121
<i>E. Cisalhamento vertical</i>	125
<i>F. Cortes verticais e CFADs da tempestade do dia 08/09/2014</i>	127

Motivação e Objetivos

A Amazônia é um dos grandes biomas brasileiros e, segundo o IBGE (2017), é delimitada por uma área conhecida como "Amazônia Legal" de 5.020.000 km^2 que abrange quase 50% do território brasileiro e nela está o maior rio do planeta, o Amazonas, que drena uma área de 6,2 milhões de km^2 de descarrega uma média de 6300 km^3 de água no oceano Atlântico anualmente (Marengo, 2006). A razão entre o que chove devido a evaporação local e o que é advectado de outras regiões foi estimada entre 25 e 35% na região amazônica (Eltahir e Bras, 1994), mostrando que grande parte da umidade que provoca as chuvas na região provém de outros locais. Além disso, segundo o INMET (2017), na região amazônica é onde se encontra os maiores volumes de precipitação acumulada do Brasil variando entre 1500 a mais de 3000 mm/ano.

Na região amazônica são comumente observadas tempestades fortes acompanhadas de descargas atmosféricas. As tempestades elétricas são nuvens caracterizadas pela presença de raios as quais estão associadas a precipitação intensa muitas vezes acompanhada por ventanias e granizo e provocam inundações em curtos espaços de tempo, mortes e transtornos à população em geral. Apesar desta característica observacional, a formação e o desenvolvimento das tempestades na Amazônia, região de estudo deste trabalho, ainda carecem de um melhor entendimento físico, em especial quais condições meteorológicas ou fatores ambientais contribuem para a severidade das tempestades nessa região.

Em estudo climatológico feito a partir dos dados do sensor LIS a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Albrecht et al. (2016) mostraram que os principais *hotspots* de frequência de raios no planeta se concentram em regiões tropicais, onde a orografia é o principal fator que auxilia na formação das tempestades, sendo que a região que apresenta a maior densidade de raios no Brasil é próxima à cidade de Manacapuru-

AM com 68.21 ($\text{raios} \times \text{km}^{-2}\text{ano}^{-1}$). De acordo com Zipser et al. (2006), também através de observações do satélite TRMM, as tempestades mais intensas ocorrem geralmente em regiões temperadas enquanto que os sistemas observados na região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Amazônia apresentaram tempestades relativamente menos intensas.

Na região amazônica, mais especificamente no estado de Rondônia durante o experimento de campo TRMM-LBA, Albrecht et al. (2011) observaram que as tempestades mais severas se formavam durante a estação de transição (seca para chuvosa), em regiões com contraste de vegetação (pastagem para floresta) e orografia. Basicamente, as regiões de pastagem tinham um maior fluxo de calor sensível o que resultava em uma circulação secundária que associada à orografia proporcionava o desenvolvimento das tempestades.

Segundo Nesbitt et al. (2000), nos trópicos, volumes de precipitação similares entre oceano e continente apresentam atividade elétrica totalmente distintas. Sobre o oceano foram encontrados sistemas precipitantes fracos e moderadamente fortes e somente 357 raios foram detectados pelo sensor LIS. Já no continente foram detectados 39329 raios durante 3 meses de medições. Esta diferença de quase 2 ordens de grandeza na atividade elétrica estava relacionada à presença de gelo.

Apesar da Amazônia ser um dos lugares mais chuvosos do planeta, a convecção profunda nessa região possui um comportamento climatológico muito semelhante ao observado em regiões marítimas (Houze et al., 2015). No entanto, Morales et al. (2004) mostraram que na fase de transição entre as estações seca e chuvosa (setembro a novembro) os sistemas convectivos na Amazônia assumem caráter convectivo e mais continental, resultado que é complementado pelo estudo de Williams e Satori (2004) que mostra que a taxa de raios apresenta um máximo na bacia amazônica justamente no mês de outubro.

Segundo Williams et al. (2002), as diferenças entre as nuvens continentais e marítimas estão relacionadas com a disponibilidade de núcleos de condensação de nuvem (CCN) na atmosfera que modificam a distribuição de tamanho das gotículas. As nuvens com características marítimas são observadas na Amazônia preferencialmente na estação chuvosa com baixa concentração de CCN na atmosfera onde as nuvens e a precipitação é formada basicamente por processos "quentes", onde prevalece o crescimento por colisão e coalescência. Já nas nuvens com características continentais, é observada na atmosfera altas concentrações de CCN devido às queimadas para preparo do solo. Nessas circunstâncias, o crescimento por coalescência não é tão efetivo pois a base da nuvem é mais alta e as gotas acabam

crescendo em níveis mais elevados da nuvem, caracterizando um processo "frio" que envolve a fase de gelo.

Para compreender melhor os sistemas precipitantes foram conduzidos no Brasil ao longo de 2010 e 2014 uma série de experimentos de campo junto ao Projeto Temático CHUVA (Machado et al., 2014). Porém, somente nas campanhas do Vale do Paraíba e Manaus foram feitas medidas de campo elétrico e descargas atmosféricas em conjunto com o radares meteorológicos para compreender os processos de eletrificação das tempestades (Morales et al., 2014).

Apesar de estudos mostrarem que a região Amazônica apresenta uma alta incidência de descargas elétricas (Albrecht et al., 2016; Zipser et al., 2006), poucos estudos explicam porque as tempestades se tornam elétricas ou não na região Amazônica ou em que momento elas se tornam severas. Além disso, não existem estudos que caracterizem os centros de cargas das tempestades especificamente na Amazônia.

Portanto, o objetivo deste trabalho é apresentar uma visão geral das tempestades elétricas observadas na região Amazônica durante o experimento CHUVA/GO-Amazon entre os meses de agosto, setembro e outubro de 2014, de forma a tentar responder as seguintes questões específicas:

1. Existem tempestades severas? Se sim, quais fatores contribuem para sua formação?
2. Existe alguma região preferencial de ocorrência de raios e chuva?
3. Existem diferenças na estrutura vertical entre tempestades severas e as não severas?
4. Existe polaridade preferencial de cargas nos hidrometeoros precipitantes?
5. Qual é a distribuição preferencial dos centros de cargas? Como eles variam ao longo do ciclo de vida da tempestade?

A seguir são discutidos de forma sucinta os sistemas meteorológicos que auxiliam na formação de tempestades, os mecanismos de eletrificação e como os raios são caracterizados a fim de familiarizar o leitor com os resultados que serão discutidos adiante.

1.1 Circulações atmosféricas na região Amazônica

O clima da região Amazônica é diretamente influenciado pela cobertura do solo, relevo, grandes reservatórios ou rios, transporte de umidade e disponibilidade de energia solar (Molion, 1987). Segundo Salati e Marques (1984) a radiação que chega no topo da atmosfera da região amazônica é de $36,66 \text{ MJ } m^{-2} \text{ dia}^{-1}$ no meses de janeiro e dezembro, enquanto que em junho e julho é de $30,58 \text{ MJ } m^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Essa radiação que chega no topo da atmosfera atinge a superfície provocando o aquecimento. No entanto, devido ao aquecimento diferencial no globo entre regiões de altas e baixas latitudes, circulações de grande escala são formadas e associadas ao movimento de rotação da Terra produzem uma configuração de escoamento predominantemente de leste na região Amazônica. Esse escoamento, chamado de ventos Alísios, converge nas proximidades da linha do equador formando uma região de instabilidade chamada Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cuja posição varia ao longo do ano. Entre julho e outubro fica em aproximadamente 14° N , já entre janeiro e abril ficam entre 5° e 6° S (Uvo e Nobre, 1989). Esta banda de nebulosidade fica centrada sobre os oceanos tropicais e provoca grandes volumes de precipitação.

Essa circulação compõe o sistema de circulação geral da atmosfera, denominado de célula de Hadley. Este modelo de circulação sugere, além da região de convergência dos Alísios, um cinturão de altas pressões provocado pela subsidência do ar nas latitudes de aproximadamente 30° norte e sul.

Além desta circulação geral, que dita o escoamento básico na região, os sistemas meteorológicos contribuem para a formação de nuvens e tempestades na região Amazônica.

1.1.1 Alta da Bolívia

A alta troposfera na Amazônia, durante os meses de verão apresenta o desenvolvimento de um anticiclone que se forma devido a convecção observada em níveis mais baixos da atmosfera que é acompanhada de um cavado na região nordeste do Brasil (Gusmão, 1996). De acordo com Gutman e Schwerdtfeger (1965), o aquecimento em superfície na região do Altiplano Boliviano provoca o aumento da espessura da troposfera, gerando então uma circulação anticiclônica em altos níveis. Esse sistema denominado de Alta da Bolívia (AB), se enfraquece até desaparecer completamente nos meses de inverno.

Os mecanismos que governam a posição e intensidade da AB estão associados com a

presença de cavados e frentes em latitudes médias (Carvalho, 1989), além da interação entre a AB e o cavado em altitude sobre a região nordeste. Além disso, Oliveira (1986) observou influências de sistemas frontais e dos jatos de altos níveis no deslocamento longitudinal de eventos de AB devido a advecção de vorticidade negativa.

1.1.2 *Sistemas Convectivos de Mesoescala*

A definição mais ampla de Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS) descreve o sistema como uma nuvem Cumulonimbus (Cb) que produz precipitação contínua numa área de mais de 100 km^2 (Houze, 2004). No entanto, Houze Jr (1993) sugere que a definição de MCS é mais abrangente, e que a dinâmica desses sistemas é mais complexa do que uma única Cb. Nos MCS é observada tanto nuvens convectivas quanto estratiformes e seus respectivos padrões de precipitação (Houze Jr et al., 1990).

Na região convectiva dos MCS é onde se observa condensação num regime não hidrostático, ou seja, sob a ação de movimentos ascendentes de ar que são produzidas devido à diferença de temperatura da parcela com o ambiente externo da nuvem. O ar perde aceleração vertical no nível de flutuabilidade neutra se espalhando lateralmente (Houze, 2004). Esse padrão de corrente pode ser visto na região convectiva apresentada na figura 1.1. Ainda na região convectiva, o fluxo ascendente para trás é, segundo Browning et al. (1976), provocado pelas circulações verticais das células nova, madura e em dissipação misturadas com o escoamento do ar convergente na dianteira do sistema que resultam em um escoamento resultante em direção à traseira da tempestade.

Além das correntes ascendentes, existem fluxos de ar que entranham em níveis médios do sistema na parte traseira descendendo até níveis mais baixos dentro da região estratiforme. Isso é devido ao resfriamento diabático e provoca intensa chuva na região estratiforme da tempestade (Houze, 2004). Na figura 1.1 esse fluxo é chamado de fluxo descendente traseiro.

Na região estratiforme geralmente é observado o fenômeno da banda brilhante no perfil vertical do fator refletividade do radar. A banda brilhante é uma região onde o fator refletividade apresenta valores mais altos devido ao derretimento da neve a medida que ela cai ultrapassando a isoterma de zero graus. O derretimento faz com que se forme uma película líquida em volta do hidrometeoro, o que representa para o radar uma gota gigante.

Dentre os MCS, existem as linhas de instabilidade (LI). As LIs são conglomerados de

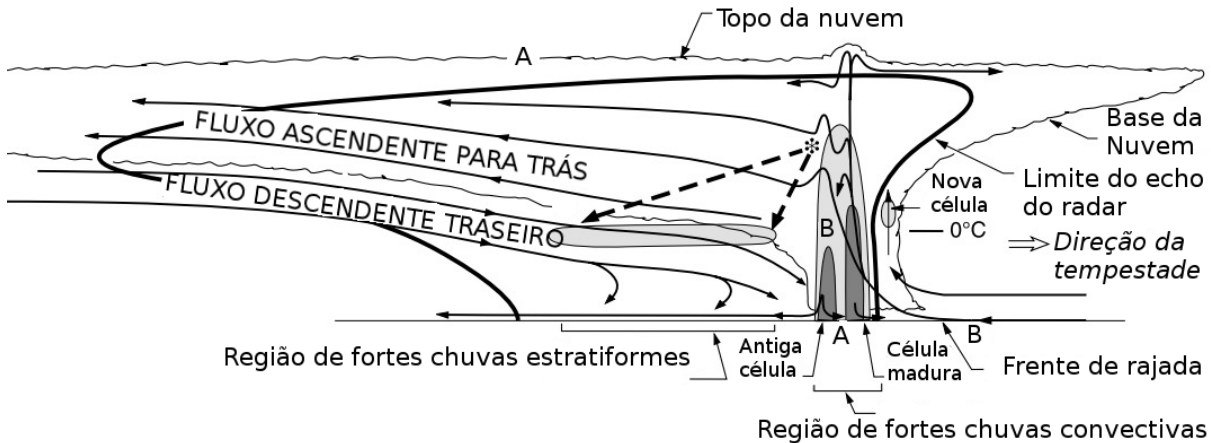


Figura 1.1: Modelo conceitual de circulações dos MCS. Adaptada de Houze Jr et al. (1989).

nuvens cumulonimbus que, na região norte do Brasil, são formadas principalmente devido à circulação de brisa marítima na costa dos estados do Pará e Maranhão e acabam se propagando para o interior da região Amazônica (Cohen et al., 1989). O mecanismo de brisa marítima se dá devido ao contraste térmico entre continente e oceano provocando durante o dia ventos do oceano pro continente, o que é chamado de brisa marítima, e durante a noite ventos do continente pro oceano o que chamamos de brisa terrestre.

A formação das LIs não está relacionada somente à circulação de brisa marítima. Penetrações profundas de sistemas frontais podem alterar a circulação dos ventos alísios e estes podem convergir com o escoamento de brisa terrestre durante a noite formando convecção profunda na região costeira (Molion, 1987).

O comprimento e largura desses sistemas de meso escala chegam a 1500 km e 170 km respectivamente e, segundo Cohen et al. (1989), a maior frequência de ocorrência das LIs é entre os meses de abril a agosto.

De acordo com Cavalcanti (1982), as LIs são precedidas de convecção organizada em toda a costa próxima à foz do rio Amazonas que se propaga para dentro do continente e geralmente se dissipa com o pôr do sol devido ao enfraquecimento do contraste térmico. No entanto, as LIs podem voltar a se intensificar no dia seguinte devido ao forte aquecimento superficial e, nesse caso, o sistema pode atingir um ciclo de vida de até 48 horas (Molion, 1987).

A respeito da circulação encontrada nesse tipo de sistema convectivo, Molion (1987) afirma que existem diferenças entre o ar da vanguarda e o ar da retaguarda do sistema,

pois o ar atrás da linha de instabilidade é proveniente das correntes descendentes das nuvens cumulonimbus que compõe a LI, já o ar encontrado à frente do sistema possui características termodinâmicas diferentes por ser úmido e quente e ao ser levantado forma novas células. Variações na direção do vento também são observadas com a entrada das LIs. Antes da entrada do sistema, o vento em superfície que na região é preferencialmente de leste, passa a soprar do quadrante SE – SW e após a passagem do sistema volta a soprar de leste.

1.1.3 *Brisa Fluvial*

Com mecanismo físico análogo ao da brisa marítima/terrestre, a brisa fluvial é devida ao gradiente térmico entre a superfície de grandes rios e terra. Esse fenômeno só é possível ser observado em regiões onde a largura do rio é da ordem de dezenas de quilômetros (Oliveira e Fitzjarrald, 1993, 1994; Silva Dias et al., 2004). Rios com essas dimensões são encontrados por exemplo em Manaus – AM, na confluência dos rios Negro e Solimões e em Santarém – AM, na confluência dos rios Amazonas e Tapajós. Os ventos observados em superfície vão em direção ao continente durante o dia e durante a noite convergem para o rio em menor intensidade.

De acordo com os resultados de Cohen et al. (2014) sobre a região Amazônica, foi observado um máximo de precipitação sobre o rio Amazonas no período noturno, que estaria associado à penetração de LIs reforçada pela circulação de brisa fluvial durante a noite. Já no período diurno, as áreas de máxima precipitação se concentraram nas regiões continentais às margens leste do rio Tapajós e a sul do rio Amazonas.

Reforçando o que foi concluído por Cohen et al. (2014), Silva Dias et al. (2004) através de simulações numéricas feitas com o RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) observaram que em momentos em que o escoamento básico de leste não é intenso, a brisa fluvial na região do rio Tapajós induz um escoamento de oeste provocando convergência a leste da margem do rio. Os autores também encontraram movimentos ascendentes na margem leste do rio Tapajós e valores mais altos de conteúdo de água líquida nas longitudes correspondentes em aproximadamente 1500 m de altitude.

Santos et al. (2014) também avaliaram as circulações locais próximas a cidade de Manaus-AM e observaram através de dados estações meteorológicas de superfície que durante o dia o vento sopra dos rios para a cidade de Manaus transportando ar úmido,

enquanto que no período da noite ocorre a inversão sendo verificado um escoamento de ar mais seco da cidade para os rios. Além disso, os autores também observaram que os máximos de precipitação ocorrem durante a tarde e noite sobre o continente e durante a manhã sobre os rios evidenciando a influência da circulação de brisa fluvial sobre a região.

1.2 Mecanismos de eletrificação de nuvens

As tempestades elétricas são nuvens que tem raios em alguns momentos de seu ciclo de vida. O raio, por sua vez, é um plasma (faísca) produzido por uma diferença de potencial eletrostático entre 2 centros de cargas com polaridades opostas. Como a água é eletricamente neutra, diversas teorias e modelos são propostos para explicar a separação de cargas e o subsequente aparecimento de centros de cargas.

A separação de cargas nas tempestades ocorre na escala molecular e posteriormente em grade escala, sendo as correntes na nuvem responsáveis por separar os hidrometeoros carregados (Williams, 1985). Essa separação de cargas na nuvem pode gerar um campo elétrico suficientemente alto capaz de produzir descargas elétricas na atmosfera, que ocorrem quando há a quebra na rigidez dielétrica do ar.

A separação de cargas no hidrometeoro a nível molecular ocorre principalmente devido a ação de um campo elétrico existente na atmosfera, o que chamamos de mecanismos indutivos. Um hidrometeoro não polarizado inicialmente, sob a ação de um campo elétrico, se polariza e apresenta cargas opostas entre as superfícies dos dois hemisférios do hidrometeoro. Essa reorganização das moléculas dentro da gota ou cristal de gelo só ocorre pois a água é um dielétrico que tem cargas positivas (H) e cargas negativas (O), sendo que a estrutura molecular da água faz com que o vértice negativo de O sempre fique para fora e o positivo do H para dentro.

Segundo Williams (1985), estudos sobre o centro de cargas negativo das tempestades tem tido bastante evolução devido à proximidade com a superfície da Terra. Através de medições de campo elétrico a bordo de balões ou foguetes a altura do centro de cargas pode ser estimada (Krehbiel et al., 1979). A localização dessa região carregada geralmente está acima da isoterma de 0° C onde é observada a fase de gelo na nuvem (Latham, 1981).

A altura do centro de cargas negativo das tempestades foi estimado por Jacobson e Krider (1976) e Krehbiel (1981) na Flórida e por Krehbiel et al. (1979) no Novo México e

há uma diferença entre elas, sendo que na Flórida o centro se localizava em maiores alturas em comparação com o Novo México, porém todos entre 0 e -20° C. Williams (1985) atribui a esse comportamento a diferença da altura das nuvens e à disponibilidade de umidade em superfície, pois dita o nível da atmosfera em que o ar satura e condensa (NCL).

A precipitação nos sistemas convectivos pode transportar cargas elétricas e, apesar de poucos estudos sobre isso, alguns autores conseguiram estimar com medições *in situ* a magnitude das cargas transportadas pela chuva. Por exemplo Rust e Moore (1974), Gaskell et al. (1978), Christian et al. (1980) e Gardiner et al. (1985) encontraram cargas elétricas negativas nas partículas da precipitação, onde a maior parte dos casos predominavam movimentos das gotas que dissipavam a energia eletrostática. Já Marshall e Winn (1982) encontraram cargas positivas na precipitação, porém na maioria dos casos os movimentos geravam energia eletrostática. Esses resultados mostram que a precipitação pode auxiliar o carregamento ou "descarregamento" da tempestade alterando o saldo de cargas elétricas no centro onde ela se originou.

Na atualidade, existem duas grandes hipóteses para explicar os processos de separação de cargas das tempestades: hipótese da precipitação e da convecção. Essas hipóteses se complementam e explicam como partículas carregadas se separam dentro das tempestades, e conseguem descrever as estruturas de cargas observadas nas nuvens.

1.2.1 Hipótese da precipitação

A hipótese da precipitação, proposta inicialmente por Elster e Geitel (1885), prevê que a transferência de cargas entre os hidrometeoros ocorre devido à diferença de velocidade de queda entre eles, o que provoca colisões e transferência de massa e carga elétrica. Neste processo, os hidrometeoros grandes, tal como gotas de chuva, granizo e graupel colidem com gotículas de água e cristais de gelo pequenos em suspensão ficando carregados negativamente enquanto as partículas menores ficam com cargas positivas. Basicamente, as partículas menores adquirem uma fração de massa das partículas grandes, logo transferindo cargas positivas para elas. Assim, as partículas pequenas tem um excesso de cargas positivas e as grandes um déficit. Este modelo explica uma estrutura de dipolo, com um centro negativo em baixo e um positivo em cima. Além disso, essa hipótese pressupõe que campo elétrico da atmosfera polariza os hidrometeoros de forma que na parte superior da partícula é encontrada cargas negativas e na parte inferior cargas positivas.

1.2.2 Hipótese da convecção

Em condição de bom tempo na atmosfera, o campo elétrico encontrado é tipicamente negativo e existe uma quantidade líquida de íons positivos na troposfera, diminuindo em magnitude com o aumento da altitude, no entanto, esse campo elétrico não é suficiente para polarizar os hidrometeoros. A hipótese da convecção, proposta independentemente por Grenet (1947) e Vonnegut (1953), sugere que os íons positivos, encontrados na superfície da Terra em condições de bom tempo são transportados para dentro da nuvem no processo de desenvolvimento da tempestade.

Mais tarde, Vonnegut e Moore (1958) explicam que inicialmente, os íons positivos são conduzidos para dentro da nuvem em formação através das correntes ascendentes e são fixados nas gotículas de nuvens presentes. Ao atingir níveis mais elevados dentro da nuvem, os íons positivos induzem um fluxo de íons negativos que provém da ionosfera. Estes íons negativos se fixam a partículas de nuvens e são levados para regiões mais baixas da nuvem pelas correntes descendentes e também nas bordas da nuvem formando uma camada de blindagem que entra na nuvem através do entranhamento. O acúmulo de cargas negativas na parte inferior da nuvem intensifica o processo de carregamento com a indução de íons positivos. Dessa forma o campo elétrico aumenta polarizando os hidrometeoros. Assim, ao colidirem podem separar as cargas.

Apesar das duas hipóteses se complementarem, elas não conseguem explicar o aparecimento de cargas negativas acima da isoterma de zero graus e tão pouco as estruturas tripolares ou multi-polares observadas nas tempestades elétricas.

1.2.3 Processos de separação de cargas

A seguir são apresentados os diversos processos existentes que tentam explicar a separação de cargas dentro das tempestades.

1.2.3.1 Captura seletiva de íons

Dentro da hipótese da precipitação existem diversos mecanismos, na maioria deles indutivos, que promovem a separação de cargas na nuvem. Proposto por Wilson et al. (1929), o mecanismo indutivo de captura seletiva de íons diz que um hidrometeoro polarizado em queda captura íons livres de polarização oposta à região onde ocorre o contato, aumentando

a carga interna do hidrometeoro na polaridade do íon capturado.

1.2.3.2 *Rebatimento de partículas*

De modo semelhante, o mecanismo de rebatimento de partículas sugerido por Elster e Geitel (1988) propõe que uma partícula precipitante polarizada (água líquida ou gelo) quando colide com outra partícula de nuvem também polarizada estabelece a transferência de cargas. A eficiência desse mecanismo depende de alguns parâmetros como o tamanho das partículas, tempo de contato e as superfícies de contato devem ter polaridades opostas. Nesse processo, portanto, gotas que possuem velocidade de queda maior contribuirão com cargas na parte inferior da nuvem.

1.2.3.3 *Efeito da camada dupla*

A camada elétrica dupla, que consiste em uma camada na interface água/ar, água/gelo ou gelo/ar do hidrometeoro, descreve um dipolo elétrico, onde as moléculas se organizam de forma que os vértices negativos se orientem pra fora (Fletcher, 1962, 1968). Nesta configuração, a partícula fica com um déficit de cargas da parte externa através da fricção de duas partículas de gelo com propriedades diferentes, ou através de bolhas de CO_2 que escapam de dentro do hidrometeoro expelindo cargas de determinada polaridade (MacGorman e Rust, 1998).

1.2.3.4 *Efeito termo-elétrico*

Outra propriedade da água estudada inicialmente por Workman e Reynolds (1948, 1950) sugere que os cátions (H^+) e ânions (OH^-) presentes na molécula de água possuem diferentes mobilidades em função da temperatura. No caso da água líquida não é observada diferenças de mobilidade entre os íons da água, no entanto na fase de gelo a mobilidade do H^+ é uma ordem de magnitude maior do que a do OH^- , portanto, em um pedaço de gelo ou um hidrometeoro que apresenta um gradiente de temperatura, os cátions irão se difundir mais rapidamente para a região mais fria deixando um déficit de cargas positivas na porção menos fria da partícula.

1.2.3.5 Carregamento do rime

O rime é observado quando há um depósito de gotículas de água super-resfriadas sobre algum tipo de superfície, seguido de um congelamento instantâneo (Makkonen, 2000). Esse processo de formação de gelo se compara à formação do graupel. O mecanismo de carregamento do rime foi proposto inicialmente por Takahashi (1978), este mecanismo é considerado como sendo o mais efetivo na transferência de cargas em nuvens. A partir de simulações em uma câmara de nuvens, foi mostrado que a eletrificação intensa sobre o rime ocorria quando existiam cristais de gelo e gotículas super-resfriadas. Num ambiente onde só exista um ou outro hidrometeoro a eletrificação do rime não era observada. Nesse experimento foi encontrado que a magnitude e a polaridade das cargas dependia da temperatura e do conteúdo de água líquida (LWC) observada durante a colisão dos cristais de gelo sobre o rime.

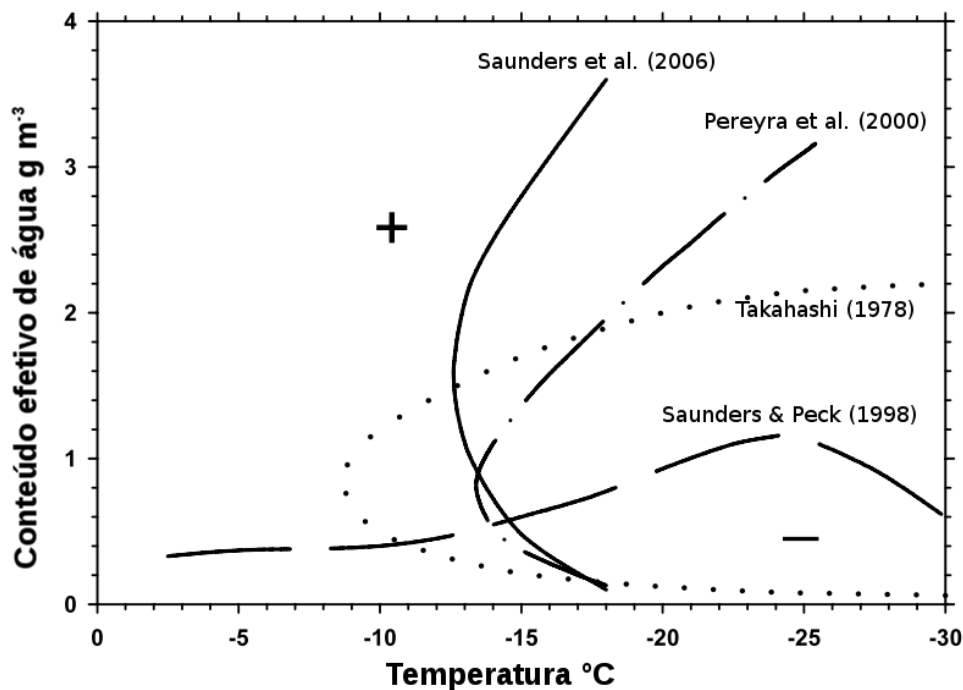


Figura 1.2: Polaridade da carga adquirida pelo rime a partir de experimentos em laboratório. Adaptada de Saunders (2008).

Com exceção do resultado obtido por Saunders e Peck (1998), as simulações feitas em laboratório por Saunders et al. (2006), Pereyra e Avila (2002) e Takahashi (1978) mostram que para temperaturas superiores a -10°C, o rime se eletrifica positivamente independente do LWC. Já para temperaturas abaixo de -10°C a eletrificação pode ser tanto negativa

quanto positiva, como é mostrado na figura 1.2.

1.3 Processos de formação e propagação dos raios

Uma vez que este estudo utiliza dados de raios da LINET e STARNET, é apresentada uma discussão sucinta dos processos de formação dos raios intra-nuvens (IC), e nuvem-terra (CG)

1.3.1 Nuvem-terra (CG)

Os processos físicos que descrevem a propagação de um raio CG se dividem principalmente em: Quebra da rigidez dielétrica (B), Líder Escalonado (SL), Descarga de Retorno (RS) e Líder Contínuo (DL). Segundo Rakov e Uman (2003), mais de 90% dos raios CG observados são de polaridade negativa e por isso serão abordados somente os processos de propagação desse tipo de descarga. A tabela 1.1 apresenta as características observadas destes tipos de raios conforme estudo de Berger (1975)

Os processos citados no parágrafo anterior, com exceção da quebra inicial de rigidez, podem ser observados na figura 1.3, que exemplifica a evolução temporal da propagação de um raio CG negativo.

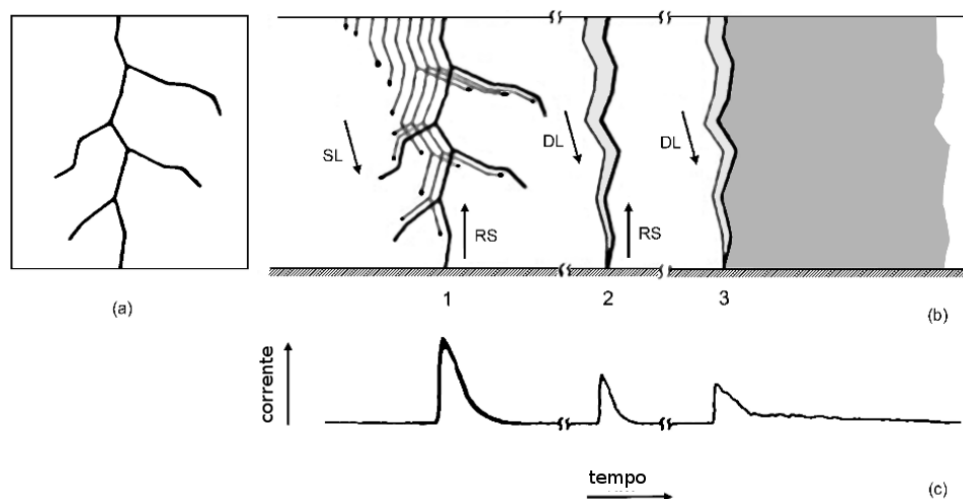


Figura 1.3: Diagrama da luminosidade de um raio CG com 3 descargas de retornos. (a) imagem estacionária, (b) imagem com progressão no tempo, (c) corrente correspondente observada no tempo. Adaptada de Rakov e Uman (2003).

Na figura 1.3, no primeiro momento da propagação do raio (1), observa-se o desenvol-

vimento do SL que se move em direção ao solo. O SL se propaga em direção à superfície em ramificações de até 20°. A medida que o SL se propaga, o campo elétrico vai aumentando, e quando estiver próximo da superfície ele induz um raio conectante. Logo, em seguida temos uma descarga de retorno (RS). A RS transfere cargas elétricas de forma a neutralizar o centro de cargas, tanto da nuvem para a superfície, como da terra para a nuvem. Se durante este processo o centro de cargas não for neutralizado, ou seja, ainda existir uma carga líquida, descargas subsequentes do tipo RS ocorrem até que o centro de cargas neutralize. Neste processo as RS são precedidas de um líder contínuo (DL), que utiliza o canal ionizado anteriormente pelo SL.

1.3.1.1 Quebra da rigidez dielétrica

O primeiro processo observado na propagação de um raio ocorre quando o campo elétrico atinge um valor crítico dentro da nuvem em consequência da separação dos centros de cargas. Esse valor crítico de campo elétrico no ar é de 3×10^6 V/m e tem o nome de rigidez dielétrica do ar. Clarence e Malan (1957) sugerem que a quebra inicial da rigidez é uma descarga vertical que ocorre entre o centro de cargas negativo e o centro de cargas positivo inferior da nuvem e esse processo tem duração de 2 a 10 ms. Já Rakov e Uman (2003), que usaram medidas de campo elétrico em VHF-UHF, sugeriram que a quebra inicial da rigidez pode ser definida como uma sequência de canais que se propagam de maneira aleatória a partir do centro de cargas da nuvem e um desses canais acaba evoluindo para um SL.

De acordo com observações de campo elétrico a partir de uma rede de 8 estações, Krehbiel et al. (1979) encontraram que eventos de quebra de rigidez transportaram 2 e 3.6 C numa distância de 1.5 e 3.8 km respectivamente com corrente elétrica correspondente de 44 e 70A.

1.3.1.2 Líder escalonado

O Líder Escalonado (SL) é um dos processos físicos que ocorrem na propagação do raio e é precedido pela quebra de rigidez dielétrica do ar. O SL se origina na nuvem de tempestade formando um canal ionizado, na maioria das vezes carregado com cargas negativas, que se aproxima do solo.

Segundo Rakov e Uman (2003) o SL é dividido em dois tipos principais: tipo α e tipo

β . O tipo mais comum é o tipo α que tem por característica um canal uniforme e segundo Schonland (1956), a velocidade de propagação da descarga é da ordem de 10^5 m s^{-1} , além disso os passos são mais curtos que no caso do tipo β e não apresentam variações no brilho. Já o tipo β em sua fase inicial possui velocidade de propagação 10 vezes maior do que os tipo α e além disso, são observadas variações de brilho e ramificações próximas da base da nuvem.

A duração do SL é da ordem de 30 a 40 ms (Clarence e Malan, 1957; Kitagawa et al., 1960; Pierce, 1955). Já a quantidade de cargas elétricas armazenadas no canal do SL é proporcional ao comprimento do canal. Proctor et al. (1988), utilizando dados de uma rede VHF, encontrou que para 15 casos de SL a carga variou entre 3.6 e 57 C com média em 11 C, com canais se estendendo entre 3 a 13 km, com valor médio de 6 km. Finalmente, a corrente elétrica variava em algumas dezenas de Amperes até milhares de Amperes (Williams e Brook, 1963; Thomson et al., 1985).

1.3.1.3 Descarga de retorno

A medida que o SL se propaga em direção ao solo, ocorre simultaneamente uma indução de cargas de polaridade oposta na superfície. Esse efeito de indução é conhecido por corona que é uma descarga menos violenta e energética do que uma faísca (MacGorman e Rust, 1998). Consequentemente, esse processo dispara um líder que se propaga para cima em direção ao SL. Esse líder geralmente se forma em objetos salientes na superfície como torres ou árvores. O SL se conecta com o líder ascendente e então ocorre a descarga de retorno (RS), processo onde efetivamente as cargas existentes no canal do SL são removidas.

O processo da descarga de retorno é o mais estudado pois é o fenômeno responsável pela maior parte dos danos produzidos pelos raios. Além disso, as medições da RS são simples pois apresenta brilho muito intenso e uma assinatura eletromagnética fácil de ser interpretada.

A velocidade de propagação da descarga de retorno é de 2 a 3 ordens de grandeza maior do que o processo do SL. Utilizando uma câmera fotográfica com alta taxa de amostragem, Schonland (1956) observou na África do Sul que a velocidade da luminosidade da descarga de retorno mudava à medida que se propagava do solo até regiões superiores do canal. De acordo com esse estudo, a velocidade variava de 1.6 a $2.1 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ entre o solo e um ponto onde existia um ramo extenso do canal e depois a velocidade caía para 9.7 a $5.5 \times$

Tabela 1.1 - Parâmetros do CG negativo. Adaptada de Berger (1975).

Parâmetros	Unidades	Tamanho da amostra	Porcentagem que excede o valor		
			95%	50%	5%
Pico de corrente (no mínimo 2 kA)	kA				
Primeira descarga		101	14	30	80
Descargas subsequentes		135	4.6	12	30
Carga	C				
Primeira descarga		93	1.1	5.2	24
Descargas subsequentes		122	0.2	1.4	11
Flash completo		94	1.3	7.5	40
Duração da descarga	μs				
Primeira descarga		89	30	75	200
Descargas subsequentes		118	6.5	32	140
Duração do flash	ms				
Todos		90	0.15	13	1100
Excluindo flashes com uma descarga		115	31	180	900

Tabela 1.2 - Velocidade das descargas de retorno medidas para casos de raios naturais (não “trigados”). Adaptado de Rakov et al. (1992).

Rerefência	Velocidade mínima ($m s^{-1}$)	Velocidade máxima ($m s^{-1}$)	Velocidade média ($m s^{-1}$)
Boyle e Orville (1976)	2×10^7	1.2×10^8	0.71×10^8
Idone e Orville (1982)	2.9×10^7	2.4×10^8	1.1×10^8
Mach e Rust (1989)	2×10^7	2.6×10^8	1.3×10^8

$10^7 m s^{-1}$.

A tabela 1.2 sumariza os resultados encontrados por diversos autores com relação a velocidade de propagação das descargas de retorno. Observa-se que a ordem de grandeza da velocidade encontrada pelos autores condiz com o caso estudado por Schonland (1956).

1.3.1.4 Líder contínuo

O Líder Contínuo (DL) precede a primeira descarga de retorno subsequente e esse processo pode se repetir várias vezes. Segundo Rakov e Uman (2003) um raio completo contém em média de 3 a 5 descargas, porém já foi observado eventos contendo até 26 raios subsequentes.

Os DL diferentemente dos SL apresentam luminosidade somente no canal principal por onde passou a primeira descarga de retorno, o que pode ser visto no segundo processo apresentado na figura 1.3.

A velocidade de propagação dos DL varia entre aproximadamente 5.0 e 20.0×10^6 m s^{-1} (Schonland et al., 1935; McEachron, 1939; Idone e Orville, 1982; McEachron, 1939; Jordan et al., 1992; Mach e Rust, 1997). Já a duração média dos líderes subsequentes varia entre 0.6 a 1.8 ms podendo chegar até 15 ms (Schonland, 1938; Krehbiel et al., 1979; Kitagawa, 1957; Malan e Schonland, 1951; Workman et al., 1960; Isikawa, 1961).

1.3.2 Intra/Entre - Nuvens (IC)

Os raios ICs são descargas atmosféricas que ocorrem entre os centros de cargas dentro da nuvem sem atingir o solo. Os estudos feitos sobre descargas em nuvens são bem menos comuns do que se comparados com os raios CGs, isso se deve a dificuldade de se fazer medições com câmeras fotográficas e filmadoras ultrarrápidas.

Apesar das dificuldades, as medições que antes se faziam apenas com sensores de campo elétrico em superfície, hoje são feitas também através de redes de detecção que utilizam interferometria ou tempo de chegada (TOA) nas frequências de VHF – UHF e VLF/LF com as quais é possível fazer a localização de raios tanto CGs como ICs. O ciclo de vida dos raios ICs é dividido em duas fases: fase inicial (ativa) e fase final.

1.3.2.1 Fase inicial (ativa)

A fase inicial compreende os instantes da propagação do líder escalonado, similar ao encontrado nos raios CGs e seu respectivo transporte de cargas dentro da nuvem. A duração da fase inicial é em média entre algumas dezenas e centenas de milissegundos (Shao e Krehbiel, 1996).

Nos raios ICs, o líder pode se propagar em dois níveis, que correspondem às localidades dos centros de cargas negativo e positivo, ou sua propagação pode apresentar comportamento predominantemente horizontal. Três situações já foram observadas em estudos anteriores, ou seja, propagações do centro positivo para o negativo, do centro negativo para o positivo e propagações horizontais. Smith (1957) observou na Flórida que os raios ICs tendem a se iniciar com um líder ascendente negativo. Por outro lado, Takeuti (1965) encontrou no Japão tanto descargas verticais como horizontais, sendo que a maioria dos

ICs verticais se iniciava com um líder descendente positivo.

A distinção dos processos de quebra de rigidez dielétrica e o líder escalonado não é muito clara nos raios IC. A velocidade de propagação do líder de um raio IC é tipicamente da ordem de 10^5 m s^{-1} (Krehbiel, 1981; Liu e Krehbiel, 1985) e o canal possui em média uma densidade de cargas elétricas de $1 - 4 \text{ C km}^{-1}$ (Liu e Krehbiel, 1985) e corrente elétrica variando entre 37 e 640 A com média de 130 A (Proctor, 1997).

1.3.2.2 Fase final

Quando o líder se extingue, desconectando os centros de cargas negativo e positivo na nuvem, o ciclo de vida do raio entra na fase final, que por sua vez também dura entre algumas dezenas e centenas de milissegundos (Ogawa e Brook, 1964). Nesse intervalo de tempo do ciclo de vida do raio, ocorre o transporte de cargas de lugares mais distantes do centro negativo para a região onde o raio se originou. Esses processos são denominados de processo-J e processo-K e também podem ser observados nas descargas CG.

Dados e Instrumentos

Neste capítulo serão detalhadas as características dos sensores utilizados no trabalho e as respectivas observações que possibilitaram a discussão das características elétricas das tempestades na Amazônia.

Este estudo faz uso de diversos instrumentos instalados durante o experimento de campo CHUVA/ GO-Amazon (Machado et al., 2014; Wendisch et al., 2016) no sítio experimental T3 em Manacapuru-AM.

O sítio T3 localiza-se nas coordenadas $3^{\circ} 12' 46.70''$ S, $60^{\circ} 35' 53''$ O, próximo de Manacapuru – AM entre os rios Negro e Solimões conforme mostra a figura 2.1. Para este estudo foram utilizados uma rede de 6 sensores de campo elétrico instalados no entorno do sítio T3, um micro radar de chuva (Banda K – 24 GHz – MRR) de apontamento vertical, redes de detecção de raios LINET e STARNET, além do radar meteorológico banda-S de Manaus-AM pertencente ao SIPAM.

As medições foram realizadas entre 29 de agosto a 07 de outubro de 2014, dentro da estação de transição entre seca para chuvosa.

Portanto, com base nas medições dos instrumentos citados, as variáveis analisadas neste trabalho serão fator refletividade do radar (Z), campo elétrico em superfície (E) e descargas atmosféricas. As figuras 2.1 e 2.5 apresentam as posições dos sensores utilizados enquanto que a tabela 2.1 ilustra a disponibilidade de dados para cada dia do experimento de campo.

2.1 Radar meteorológico

O radar (RAdio Detection And Ranging) meteorológico é um equipamento que se baseia na emissão de uma onda eletromagnética (EM) no comprimento de onda de micro-ondas

Tabela 2.1 - Operação dos instrumentos durante os dias de experimento. O "x" indica que o sensor estava operando.

dia (2014)	LINET	Banda-S	MRR	C1	C2	C3	C4	B1	B2
29/08	x	x	x						
30/08	x	x	x						
31/08	x	x	x						x
01/09	x	x	x	x					
02/09	x	x	x	x					
03/09	x	x	x	x	x				
04/09	x	x	x		x		x	x	x
05/09	x	x	x		x		x		x
06/09	x	x	x		x		x		x
07/09	x	x	x		x		x		x
08/09	x	x	x		x		x		x
09/09	x	x	x		x		x		x
10/09	x	x	x		x		x		x
11/09	x	x	x				x		
12/09	x	x	x		x				
13/09	x	x	x						
14/09	x	x	x		x				x
15/09	x	x	x		x				x
16/09	x	x	x		x			x	x
17/09	x	x	x						x
18/09	x	x	x						
19/09	x	x	x						
20/09	x	x	x						x
21/09	x	x	x						x
22/09	x	x	x			x	x	x	x
23/09	x	x	x	x		x	x	x	x
24/09	x	x	x	x		x	x	x	x
25/09	x	x		x		x	x	x	x
26/09	x	x		x			x	x	x
27/09	x	x		x			x	x	x
28/09	x	x		x			x	x	x
29/09	x	x		x			x	x	x
30/09	x	x		x			x	x	x
01/10	x	x		x				x	x
02/10	x	x		x				x	x
03/10	x	x		x			x	x	x
04/10	x	x		x			x	x	x
05/10	x	x		x			x	x	x
06/10	x	x		x			x	x	x
07/10	x	x		x			x	x	x

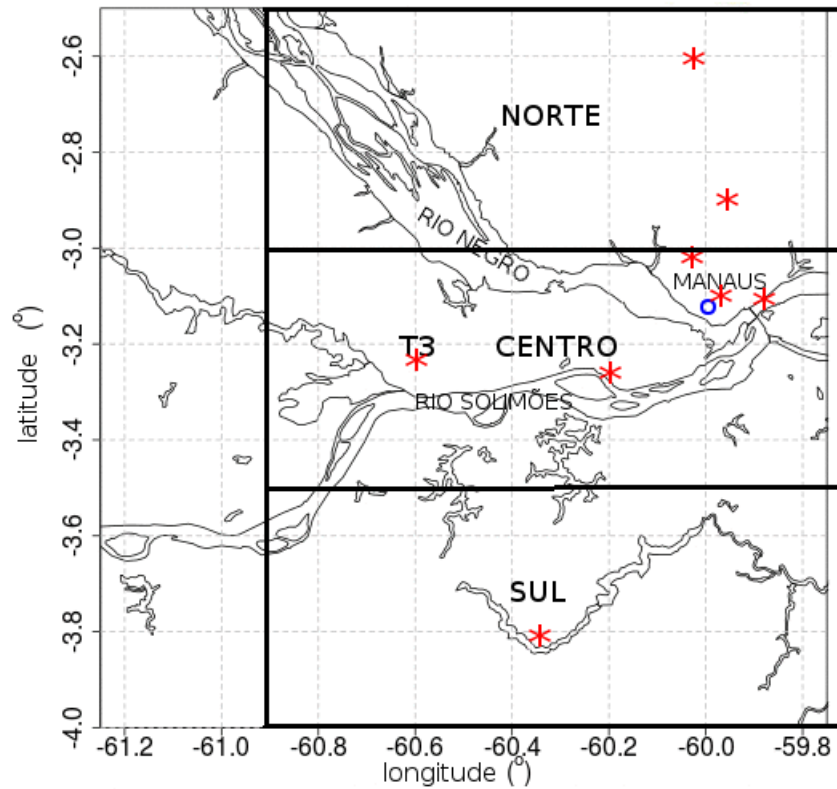


Figura 2.1: Região de estudo. Os ícones em vermelho representam as antenas LINET, o ícone em azul a a posição do radar banda-S do SIPAM e os três retângulos em preto representam a área de cobertura da rede LINET dividida em 3 regiões exploradas separadamente no capítulo 3. A área de cobertura da LINET está totalmente dentro da área de cobertura do radar Banda S do SIPAM.

(tabela 2.2), que interage com os hidrometeoros presentes na nuvem e mede a energia retroespalhada pelo alvo interceptado.

2.1.1 Equação do radar e o fator refletividade do radar

De acordo com Battan (1973), a equação do radar (eq. 2.1) descreve a potência recebida pelo radar em função do ganho da antena G , do comprimento de onda λ , da distância do alvo r , da potência transmitida P_t e da secção transversal de retroespalhamento do alvo σ_i .

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_i}{(4\pi)^3 r^4} \quad (2.1)$$

É possível observar que a potência recebida é proporcional à energia retroespalhada pelo alvo normalizada pela distância. Uma vez que o retroespalhamento de gotas de

Tabela 2.2 - Frequência de operação dos radares meteorológicos utilizados no estudo.

Radar	Frequência (GHz)	Comprimento de onda (cm)	$ K ^2$ p/ a 20°C	$ K ^2$ p/ gelo
Banda S (SIPAM)	2,8	10	0,928	0,197
MRR (USP)	24	1,25	0,9193	0,197

chuva depende do comprimento da onda incidente, para relacionar a potência recebida com o volume de água faz-se necessário estar dentro do espalhamento Rayleigh, ou seja, $\lambda \gg D$. Portanto neste regime temos que a secção transversal de retroespalhamento pode ser expressa como:

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D_i^6 \quad (2.2)$$

Onde $|K|^2$ é a constante dielétrica do hidrometeoro e D é o diâmetro da gota. Logo, assumindo que o radar ilumina um volume com diversas partículas, a equação 2.1 pode ser representada como:

$$\overline{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^n \sigma_i \quad (2.3)$$

Considerado que o volume amostrado pelo radar é definido pelos ângulos de abertura horizontal e vertical do feixe (θ e ϕ), e a largura do pulso h além de perdas no lóbulo secundário, a equação do radar 2.3, para o regime de espalhamento Rayleigh se torna:

$$\overline{P}_r = \left(\frac{\pi^3 P_T G^2 \theta \phi h}{16 \times 64 \lambda^2 \ln 2} \right) \frac{|K|^2}{r^2} \sum_{vol} D_I^6 \quad (2.4)$$

Dentro do regime de espalhamento Rayleigh o termo $\sum_{vol} D_I^6$ da equação 2.4 é comumente designado "fator de refletividade do radar" (Z) e tem unidades de $mm^6 m^{-3}$. A constante dielétrica $|K|^2$ depende do estado físico da água e do comprimento de onda incidente. Para o comprimento de onda de 3.1 cm, o parâmetro $|K|^2$ da água é de aproximadamente 0,93 enquanto para o gelo é 0,197 (tab 2.2).

Por outro lado, temos que Z pode ser expresso por uma distribuição do tamanho de gotas $N(D)$:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (2.5)$$

A equação 2.4 pode ser escrita como:

$$\overline{P}_r = \frac{C|K|^2 Z}{r^2} \quad (2.6)$$

Onde C é uma constante relacionada com a configuração e características do radar. Caso o regime do espalhamento Rayleigh não é obedecido, a equação 2.6 é definida como:

$$\overline{P}_r = \frac{C|K|^2 Z_e}{r^2} \quad (2.7)$$

Onde Z_e é o "fator efetivo de refletividade do radar".

Por fim, as medidas de radar são discutidas pelo fator refletividade do radar em dBZ que é dado por:

$$Z[dBZ] = 10 \log(Z[mm^6 m^{-3}]) \quad (2.8)$$

2.1.2 Radar meteorológico de Manaus-AM

O Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) possui um radar meteorológico Doppler banda S instalado no aeroporto de Ponta Pelada, Manaus-AM. O equipamento foi fabricado pela empresa EEC, modelo DWSR8500S, e utiliza o software da GAMIC para visualizar e tratar os dados (Malkomes et al., 2002). O radar está localizado a 102 m acima do nível do mar nas coordenadas 3.149° S, 60° O. O radar tem um feixe de 2° de abertura e está configurado para fazer varreduras volumétricas a cada 12 minutos (gastando 9 minutos em cada volume completo) conforme as elevações apresentadas na tabela 2.3 e ilustrado pela figura 2.2.

Tabela 2.3 - Inclinações do radar banda-S do SIPAM.

Inclinação (°)	0.9	1.5	2	3	4	5	6	7	8	9	10.5	12	13.5	15	16.5	18	19
#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17

A largura do pulso foi configurada para 500 m com um alcance máximo de 240 km, sendo que para manter a taxa de amostragem alta o radar fazia 296 amostragens azimutais, logo a resolução azimutal era de 360°/296°. As varreduras volumétricas eram realizadas para 17 elevações distintas em PPIs (Indicador de posição de plano).

Para este trabalho, em vez de usar PPIs, optou-se por usar planos de precipitação a alturas constantes (CAPPI). Neste produto é calculada a participação de cada volume iluminado dentro de um grid 3D definido a priori conforme a metodologia proposta por Anagnostou et al. (1998). Neste estudo, cada grid 3D tem uma dimensão de $2 \times 2 \text{ km}$ horizontal e 1 km de altura.

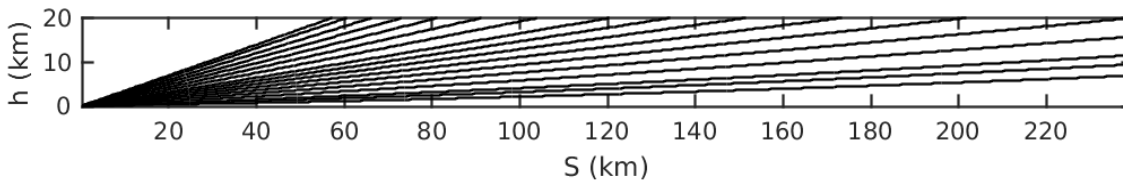


Figura 2.2: Altura dos feixes do radar banda-S do SIPAM.

Neste trabalho, o CAPPI foi centrado no ponto onde se localiza no radar e tem dimensões de $150 \times 150 \times 19$ pontos que chamamos de 3D-box-pixels, o que representa uma cobertura de $300 \text{ km} \times 300 \text{ km} \times 19 \text{ km}$. O método 3D-box transforma o volume amostrado para coordenadas cartesianas e o valor de refletividade é calculado a partir de uma média ponderada que leva em conta a fração do volume iluminado em cada grid (Anagnostou et al., 1998).

Além disso, foi calculado o produto composto pelas refletividades máximas da coluna vertical observada do 3D CAPPI definido como MAXCAPPI.

2.1.3 Micro Radar de Chuva (MRR)

O MRR, produzido pela empresa alemã METEK Meteorologische Messtechnik GmbH, é um mini radar Doppler de onda contínua, e frequência modulada. O MRR usa a frequência de 24 GHz ($\lambda = 1,25 \text{ cm}$) e potência transmitida de 50 mW. Diferentemente dos radares convencionais que são pulsados, a precipitação é medida através da velocidade doppler discretizada em 64 canais (METEK, 2009). O MRR foi configurado para fazer o perfil vertical da precipitação em função do tempo entre 200 e 6200m com resolução vertical de 200 m e resolução temporal de 10 s. METEK (2009)

O radar, que pertence à USP, foi instalado no sítio T3 na cidade de Manacapuru – AM nas coordenadas de 3.21S, 60.6 O. O instrumento, além do perfil vertical do fator refletividade, fornece também estimativas da velocidade vertical das gotas, taxa de precipitação

e o espectro de tamanhos das partículas. Devido a alta resolução espacial, esse radar é capaz de detectar o fenômeno da banda brilhante que ocorre na região de derretimento do gelo na isoterma de 0° C. Apesar das vantagens, a atenuação específica da chuva é alta em 24 GHz o que é perceptível em diversos eventos de chuva. Portanto, o uso da estrutura vertical pode ficar comprometida.

2.2 LINET

Os dados de raios utilizados neste estudo são da LINET (Lightning Detection Network) que é uma rede de antenas de rádio que detectam a onda eletromagnética emitida por descargas elétricas na atmosfera (Betz et al., 2007). A LINET utiliza antenas que detectam o campo magnético emitido pelos raios dentro das frequências VLF/LF (Very Low Frequency/Low Frequency) de 3 a 300kHz respectivamente.



Figura 2.3: Antena LINET. Foto: Vinicius Rogério

O sistema LINET se baseia em dois módulos: antenas ortogonais que capturam a radiação eletromagnética emitida pela descarga atmosférica em função do tempo que são

sincronizadas por um GPS de alta precisão (fig. 2.3), e um servidor central. O servidor central recebe as formas de onda e localiza os raios.

No experimento de campo deste trabalho as antenas foram instaladas conforme mostra a figura 2.1 em um período de operação de 29/09/2014 a 07/10/2014.

2.2.1 TOA - Time of Arrival

A LINET localiza dos raios através do método TOA, proposto inicialmente por Proctor (1971) e consiste em calcular a diferença do tempo de chegada das formas de onda do campo elétrico ou magnético.

Supondo que um raio caia em um ponto S da superfície da terra dentro da cobertura de uma rede de antenas receptoras no VLF/LF, o sinal eletromagnético chegará em duas antenas receptoras (A_1 e A_2) nos tempos T_1 e T_2 respectivamente. Considerando uma velocidade constante, a distância do raio para cada antena pode ser calculado. Se a posição das duas antenas forem consideradas no plano cartesiano os pontos $(-ae, 0)$ e $(+ae, 0)$ as prováveis posições do raio vão descrever uma hipérbole com a seguinte equação:

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (2.9)$$

Onde $b^2 = a^2(e^2 - 1)$ e e é a excentricidade. A distância $2ae$ é a mesma distância entre as antenas e $2a$ é a diferença de tempo de chegada da onda nos receptores. Como $SA_1 - SA_2 = \pm 2a$, e pode ser calculado e por fim a equação da hipérbole (h_1) referente às antenas A_1 e A_2 é conhecida.

Da mesma maneira é possível encontrar outras hipérbolas (h_2, h_3, \dots, h_n) aplicando a mesma metodologia porém em pares diferentes de antenas receptoras e a intersecção das n hipérbolas é a posição do raio S (fig. 2.4).

A distinção do tipo de raio (IC e CG) é feita baseada no tempo de chegada do sinal emitido pela descarga. No caso de uma descarga IC, a emissão de VLF/LF provém de regiões de dentro da nuvem e por isso, o sinal eletromagnético demora um tempo maior para chegar nas antenas, já descargas CG emitem radiação VLF/LF de regiões próximas ao solo e para uma mesma posição em 2D esse sinal atinge as antenas mais rápido do que no caso das emissões IC (Betz et al., 2009).

Apesar dessa diferença ser muito pequena, a distinção do tipo de raio é eficiente quando a geometria da rede é obedecida, e o raio deve ocorrer em uma distância menor do que

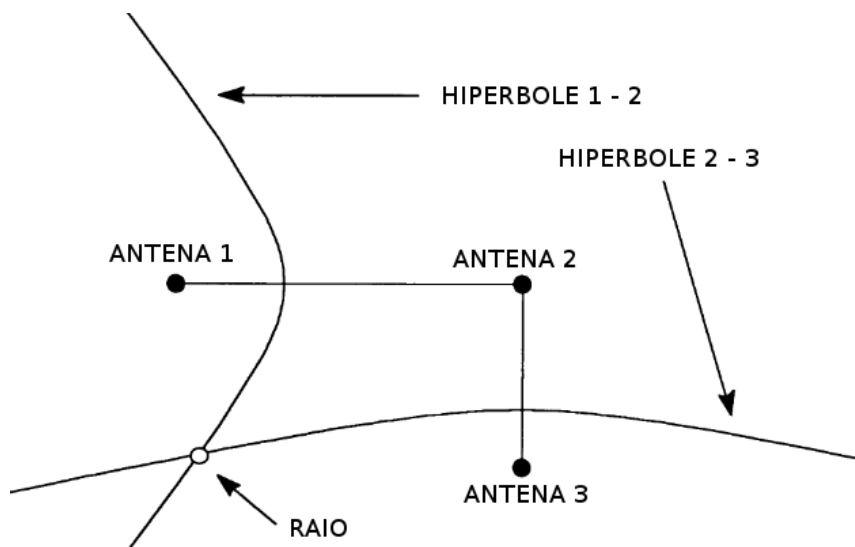


Figura 2.4: Hipérboles geradas no método TOA com 3 antenas. Adaptada de Holle e López (1993).

125km do sensor mais próximo, além de que a precisão de localização do sensor deve ser melhor do que a diferença entre duas distâncias relevantes percorridas pelo sinal.

Além de posicionar o raio em três dimensões e no tempo, a rede LINET também estima o pico da corrente elétrica gerada pela descarga elétrica.

Apesar de caracterizar os raios (posição, tempo, tipo e corrente), ainda não é claro qual ou quais processos de propagação do raio é detectado pela rede. Portanto, para entender isso, o Apêndice A faz uma análise comparativa com os dados da LMA e conclui que a LINET mede fontes de radiação de raios ICs e CGs.

De acordo com Betz et al. (2009) a LINET tem uma acurácia horizontal de 150 metros. Cada fonte de radiação VLF/LF detectada pela rede LINET possui um erro em x , y e z . Neste estudo foram utilizadas somente as fontes que apresentaram erro resultante menor do que 2 quilômetros conforme a equação 2.10:

$$\sqrt{e_x^2 + e_y^2 + e_z^2} < 2km \quad (2.10)$$

Onde e_x , e_y e e_z são os erros em x , y e z respectivamente.

2.3 STARNET

A rede de detecção de raios STARNET (Sferics Timing and Ranging Network), coordenada pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto Meteorológico de Tempestades (STORM-T/IAG/USP), mede ruídos de rádio emitidos por descargas atmosféricas na frequência VLF (Very Low Frequency) (Lee, 1986; Morales, 2001). Esses ruídos chamados de *sferics* se propagam por milhares de quilômetros dentro do guia de onda formado pela superfície da Terra e a ionosfera.

A STARNET utiliza a técnica ATD (Arrival Time Difference) (Lee, 1986) para localizar os raios e requer pelo menos 4 antenas receptoras. De maneira similar à técnica TOA, as ATDs definem posições no globo que possuem a mesma diferença de tempo entre duas antenas. Supondo que um raio ocorra no tempo T_0 e chegue nas antenas A_1 e A_2 nos tempos T_1 e T_2 . A ATD pode ser expressa como:

$$ATD = T_2 - T_1 = \frac{D_2 - D_1}{v} \quad (2.11)$$

Onde v é a velocidade de propagação da onda eletromagnética e D_1 e D_2 é a distância do raio até as antenas 1 e 2 respectivamente. A expressão 2.11 representa as possíveis localidades do raio definidas dentro em uma hipérbole. Aplicando os mesmos procedimentos para outros pares de receptores são encontradas novas hipérbolas e a interseção dessas curvas estabelece a posição da descarga (Morales, 2001).

Segundo Morales et al. (2014) a acurácia de localização da rede atualmente é de 2-5 km e a eficiência de detecção varia entre 50-70%.

2.4 Sensores de campo elétrico

Para caracterizar os centros de carga elétrica dentro das tempestades foram utilizados sensores de campo elétrico (field mill) que medem o campo eletrostático que é gerado por cargas na atmosfera. As primeiras aplicações desse dispositivo na área de meteorologia foram desenvolvidas por Wilson (1908) que mediu o gradiente do potencial elétrico da atmosfera.

Neste trabalho foram utilizados seis sensores de campo elétrico, sendo quatro deles do modelo CS110 da Campbell Scientific e dois do modelo EFM-100 da Boltek. Os sensores da Campbell são do tipo obturador alternado com uma taxa de amostragem de 1Hz enquanto

os Boltek são do tipo pás rotativas e fazem medições numa frequência de 20 Hz. Em ambos os modelos foi calculada uma média a cada 1 minuto de medição. Durante o trabalho os sensores de campo elétrico da Campbell serão mencionados como C1, C2, C3, C4 e os sensores da Boltek B1 e B2 e estavam dispostos espacialmente como na figura 2.5.

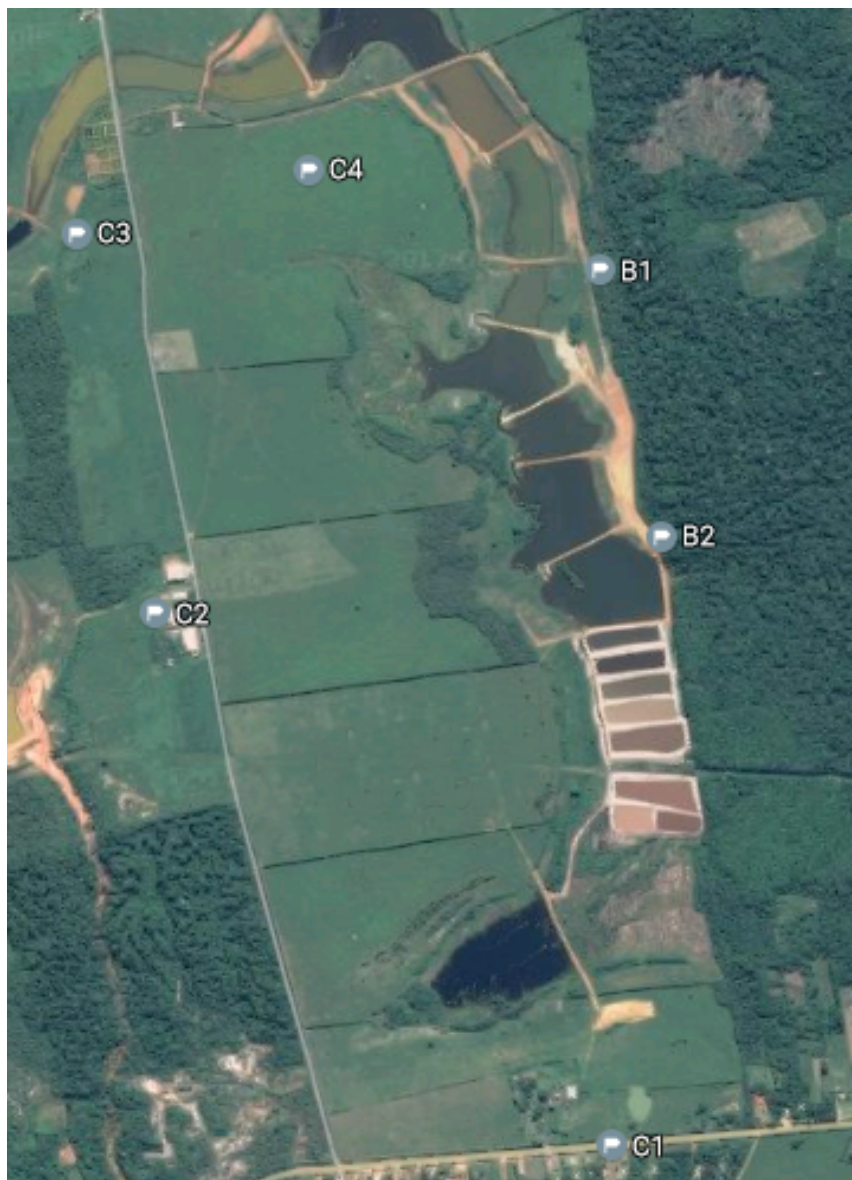


Figura 2.5: Posição dos sensores de campo elétrico ao redor do sítio T3.

O field mill do tipo pás rotativas é composto principalmente de dois pares de eletrodos (A e B), que é um material condutor, e um par de pás chamado rotor que através de um motor expõe os pares de eletrodos alternadamente, (figura 2.6).

Quando o par de eletrodos é exposto a um campo elétrico, uma quantidade de carga

é induzida proporcionalmente a esse campo nas pás. Dois sinais semelhantes a senoides, referentes aos eletrodos A e B, são gerados com uma diferença de fase de 90° entre eles. Esses sinais são combinados por um comutador analógico o que resulta em uma única onda. Uma segunda onda quadrada de referência é usada para determinar a polaridade do sinal e gerar uma onda retificada que passa por um filtro de alguns Hertz e o sinal de saída é uma corrente contínua que é proporcional ao campo elétrico incidente. Logo, o campo elétrico (E) estimado pelo sensor é calculado por:

$$E = GV_t \quad (2.12)$$

Onde G é um fator de calibração do circuito e V_t é a voltagem retificada.

Diferentemente do tradicional field mill de pás rotativas, o sensor de campo elétrico de obturador alternado expõe o eletrodo abrindo e fechando o obturador em movimentos de 45° .

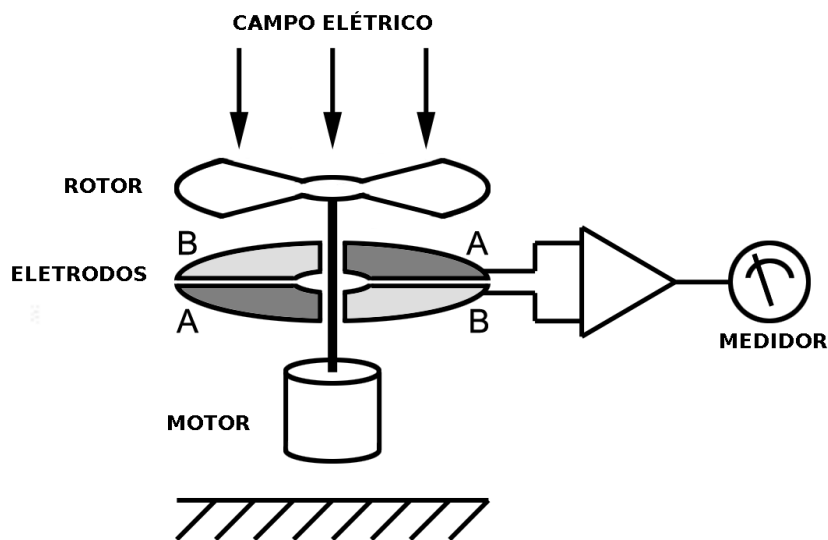


Figura 2.6: Esquema dos componentes mecânicos de um sensor de campo elétrico do tipo pás rotativas (EFM-100). Adaptada de a-tech.net

2.4.1 Lei de Coulomb

Para estimar a carga elétrica dentro de uma tempestade, podemos utilizar a Lei de Coulomb, derivada experimentalmente em 1795 e é dada por:

$$\vec{F}_{21} = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{q_1 q_2}{r^2} \hat{a}_{r_{21}} \quad (2.13)$$

Onde q_1 e q_2 são cargas pontuais separadas por uma distância r , $\frac{1}{4\pi\epsilon}$ é uma constante de proporcionalidade sendo ϵ a constante dielétrica ou permissividade elétrica do ar, \vec{F}_{21} é a força elétrica que q_2 exerce em q_1 $\hat{a}_{r_{21}}$ o vetor de direção entre as cargas q_1 e q_2 . A força elétrica é uma força de atração ou repulsão que age entre duas cargas elétricas quando colocadas uma próxima a outra. Dividindo ambos os lados da equação 2.13 por q_1 temos:

$$\frac{\vec{F}_{21}}{q_1} = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{q}{r^2} \hat{a}_r \quad (2.14)$$

A razão do lado esquerdo da igualdade é uma grandeza física chamada de campo elétrico, portanto, o campo elétrico em um ponto qualquer do espaço gerado por uma carga q é dado por:

$$\vec{E} = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{q}{r^2} \hat{a}_r \quad (2.15)$$

De acordo com a equação 2.15, o campo elétrico é proporcional à carga, logo se for positivo, indica uma carga positiva e se for negativo o inverso. No entanto, se uma carga está acima de um plano condutor (figura 2.7), a formulação do campo elétrico é diferente, pois sobre um condutor as cargas se movem livremente em resposta à ação de um campo elétrico. Portanto se um plano condutor está sob efeito de uma carga elétrica acima dele, o cálculo do campo elétrico deve considerar uma superposição de campos elétricos gerados pela carga real, e por uma carga de mesma intensidade, porém de polaridade oposta e posicionada abaixo do plano de maneira que as duas cargas sejam espelhadas em relação ao plano condutor (figura 2.7).

Nesse caso, no plano condutor, as componentes horizontais do campo elétrico se anulam devido à simetria e a componente vertical pode ser expressada por:

$$E_z = \frac{1}{4\pi\epsilon} \left[\frac{q(-z)}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} + \frac{(-q)z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \right] \quad (2.16)$$

E por fim:

$$E_z = \frac{-1}{2\pi\epsilon} \frac{qz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.17)$$

Onde x , y e z são as componentes da posição da carga elétrica em relação ao ponto que se está observando o campo elétrico. Nesse exemplo, o ponto considerado é a origem. Essa solução da Lei de Coulomb pode ser utilizada para medidas de campo elétrico observadas

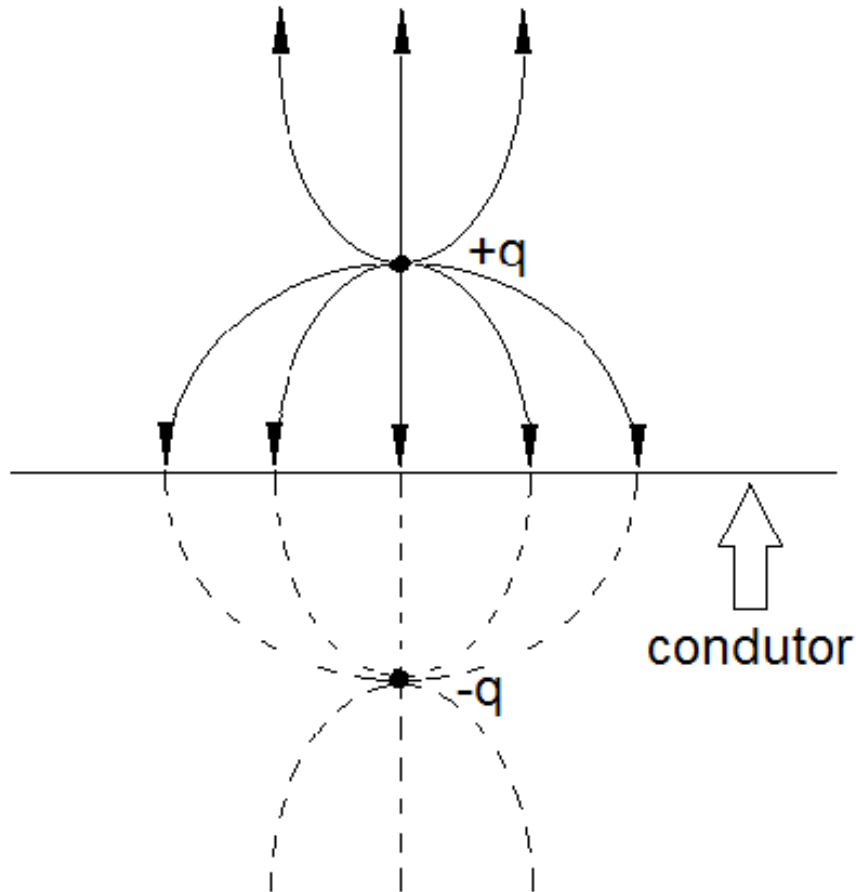


Figura 2.7: Linhas de campo elétrico geradas por uma carga positiva acima de um plano condutor. Adaptada de MacGorman e Rust (1998)

na superfície da terra em resposta às cargas elétricas nas tempestades, pois a Terra é um condutor.

O campo elétrico apresentado na equação 2.17 é em função de uma única carga no espaço. No entanto, para uma distribuição com n cargas o campo elétrico resultante é simplesmente o somatório da contribuição de cada carga individualmente:

$$E_{res} = \frac{-1}{2\pi\epsilon} \sum_n \frac{q_n z_n}{(x_n^2 + y_n^2 + z_n^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.18)$$

Sendo x_n , y_n e z_n as componentes da distância entre a carga q_n e o ponto que se deseja saber o campo elétrico.

A figura 2.8 mostra o quão sensível é o campo elétrico com relação a distância de cargas pontuais em diferentes configurações de centros de carga. Note que a medida que se aumenta o número de centros de carga na tempestade, monopolo, dipolos, e tripolos, o campo elétrico resultante diminui devido à superposição dos campos elétricos positivos

e negativos correspondentes a cada centro. Apesar da diferença nos máximos, observa-se um decréscimo acentuado dos valores de campo elétrico em função da distância e nas configurações de dipolo e tripolo o campo elétrico resultante é praticamente nulo a partir de 8 km de distância horizontal das cargas. É possível observar também que para estruturas multipolares há um reverso de polaridade após uma certa distância.

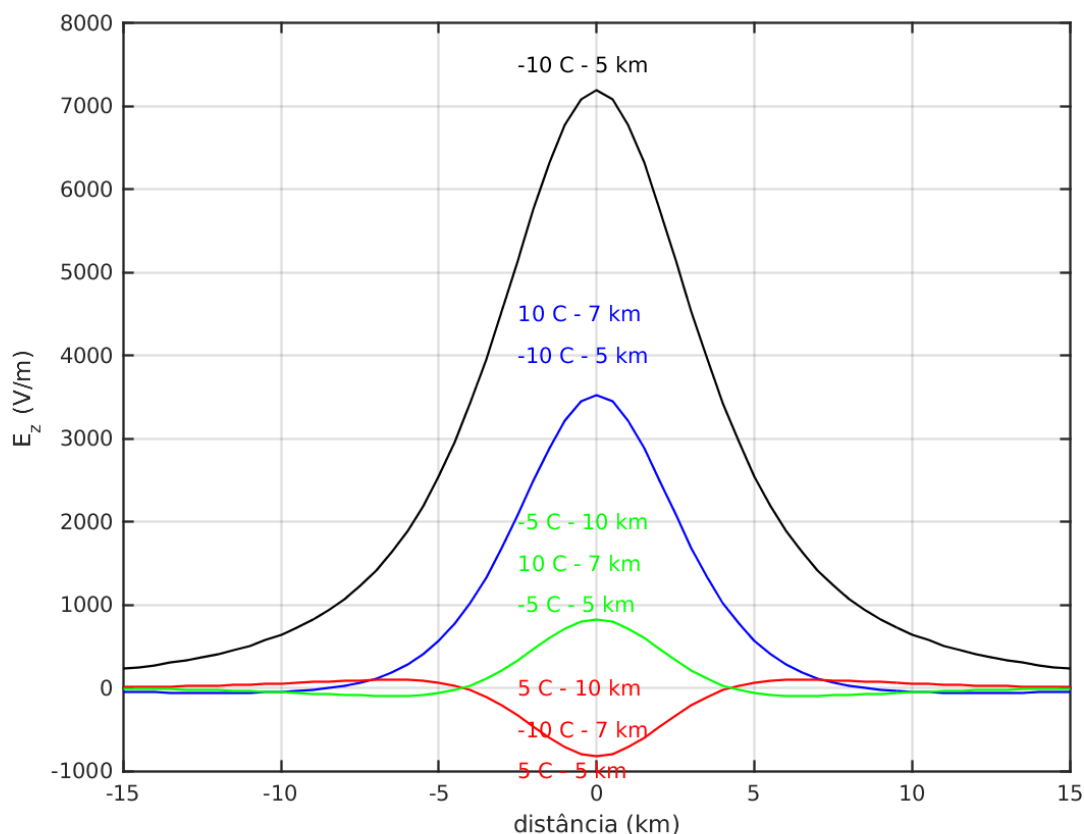


Figura 2.8: Variação do campo elétrico em superfície em função da distância horizontal para uma configuração de monopolo, dipolo e tripolos.

2.4.2 Calibração dos sensores Boltek EFM-100

Segundo a ficha de especificações dos sensores de campo elétrico da Boltek, esses instrumentos foram desenvolvidos para emitir alertas e não são calibrados de fábrica, portanto não garantem o valor de campo elétrico em V/m, mas apenas as variações. Nesse sentido foi necessária fazer uma comparação entre as medições dos field mills da Boltek e os sensores de campo elétrico da Campbell, que são calibrados na fabricação e garantem o valor medido em V/m.

Para fazer a calibração, foram instalados 2 field mill Boltek (B1 e B2) no terraço do IAG/USP juntamente com um field mill Campbell, sendo o sensor B1 apontando para baixo e o B2 para cima. A figura 2.9 apresenta o diagrama de dispersão das medições feitas entre o sensor B2 e o Campbell para todo o período de 08/09/2015 a 30/11/2015.

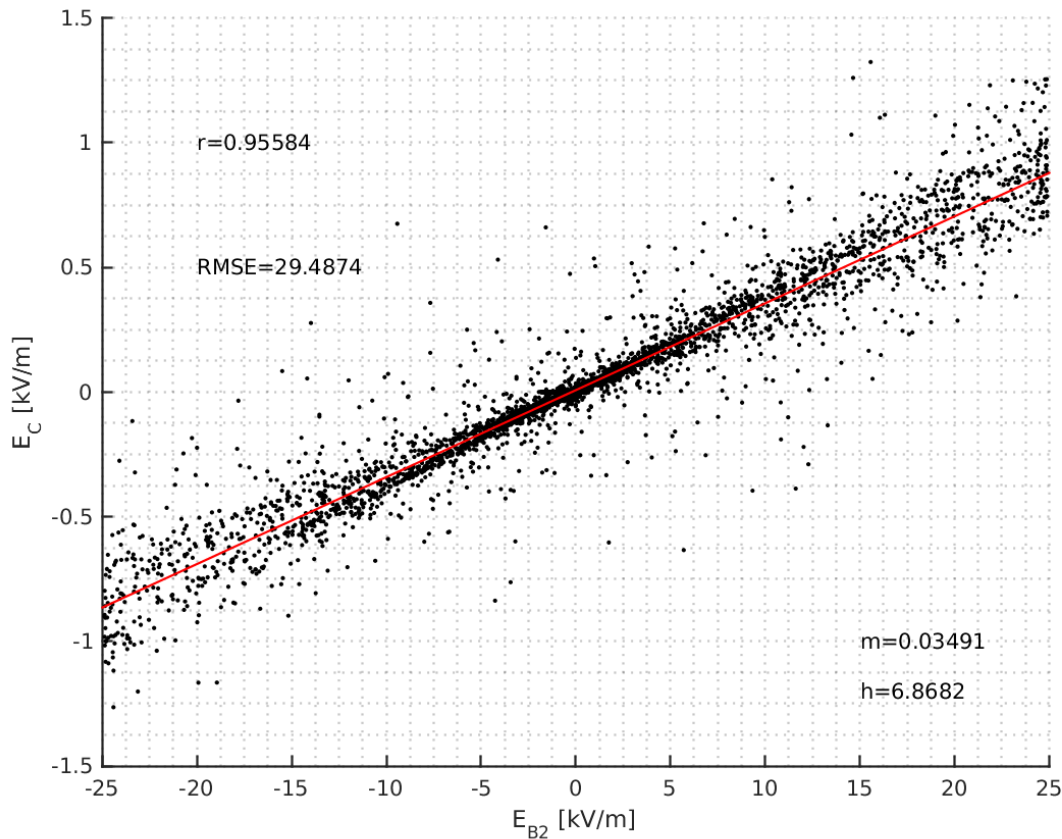


Figura 2.9: Diagrama de dispersão entre as medidas do B2 e Campbell feitas durante 2 meses com média a cada minuto.

Para eliminar ruído, foram calculadas médias temporais de 1 minuto. É possível observar que o comportamento do diagrama de dispersão apresentado pela figura 2.9 é linear com os coeficientes angular e linear encontrados para a reta ajustada de 0,03491 e 6,8682 respectivamente e o coeficiente de correlação (r) e a raiz quadrada do erro quadrático médio ($RMSE$) encontrados foram 0.95584 e 29.4874 V/m respectivamente. O coeficiente angular é a tangente do ângulo de inclinação da reta ajustada e é uma constante de proporcionalidade entre as observações do B2 e do Campbell. Já o coeficiente linear é um valor que deve ser somado ao campo elétrico a ser calibrado (equação 2.20), ou seja, o "offset".

Já o sensor B1 foi instalado invertido, ou seja, apontado para o chão a uma altura de

aproximadamente um metro. Devido a isso foi necessário encontrar os coeficientes que corrigissem as medições de modo que o sensor B1 estivessem de acordo com o B2. Novamente, o comportamento se mostrou linear como é apresentado pela figura 2.10. Os coeficientes linear e angular encontrados foram 2,7335 e 64,1937 com $r = 0.9682$ e $RMSE = 174.97V/m$.

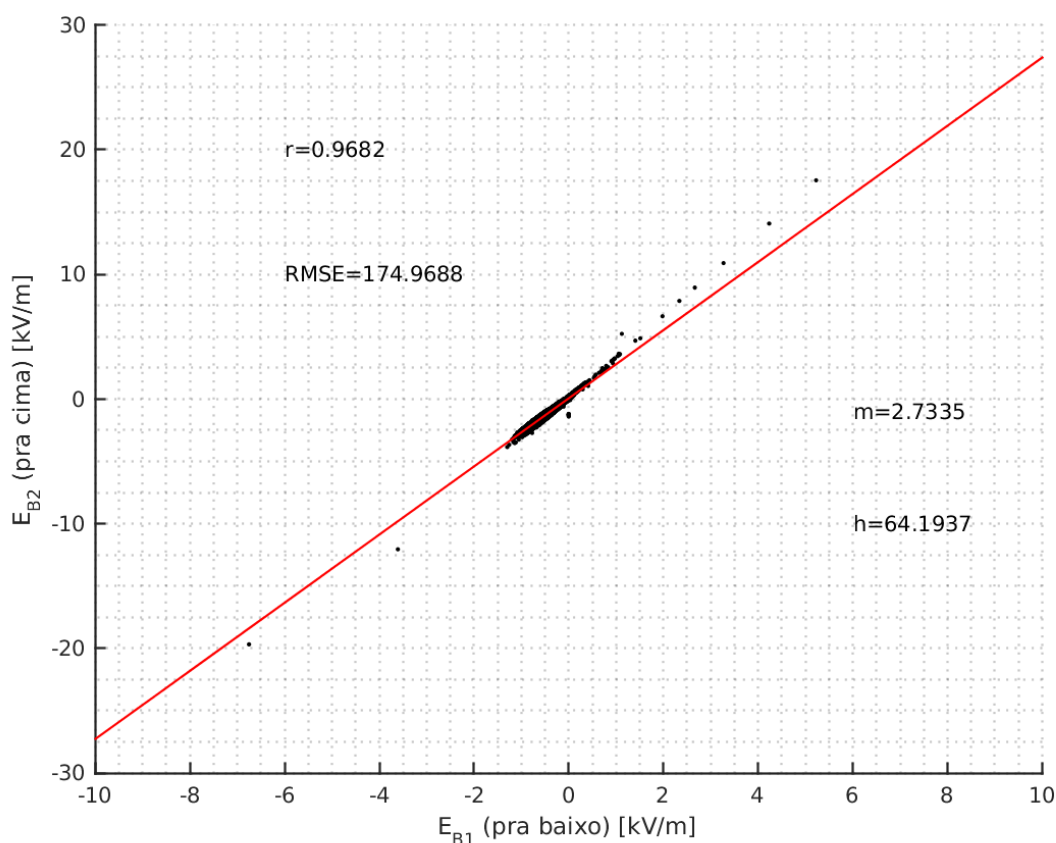


Figura 2.10: Diagrama de dispersão entre medidas do B1 (olhando pra baixo) e B2 (olhando pra cima) feitas durante 15 dias com média a cada minuto.

No experimento na região amazônica, o qual este estudo é baseado, ambos os sensores da Boltek estavam na configuração convencional, apontados para cima. A partir da curva de calibração apresentada pela figura 2.10 foi possível encontrar coeficientes que calibrassem o B1 (olhando pra cima) com relação ao Campbell (figura 2.11).

Finalmente os coeficientes angular e linear que calibram o sensor B1 com o sensor Campbell são 0,041829 e 17,9978 respectivamente com $r = 0.9901$ e $RMSE = 17.9815V/m$. As equações 2.19 e 2.20 apresentam a aplicação das curvas de calibração encontradas nos dados medidos.

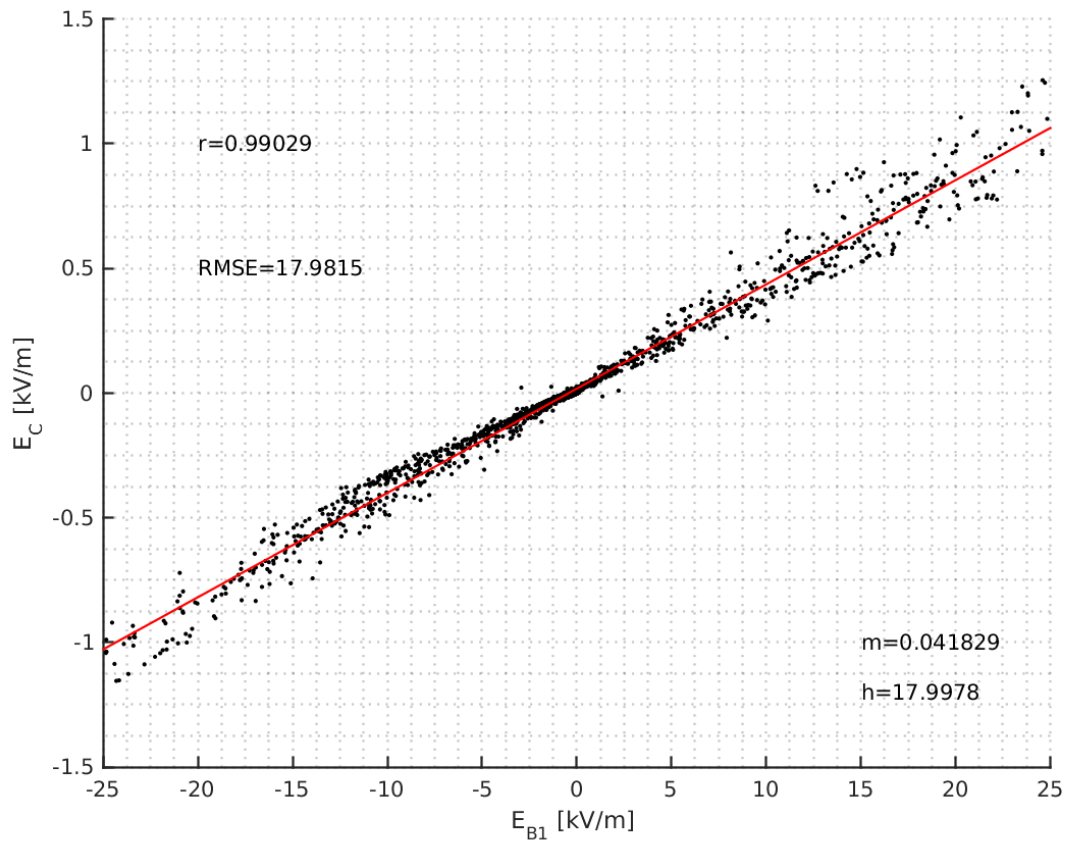


Figura 2.11: Diagrama de dispersão entre as medidas do B1 e Campbell feitas durante 15 dias com média a cada minuto.

$$E_{B1calibrado} = E_{B1} \cdot 0,041829 + 17,9978 \quad (2.19)$$

$$E_{B2calibrado} = E_{B2} \cdot 0,03491 + 6,8682 \quad (2.20)$$

Onde E_{B1} e E_{B2} são as medidas feitas pelos field mills 1 e 2 da Boltek respectivamente e $E_{B1calibrado}$ e $E_{B2calibrado}$ são os valores corrigidos de campo elétrico em V/m.

Descrição das tempestades elétricas durante o experimento de campo CHUVA/Go-Amazon

Esse capítulo tem por finalidade apresentar um panorama das tempestades elétricas observadas nos 40 dias do experimento CHUVA/Go-Amazon a partir de medidas de raios, campo elétrico e fator refletividade do radar.

3.1 Atividade elétrica

A atividade elétrica é caracterizada a partir das redes LINET e STARNET, durante o período de 29 de agosto a 7 de outubro de 2014. Na figura 3.1 é apresentada o número diário de fontes IC e CG detectados pela rede LINET separados por polaridade durante o experimento. Complementarmente na figura 3.2 é apresentada a frequência de raios CGs medida pela rede STARNET durante o mesmo período e mesma área. A tabela 3.1 sintetiza o que foi detectado pelas duas redes para a área de cobertura da rede LINET.

O primeiro fato a se observar é que a rede LINET localizou 3 vezes mais fontes CGs do que as ICs (tabela 3.1). Quanto a polaridade, as emissões ICs apresentaram em média maior frequência de fontes positivas enquanto que os CGs na grande maioria foram de polaridade negativa. Para esse período de 40 dias, a rede STARNET detectou na área de cobertura da LINET 63420 raios CG com média de 1585,5 CGs/dia, enquanto que a LINET detectou 102138 fontes, sendo 25330 fontes ICs (633,25 fontes/dia) e 76808 fontes CGs (1920,2 fontes/dia).

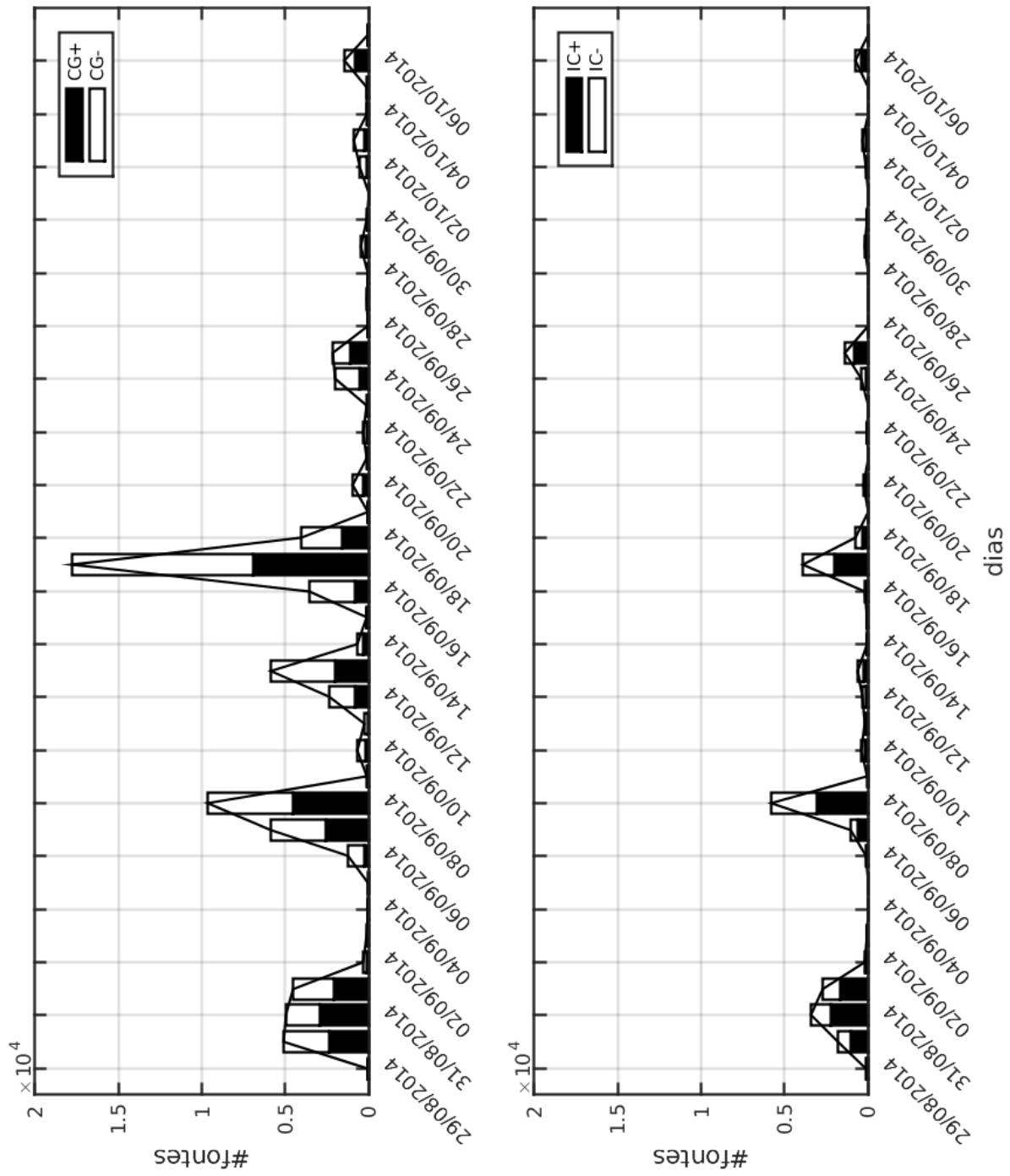


Figura 3.1: Frequência de fontes VLF/LF observadas durante todo o período do experimento.

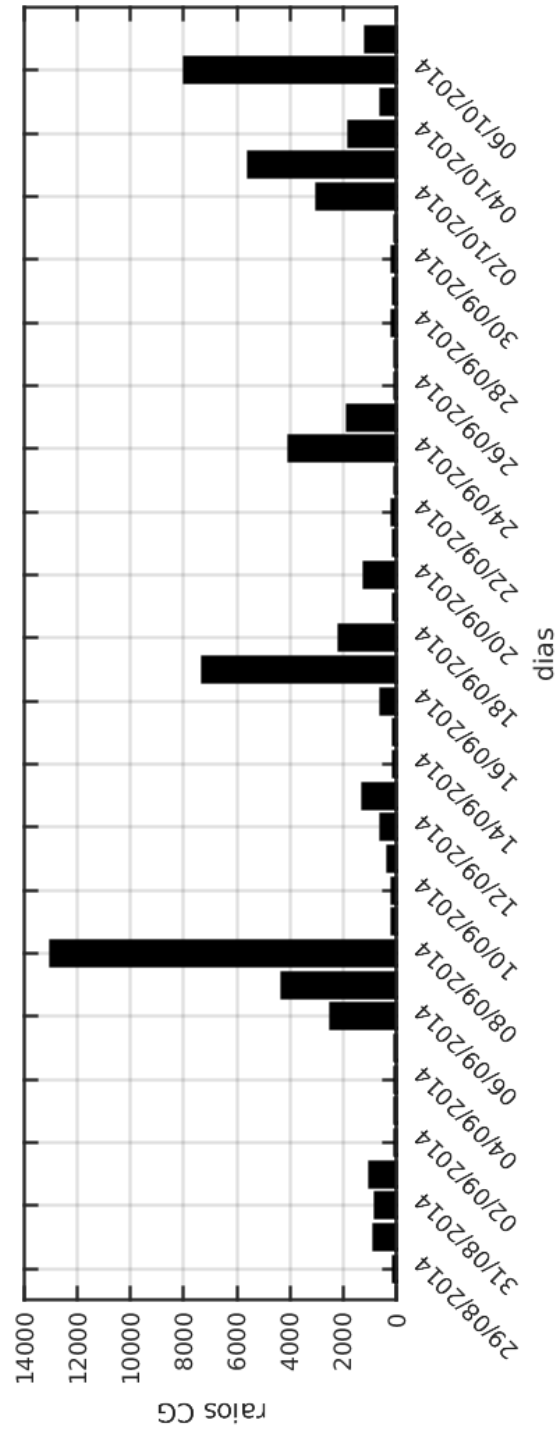


Figura 3.2: Número de raios CGs detectados pela STARNET dentro da área de cobertura da LINET.

Tabela 3.1 - Quantidade média de detecções durante o experimento.

<i>n</i> ^o médio de detecções/dia	
LINET	
IC	633,25
CG	1920,2
IC+	340
IC-	293,25
CG+	784,425
CG-	1135,8
CG/IC	3,0323
STARNET	
CG	1585,5

O dia que contabilizou o maior número de fontes VLF/LF segundo a rede LINET foi o dia 17 de setembro, chegando a quase 18000 fontes CGs e 4000 fontes ICs. Nesse dia ocorreram duas tempestades, uma no período da manhã e outra no período da tarde. O dia 8 de setembro detém o máximo de fontes observadas considerando uma única tempestade, sendo que ela ocorreu no período da tarde e foram observadas quase 10000 fontes CGs e 6000 fontes ICs. Para esse dia a rede STARNET detectou aproximadamente 13000 raios CGs, o máximo diário observado pela rede nesse período.

A distribuição espacial do número de fontes por km^2 durante todo o período de medições é mostrada na figura 3.3. É possível observar uma baixa frequência de raios sobre os principais rios da região. No entanto, os máximos de ocorrência são encontrados nas regiões de terra e ultrapassam 25 fontes por km^2 principalmente antes dos rios. Isso pode ser um indicativo de que circulações de brisa fluvial influenciem o desenvolvimento de sistemas de mesoescala nessa região. A figura 3.8 mostra o número de raios por km^2 detectados pela rede STARNET e confirma a preferência das tempestades elétricas por regiões de terra. Na região de estudo não é observada topografia acentuada e nem contraste de vegetação que puderam influenciar a distribuição espacial das tempestades durante o período de experimentos. A cobertura do solo na região de estudo é composta basicamente de floresta com exceção das áreas dos rios e reservatórios e da cidade de Manaus-AM. Além disso, o relevo é pouco acentuado variando apenas entre 0 a 200 metros de altitude.

Observando as regiões preferenciais de ocorrência dos raios CG e IC separadamente (figuras 3.4 e 3.7 e 3.8) é possível notar que os máximos de fontes ICs estiveram a leste dos

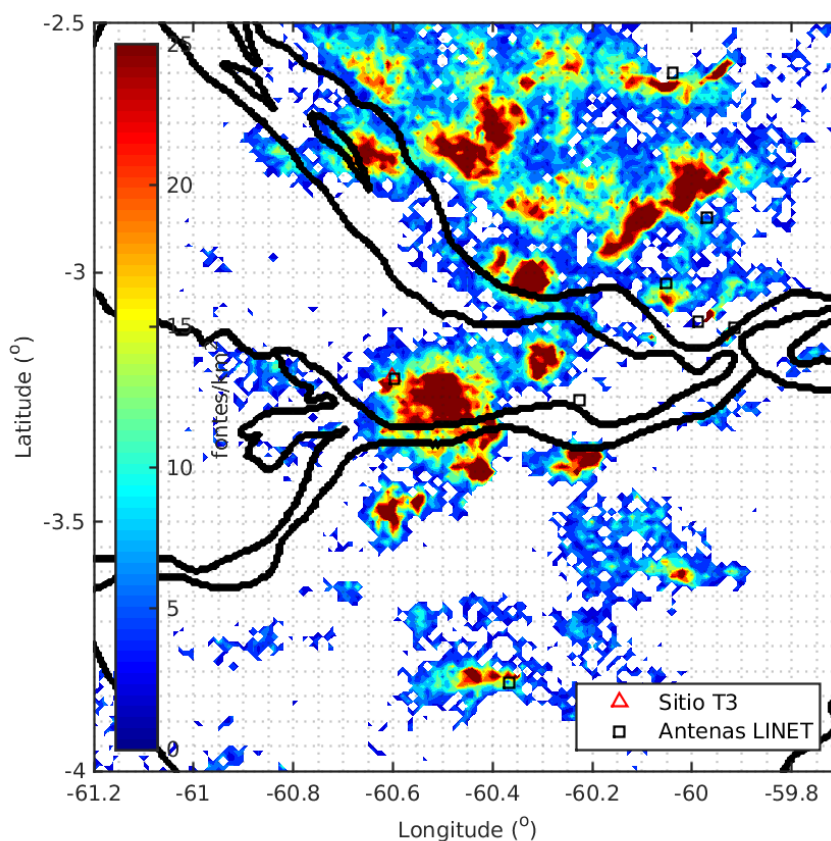


Figura 3.3: Distribuição espacial da densidade de fontes IC+CG detectadas pela rede LINET.

máximos de CGs. Levando em consideração que a propagação típica das tempestades é de leste, isso configura um comportamento onde os raios ICs precedem os raios CGs, conforme documentado por MacGorman et al. (2011), que observaram que raios ICs precedem a ocorrência de CGs em alguns minutos.

Os painéis da figura 3.6 mostram que a altura preferencial do máximo de ocorrência das fontes VLF/LF é em aproximadamente 10 km com exceção do dia 31 de agosto. A figura 3.7 complementa esse resultado revelando que esse comportamento de atividade elétrica em regiões mais altas da nuvem ocorreu a nordeste das margens do rio Negro com centro em $2,7^{\circ}$ S e $60,4^{\circ}$ O. Aproximadamente 40% das fontes ICs observadas nesse núcleo de atividade elétrica foram produzidas no dia 31 de agosto (fig. 3.6). Essa tempestade ocorreu no período da manhã e o campo de refletividade do CAPPI 2km tinha um formato alongado no sentido NE-SO. Esta tempestade elétrica se propagou para noroeste e apresentou uma frequência máxima de fontes ICs em 15 km de altura conforme mostram as figuras 3.6.

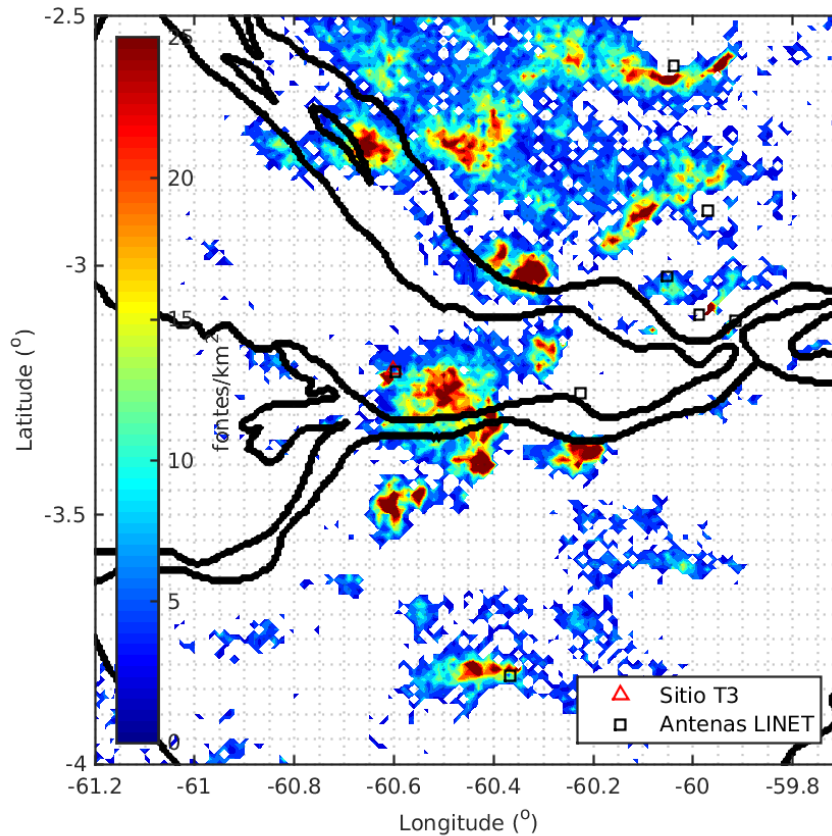


Figura 3.4: Distribuição espacial das fontes CG detectadas pela rede LINET.

Apesar deste estudo utilizar fontes VLF/LF com erro máximo de 2 quilômetros (a distribuição espacial dos erros em x , y e z das fontes ICs é apresentada no apêndice), é possível observar na figura 3.5 que as detecções da rede LINET se concentraram basicamente no topo da tempestade nesse caso específico. Segundo Betz et al. (2009) não é rara a ocorrência de detecções ICs da LINET acima do topo das tempestades e isso pode ser atribuído a problemas no algoritmo que discrimina o tipo de raio mas também pode ser devido a camadas carregadas eletricamente que se desenvolvem acima das nuvens e podem produzir raios em níveis mais elevados.

A duração da atividade elétrica dos sistemas durante o experimento foi bastante variável sendo que alguns eventos chegaram a atingir mais de 5 horas. Considerando ciclos de atividade elétrica que duraram pelo menos meia hora, a média de duração encontrada foi de 1h e 49 min com desvio padrão de 1h e 31 min, mostrando a grande variabilidade da duração da fase severa entre os sistemas convectivos que passaram sobre o sítio T3.

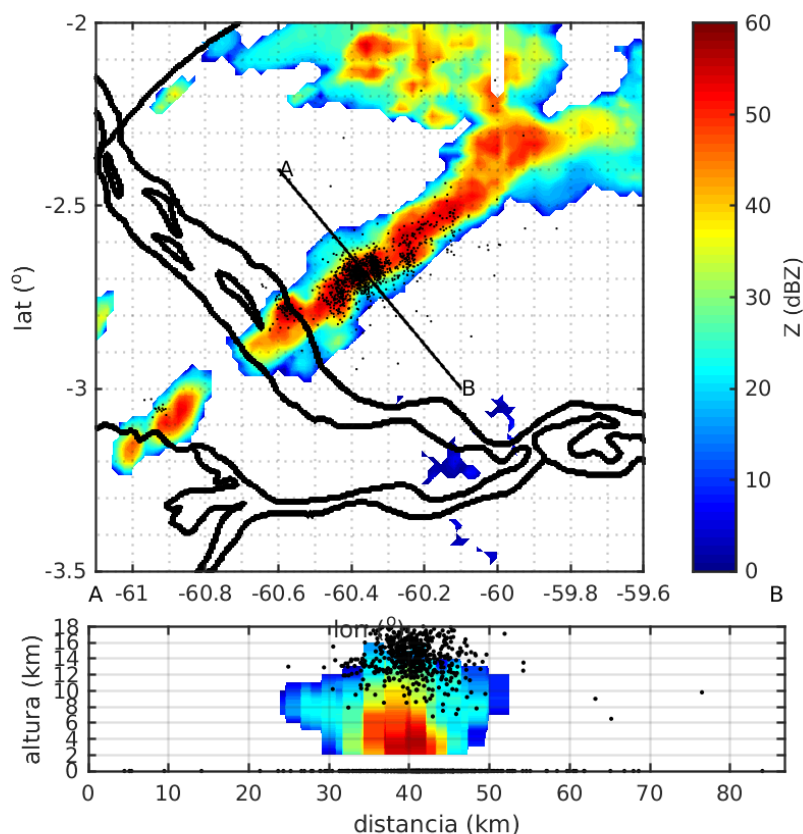


Figura 3.5: MAXCAPPI e fontes LINET (acima) e corte vertical (abaixo) do fator refletividade do radar para o dia 31/08/2014.

A direção típica de propagação das tempestades na região durante o experimento de campo foi predominantemente de leste, conforme ilustrado no diagrama de Hovmoller de densidade de fontes LINET da figura 3.9. O diagrama Hovmoller foi calculado a partir do acumulado de fontes da LINET por km^2 separados em 3 faixas de latitude conforme mostra a figura 2.1, para cada hora do dia.

A maioria das tempestades durante o experimento ocorreram durante a tarde, com máximo de atividade elétrica entre 12:00 e 18:00 HL. As tempestades ocorridas durante a manhã foram observadas nos dias 31/08, 18/09 e 17/09. Essa última tempestade teve duração de mais de 7 horas e se estendeu no período vespertino. Durante a madrugada foi observada uma ocorrência de tempestade no dia 10/09. As regiões central e sul foram as que apresentaram as maiores frequências de raio durante o experimento com valores superiores a 5 fontes km^2h^{-1} .

Devido à curta duração do experimento (40 dias) os hotspots apresentados no diagrama

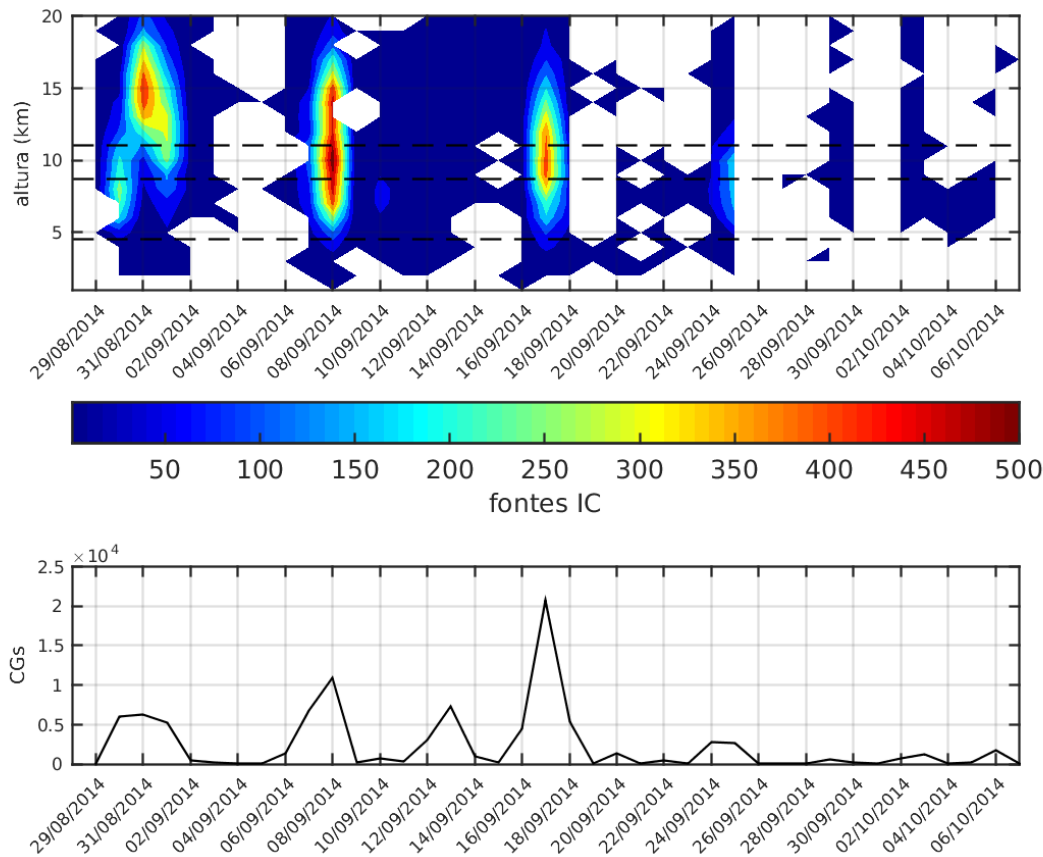


Figura 3.6: Evolução temporal da densidade de fontes IC ($\text{fontes km}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) medidas pela LINET durante o experimento (acima) e número de detecções CGs por dia (abaixo). As linhas tracejadas representam as isotermas de 0° , -20° e -40° C.

da figura 3.9 representam basicamente tempestades individuais. Como a região norte apresentou uma maior quantidade de hotspots (fig. 3.3), isso se refletiu também no diagrama hovmoller, mais especificamente na longitude de 60° O. A norte da cidade de Manaus-AM. Também foi observado uma tempestade intensa durante a manhã que apresentou máximo de atividade elétrica às 8:00 HL em aproximadamente 60.6° O.

Na região central, foram observados dois horários preferenciais de ocorrência de tempestades: entre 12:00 e 14:00 HL e entre 16:00 e 17:00 HL. A maioria das fontes foram observadas durante o segundo período, em especial devido à tempestade do dia 08/09.

Por outro lado, a região sul foi a que apresentou menor atividade elétrica durante todo o experimento, com eventos de tempestade de menores dimensões na parte da tarde entre 12:00 e 19:00 HL.

A inclinação do campo de densidade de fontes na figura 3.9 está relacionada com a

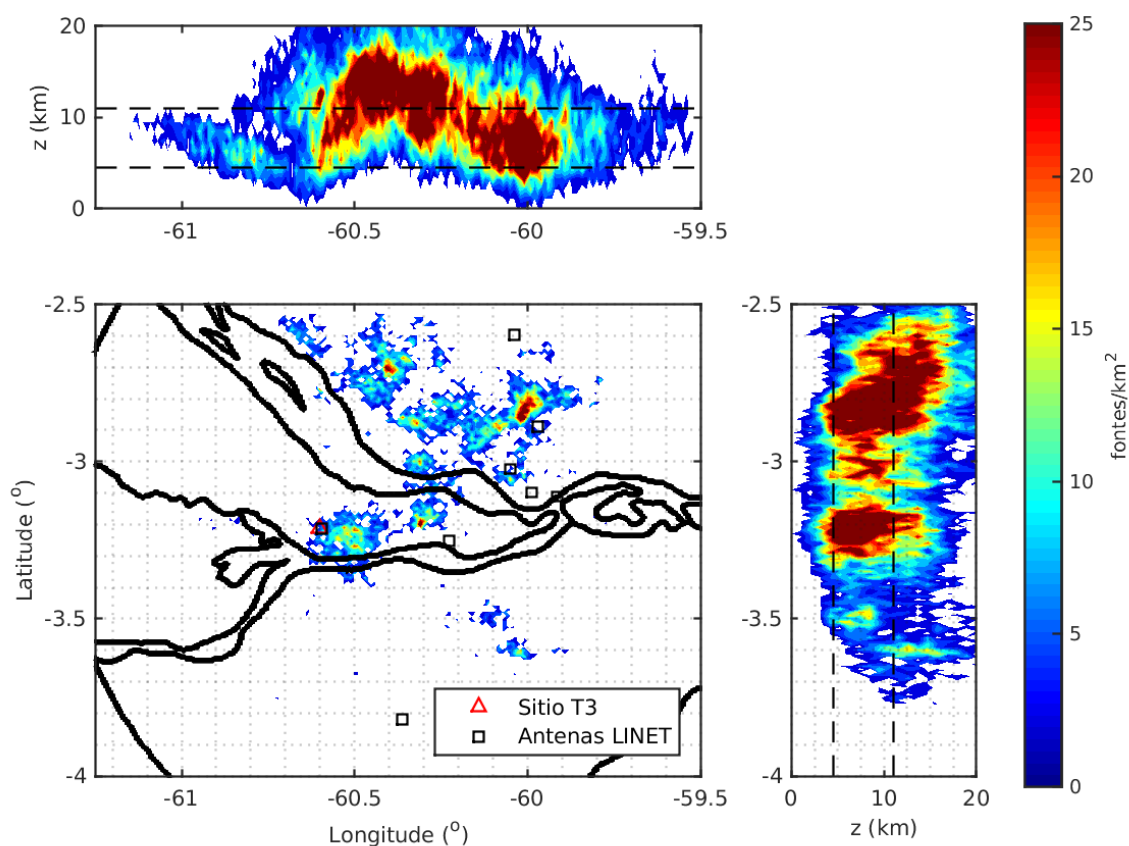


Figura 3.7: Distribuição vertical das fontes IC detectadas pela rede LINET. As linhas traçadas representam as isotermas de 0 e -40° C.

componente zonal da velocidade de propagação da atividade elétrica. A propagação média da atividade elétrica nas três regiões apresentou componente zonal média da velocidade de aproximadamente 20 km h^{-1} em direção a oeste.

3.2 Campo elétrico

3.2.1 Tempestades elétricas

Neste item, as tempestades elétricas são caracterizadas pelo campo elétrico (E) observado na superfície durante o experimento de campo. A figura 3.10 mostra a componente vertical do campo elétrico na superfície observado em 9 tempestades que passaram sobre o sítio T3. Nesta seção não foram considerados dias com falha nos dados ou dias em que a tempestade passou distante dos sensores em mais de 10 quilômetros.

A principal característica observada nestas nove tempestades é que existe um reverso

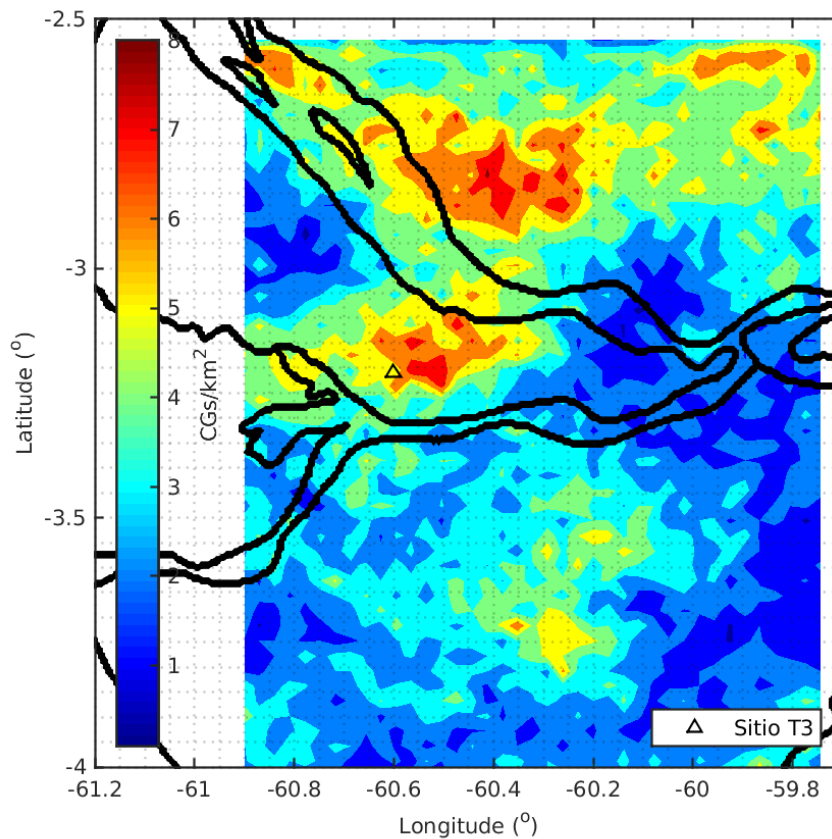


Figura 3.8: Distribuição espacial da densidade de raios CG detectados pela rede STARNET.

de polaridade, (exceto no evento do dia 24/09) e uma predominância de campo elétrico positivo. Além disso, em seis dos nove dias foi possível observar a típica oscilação de fim de tempestade conhecida como EOSO (End of Storm Oscillation) observada pela primeira vez por Moore e Vonnegut (1977). Essa oscilação ocorre geralmente da região de campo elétrico positivo para negativo, para positivo novamente e finalmente para a condição de bom tempo, onde o campo elétrico assume valores ligeiramente negativos.

Esse comportamento de oscilação está relacionado com a distribuição vertical dos centros de carga dentro da tempestade. Moore e Vonnegut (1977) sugerem que quando a EOSO passa da região positiva para a negativa, significa que a carga negativa foi descarregada ou se moveu lateralmente, expondo a carga positiva que está acima. No entanto, Pawar e Kamra (2007) propõe uma hipótese em que as oscilações no campo elétrico durante a EOSO sejam causadas pela advecção dos centros de cargas na nuvem, dividido principalmente pelas correntes descendentes observadas na fase de dissipação da tempestade. Esta

hipótese proposta por Pawar e Kamra (2007) sugere o inverso da teoria da convecção, pois as correntes descendentes transportam cargas para a superfície que por sua vez responde com uma indução de íons de polaridade oposta e assim produzir as oscilações observadas na EOSO.

Outra característica observada é que o campo elétrico na superfície é bastante sensível à precipitação, pois ela transporta cargas elétricas e é observado um predomínio de campo elétrico positivo. Esta configuração está relacionada ao transporte de cargas negativas que é efetuado pela precipitação, o que condiz com a hipótese proposta pela teoria da precipitação.

Os mecanismos de carregamento elétrico das tempestades são pouco eficientes para hidrometeoros líquidos, pois gotas e gotículas tendem a coalescer e ocorre pouco rebatimento para ocorrer a troca de massa necessária para a separação de cargas. Portanto, é necessário que a fase de gelo da nuvem seja ativada para que os processos de carregamento se desenvolvam, pois partículas de gelo apresentam maiores diferenças de tamanho e por não ocorrer coalescência é observada a troca de massa através da camada quase líquida (Baker e Dash, 1994). Marshall e Marsh (1993) encontraram uma densidade de cargas negativas em partículas precipitantes, sustentando o mecanismo da precipitação proposto por Elster e Geitel (1885). O mesmo comportamento encontrado nos estudos de Marshall e Marsh (1993) foi observado no experimento deste estudo onde é possível notar nos gráficos da figura 3.11 que a precipitação transporta cargas negativas. Se utilizarmos o estudo de Takahashi et al. (1999), a chuva é proveniente do graupel existente entre as isotermas -10 e -20° C que derreteram ao precipitar.

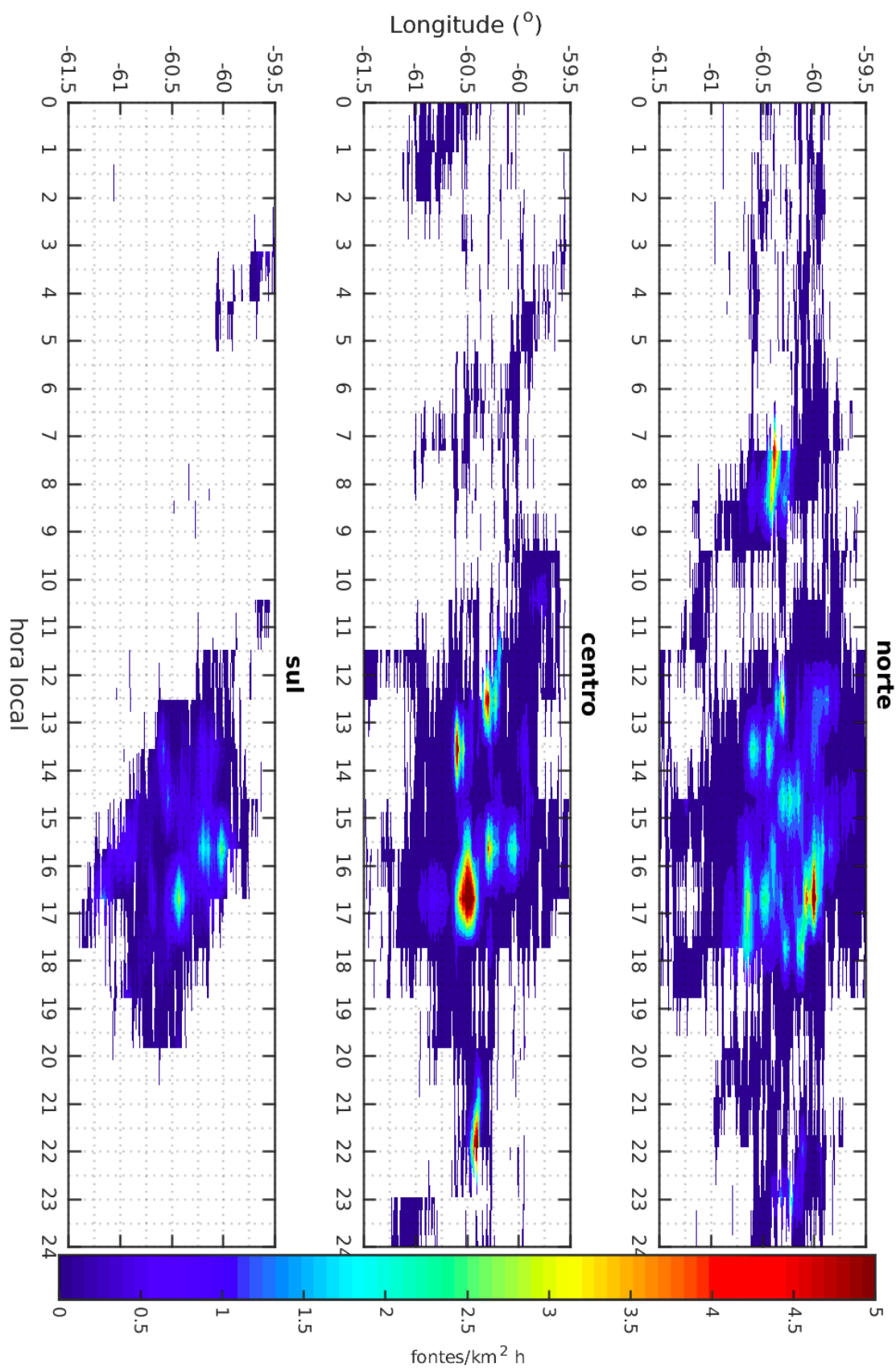


Figura 3.9: Diagrama Hovmoller da densidade de fontes VLF/LF separados em 3 faixas de latitude conforme mostrado pela figura 2.1.

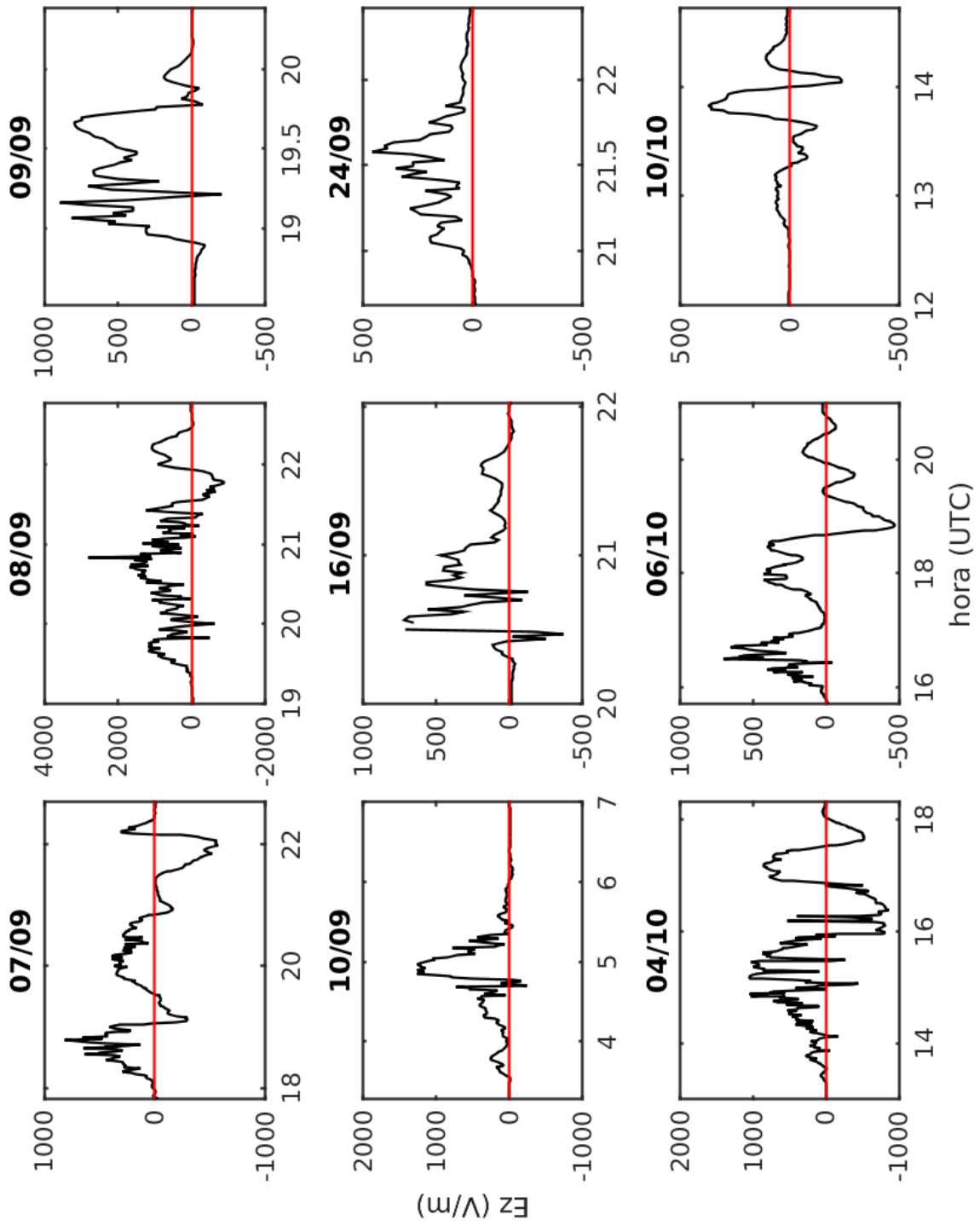


Figura 3.10: Média por minuto da evolução temporal do campo elétrico durante o ciclo de vida de 9 tempestades que passaram sobre o sítio T3.

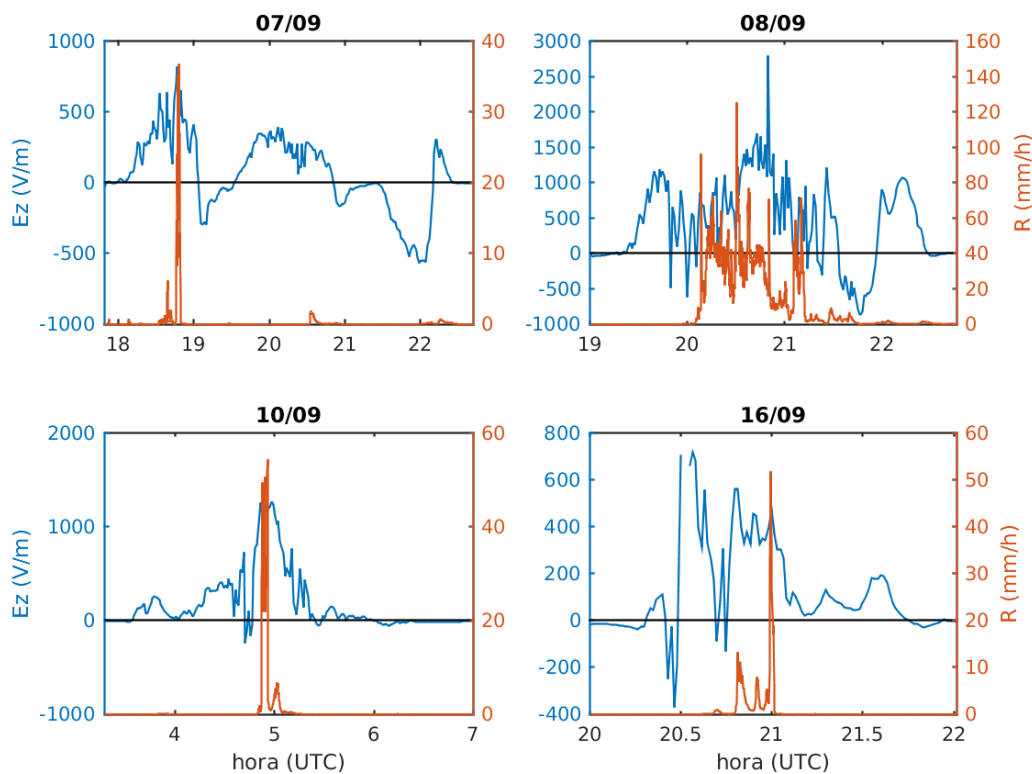


Figura 3.11: Campo elétrico em superfície e taxa de chuva medida pelo MRR para 4 eventos de tempestade.

3.2.2 Bom tempo

O ciclo diurno médio do campo elétrico de bom tempo observado no T3 é apresentado na figura 3.12. Os valores de campo elétrico de bom tempo considerados foram aqueles medidos fora do ciclo de vida de qualquer tempestade em localidades próximas do sítio T3 em até 20 quilômetros.

Em condições de bom tempo o que se observa são linhas de campo elétrico apontando para superfície com um saldo de cargas positivas na troposfera e ionosfera e negativas induzidas na superfície da terra. Isso faz com que o campo elétrico na superfície seja sempre negativo nessas condições. Liu et al. (2010) observou que a curva de Carnegie está relacionada com a variação diurna das tempestades principalmente na região tropical do globo e além disso concluíram que não somente tempestades severas contribuem para esse comportamento mas também a precipitação proveniente de sistemas estratiformes.

O gráfico mostra uma oscilação bem definida sempre com valores negativos de campo elétrico. O ciclo diurno observado na figura 3.12 é conhecido como a curva de Carnegie

e está relacionado às correntes elétricas do circuito global. Tacza et al. (2014) avaliou o comportamento diurno do campo elétrico de bom tempo numa rede de field mills sobre a América do Sul e observaram que além do ciclo diurno bem definido possui também a variabilidade interanual e sazonal.

O circuito global consiste de um modelo de corrente elétrica que flui entre a ionosfera, atmosfera e superfície da terra. Wilson (1921) sugeriu que as tempestades eram as responsáveis por gerar as correntes elétricas, transportando cargas negativas para a superfície através dos raios e cargas positivas para cima, que se propagam para regiões remotas.

Mezuman et al. (2014) mostrou que as tempestades explicam 90% da variabilidade do circuito elétrico global e que existe uma concordância entre o ciclo diurno das tempestades ao redor do mundo com a curva de Carnegie. Com base nisso, a atividade elétrica principalmente na África e América do Sul, que são os continentes com maiores áreas de tempestades (Whipple e Scrase, 1936), são os grandes responsáveis por induzir os maiores valores de campo elétrico às 14UTC (máximo de atividade elétrica na África) e às 21UTC (máximo de atividade elétrica na América do Sul), horários que coincidem com os dois mínimos observados na figura 3.12.

A figura 3.13 mostra a variação diurna do campo elétrico de bom tempo considerando somente os dias em que em que a STARNET contabilizou menos de $0.0015 \text{ CGs km}^{-2}$ no dia num raio de 500 km de distância dos sensores de campo elétrico. O comportamento da curva mostra o mínimo das 14 UTC com valores de campo elétrico mais intensos do que o mínimo das 21 UTC, o contrário do que é observado na figura 3.12. Isso mostra que quanto mais distante está a atividade elétrica menor é a contribuição local e maior é a contribuição em locais mais remotos que possuem o máximo de atividade elétrica por volta das 14 UTC como na África e Europa.

3.3 Morfologia da precipitação

Durante o experimento do IOP2 foram observados sistemas convectivos com características distintas e de diferentes tipos de sistemas precipitantes. Na grande maioria dos dias foram observados sistemas convectivos de mesoescala na forma de um agrupamento de células e nuvens cumulonimbus isoladas.

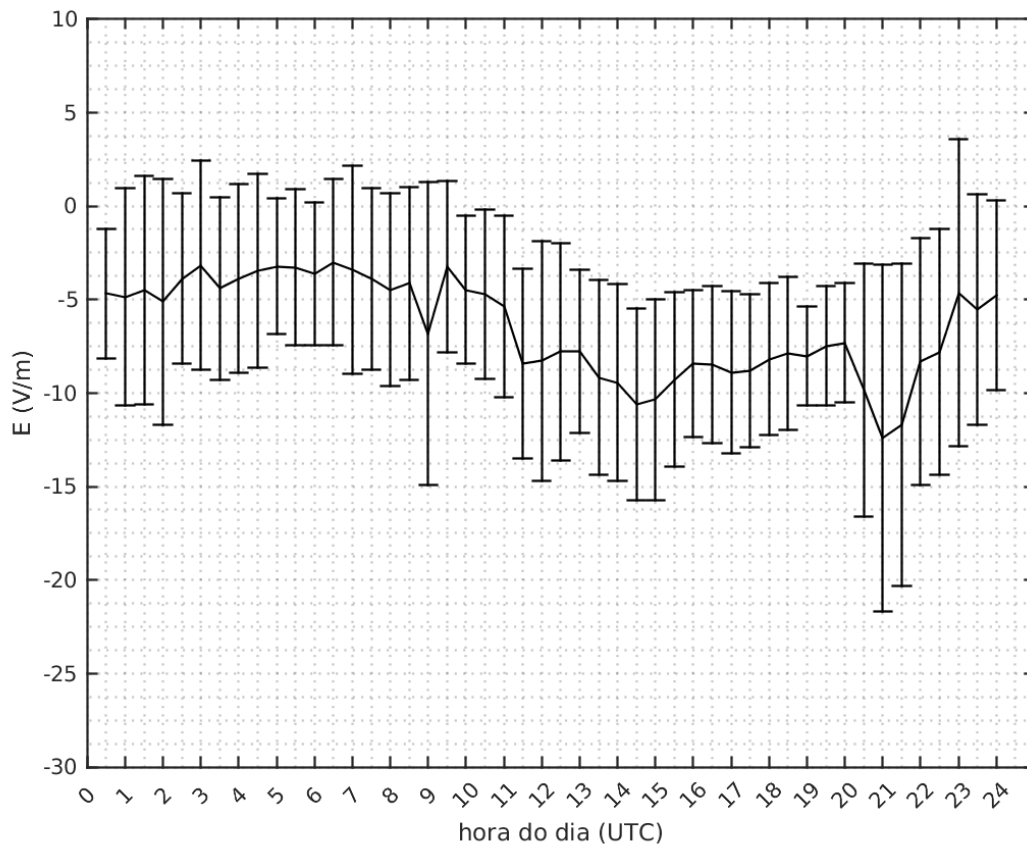


Figura 3.12: Ciclo diurno médio do campo elétrico de bom tempo juntamente com o desvio padrão observado durante a campanha em Manacapuru - AM .

3.3.1 Distribuição horizontal

Para exemplificar a área de atuação dos sistemas precipitantes, a figura 3.14 mostra a distribuição espacial da fração de precipitação com fator refletividade radar acima de 35 dBZ observado no CAPPI de 2km de altura. As maiores frações de chuva estão principalmente a leste das margens dos grandes rios que possuem orientação norte-sul. Já a oeste das margens são observadas frações mais baixas de chuva durante o experimento.

Para entender este mecanismo as figuras 3.15a e 3.15b apresentam a fração de 35 dBZ para o dia e noite respectivamente. Durante o dia observa-se frações de chuva baixa sobre os rios e os máximos se concentram principalmente a leste das margens do rio Negro. No período da noite esse comportamento espacial já não é mais verificado e os máximos são encontrados principalmente sobre o rio Amazonas a leste da área de cobertura do radar, próximo ao Lago Cabaliana e Lago do Padre, a oeste e próximo à Represa de Balbina,

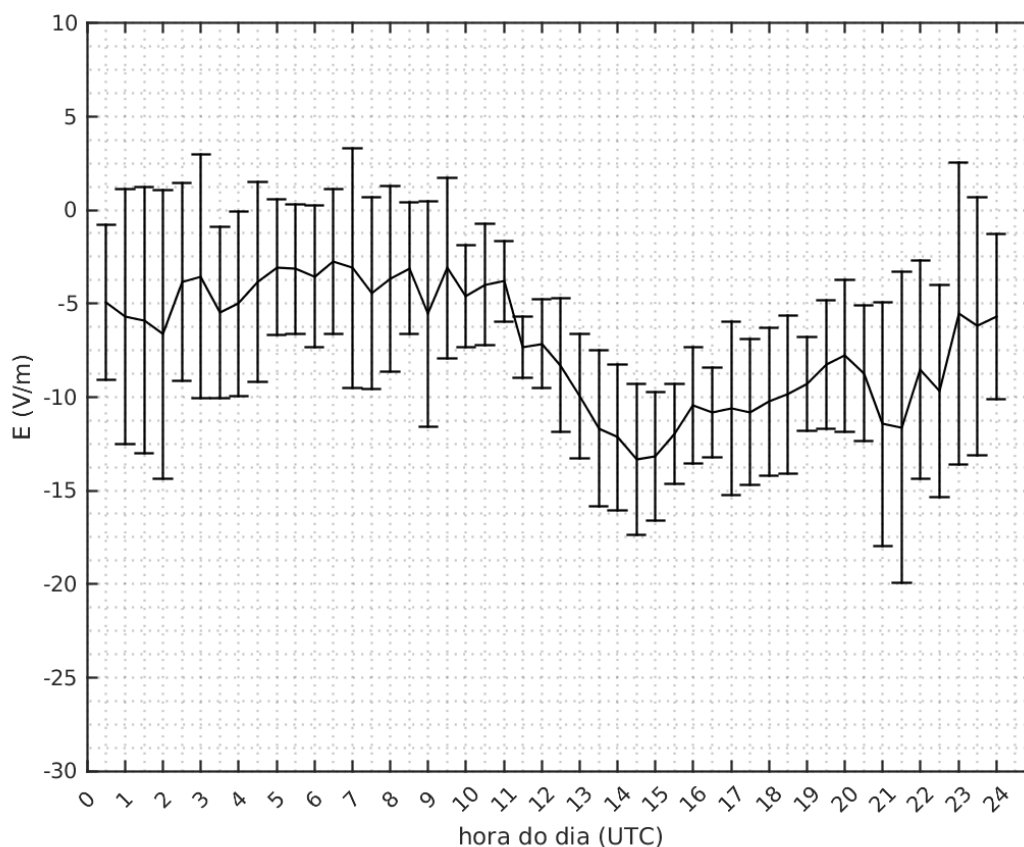


Figura 3.13: Ciclo diurno médio do campo elétrico de bom tempo juntamente com o desvio padrão observado durante a campanha em Manacapuru - AM somente para dias com baixa atividade elétrica num raio de 500 km dos sensores de campo elétrico.

a sul da área de cobertura do radar. Todos esses corpos d'água possuem dimensões da ordem de dezenas de quilômetros.

Cohen et al. (2014) observaram através de 3 anos de medidas do radar banda S em Santarém-AM que na confluência do rio Tapajós com o rio Amazonas existe precipitação máxima sobre os rios durante a noite, e levantam a hipótese de que a brisa fluvial reforce esse comportamento. Já no período diurno o que se observou foram máximos sobre o continente. Neste estudo, apesar do curto período de medições, foi observado um comportamento semelhante ao observado por Cohen et al. (2014) indicando a atuação da circulação de mesoescala da brisa fluvial que apresenta convergência do ar nas superfícies de terra durante o dia e sobre os rios durante a noite.

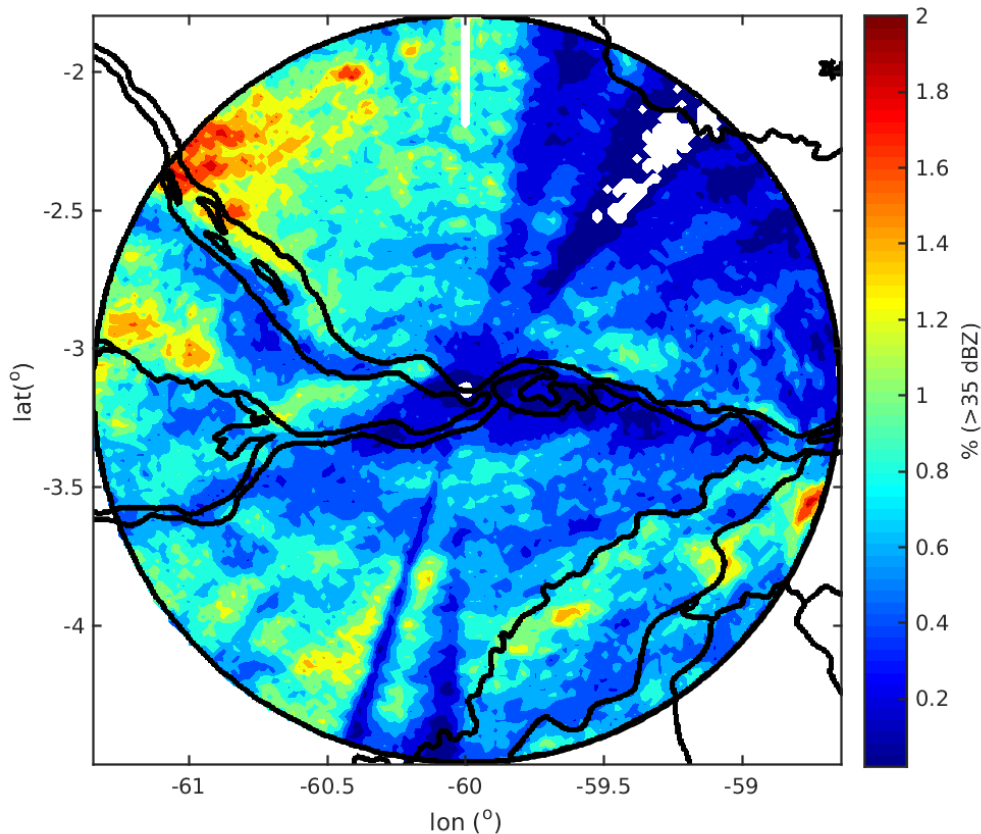


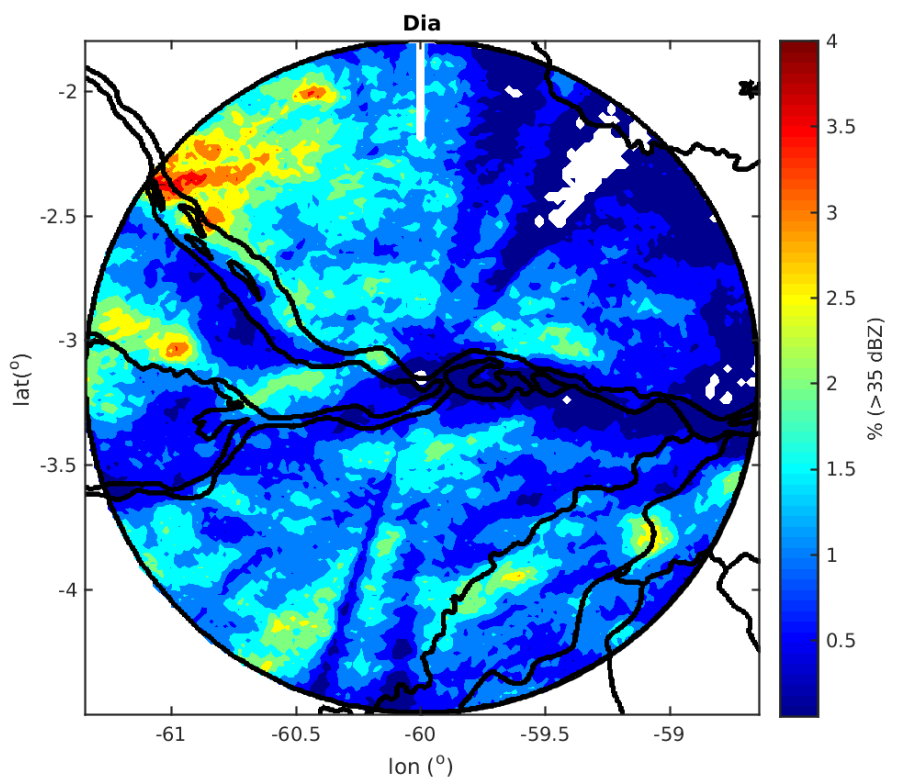
Figura 3.14: Fração de refletividade acima de 35 dBZ do CAPPI 2km durante todo o período de experimentos.

3.3.2 Distribuição vertical

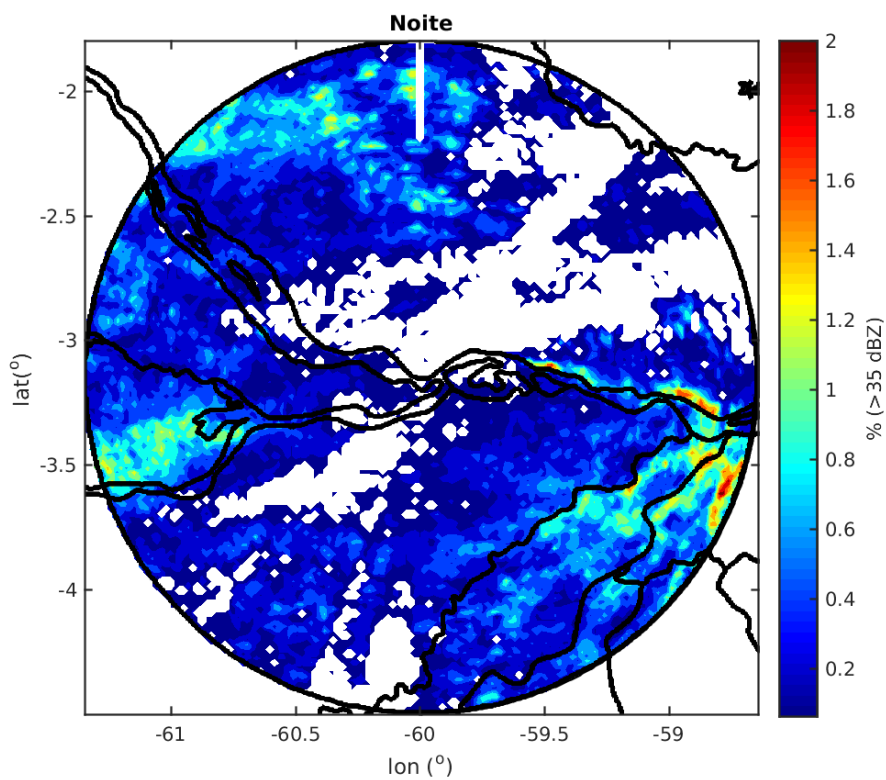
Em geral, os sistemas precipitantes observados durante o experimento eram acompanhados de atividade elétrica, porém em alguns casos, campos de alta refletividade radar não tinham descargas atmosféricas.

A fim de entender por que alguns sistemas precipitantes tinham ou não raios, foram construídos CFADs (Countored Frequency by Altitude Diagrams), conforme a metodologia de Yuter e Houze Jr (1995). Para tanto, o eixo x é a refletividade do radar, o eixo y é a altura do CAPPI e os contornos são as frequências de ocorrência (histogramas) da refletividade em cada nível vertical.

O comportamento das distribuições do CFAD está associado aos hidrometeoros presentes na estrutura vertical da nuvem e seus respectivos mecanismos de formação. Distribuições unimodais por exemplo implicam na presença de apenas um tipo de hidrometeoro,



(a)



(b)

Figura 3.15: Fração de refletividade acima de 35 dBZ do CAPPI 2km durante (a) o dia (08 - 18 HL) e (b) durante a noite (20 - 05 HL).

já a ocorrência de distribuições bimodais ou multi-modais indicam a presença de mais tipos de partículas na nuvem. A inclinação do contorno com a altura pode indicar os processos de colisão e coalescência, acreção, agregação, ou mesmo a mudança de fase por causa da constante dielétrica ($|K|^2$) entre água líquida e gelo serem diferentes.

Uma vez que este estudo está focado nas tempestades elétricas, os CFADs foram calculados para a coluna de pixels (2 km x 2 km x 14 km) que tinham raio ou não, a partir de campos 3D de refletividade do radar. Os perfis verticais foram separados em relação à quantidade de fontes VLF/LF observadas durante a varredura do radar em 4 categorias: sem fontes, de 1 a 10 fontes, de 11 a 20 fontes e mais de 20 fontes. Na figura 3.16 são apresentados os CFADs, já a figura 3.17 o perfil médio do fator refletividade do radar para cada CFAD correspondente além do gradiente de Z com a altura.

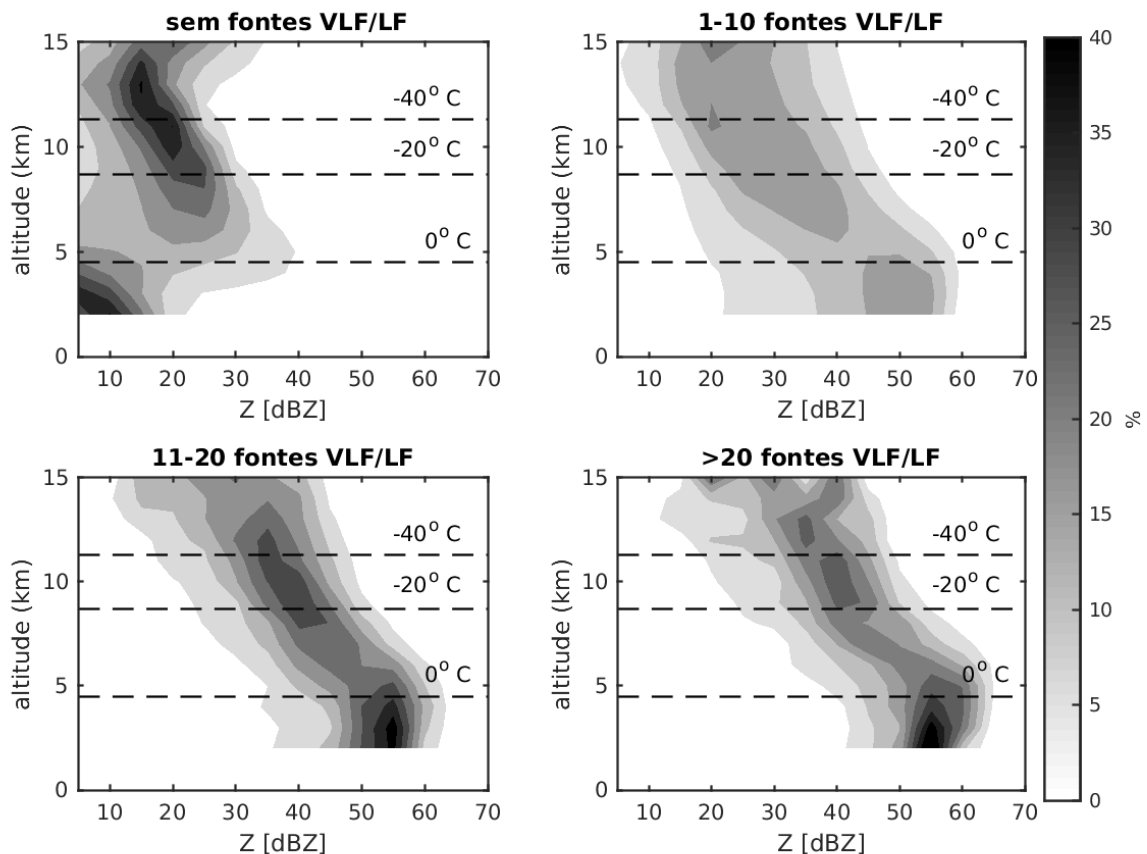


Figura 3.16: CFAD para quatro categorias de taxa de fontes VLF/LF observadas na coluna atmosférica. A mediana para cada nível de altura é representada pela linha pontilhada.

Os CFADs da figura 3.16 mostram o comportamento da estrutura vertical da precipitação em função da severidade observada na coluna atmosférica. Em todos os CFADs,

os histogramas correspondentes a cada nível vertical individualmente apresentaram comportamento unimodal. Já a estrutura vertical apresenta claramente uma moda em baixos níveis (até 5 km) relacionada a chuva, e outra moda em níveis mais altos da atmosfera, relacionada principalmente a cristais de gelo entre -20 e -50° C. Com o aumento da taxa de raios houve um aumento nas refletividades tanto em níveis próximos à superfície, com a moda variando de 10 dBZ até aproximadamente 55 dBZ, quanto em níveis superiores, onde a moda variou de 20 dBZ até mais de 40 dBZ.

O CFAD sem atividade elétrica apresentou baixa refletividade (entre ~ 10 e 15 dBZ) próximo a superfície. No entanto, entre 10 e 13 km de altura a moda estava entre 10 e 20 dBZ. Esses perfis verticais podem corresponder a instantes onde a nuvem está ainda em estágio de desenvolvimento que antecedem a precipitação e são caracterizados por intensas correntes ascendentes, crescimento de gotículas e gotas de chuva a carregamento elétrico da tempestade.

No entanto, o CFAD sem atividade elétrica também pode ter contabilizado eventos em dissipação ou simplesmente pode corresponder a porções estratiformes da tempestade como por exemplo a bigorna, onde geralmente não existem correntes ascendentes e nem descargas atmosféricas mas podem ser observados cristais de gelo. Na altura da isoterma de 0° C é possível ver que a largura do CFAD é maior, pois está relacionada com a presença da banda brilhante devido a neve e aos cristais de gelo em derretimento. A distribuição do fator refletividade abaixo da isoterma de 0° C sugere chuva fraca ou até mesmo ausência de chuva, enquanto que os níveis superiores a -20° C indicam a presença principalmente de cristais de gelo.

A medida que a presença de atividade elétrica se configura, os CFADs apresentaram fator refletividade do radar intenso na superfície, variando de 50 a 55 dBZ em função do aumento do número de raios. Também é observado o estreitamento da distribuição de frequência em todos os níveis verticais, mas principalmente abaixo da isoterma de 0° C. Esse estreitamento está relacionado à diminuição gradual da frequência de pixels com fator refletividade fraco a moderado sendo mais frequentes pontos com fator refletividade do radar mais intensos, ou seja, quanto maior a severidade do sistema menor é a frequência de ocorrência de chuvas fracas. No CFAD de categoria 1-10 fontes (atividade elétrica fraca) ainda é possível observar a ocorrência de refletividades entre 20 e 35 dBZ próximas à superfície, que indicam chuva fraca, já os CFADs de categorias 11-20 fontes e > 20

(atividade elétrica intensa) só se observam refletividades acima de 35 dBZ sugerindo um caráter mais convectivo da precipitação.

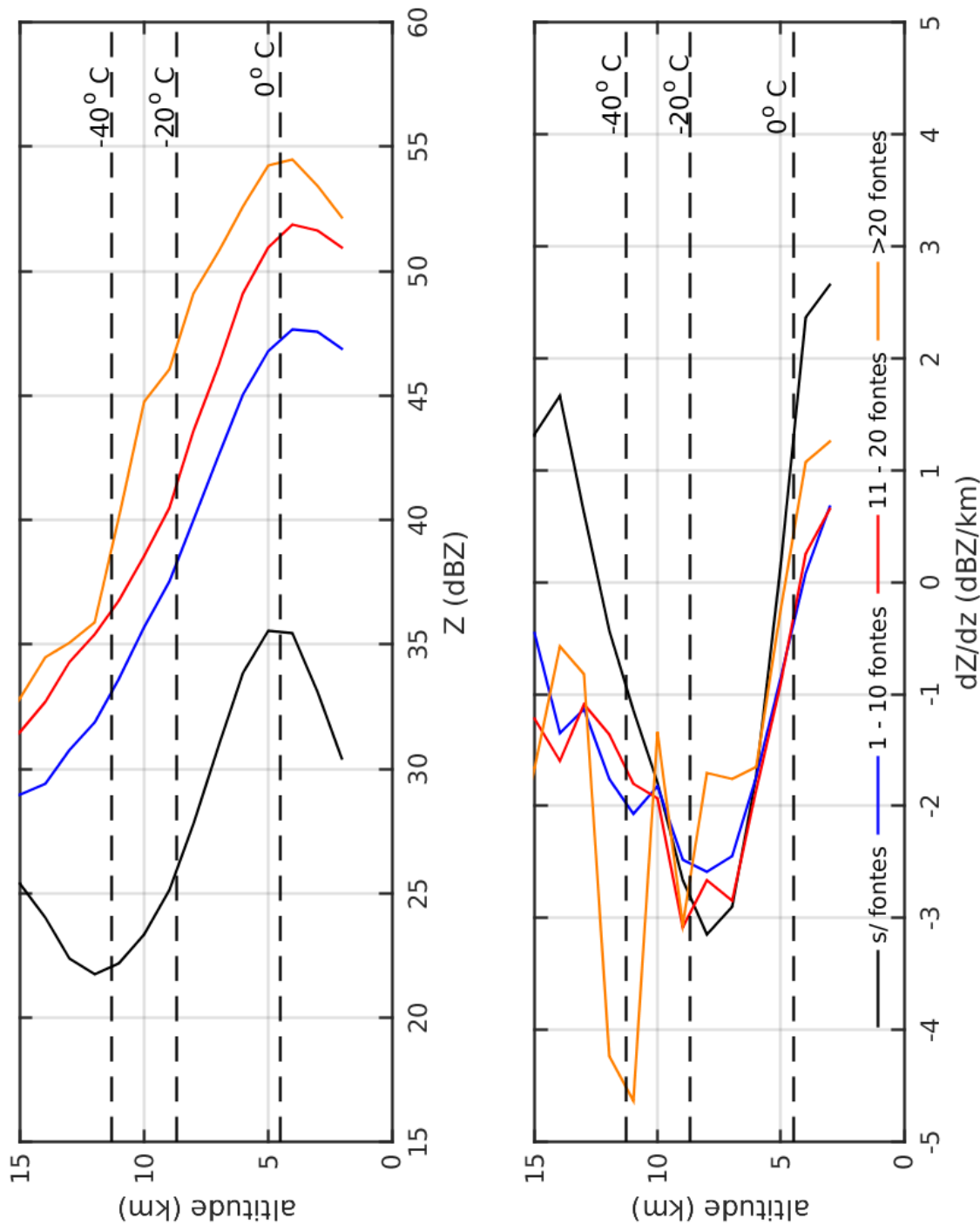


Figura 3.17: Perfil vertical médio do fator refletividade do radar para quatro categorias de taxa de fontes VLF/LF (acima) e variação do fator refletividade com a altura (abaixo).

Conforme é observado nos CFADs da figura 3.16, entre 2 km até a isoterma de 0° C os perfis verticais apresentam aumento do fator refletividade do radar média com a altura ($dZ/dz > 0$), no entanto, entre os níveis de 0° e -40° C é observada uma diminuição ($dZ/dz < 0$). Essa diminuição está relacionada principalmente com o aumento da proporção de gelo na nuvem a medida que aumenta a altitude. Sabe-se que abaixo de 0° C é encontrado somente água líquida e acima de -20° C predomina a existência de partículas de gelo. Entre 0° C e -40° C, que é a região de fase mista da nuvem, coexistem água líquida e gelo, e é onde ocorrem os processos de congelamento dos hidrometeoros, nucleação de cristais de gelo e crescimento de graupel através da acreção entre cristais de gelo e água líquida super-resfriada (rime). Todos esses processos microfísicos propiciam o aumento da proporção de gelo nessa região da tempestade. Maiores quantidades de gelo na nuvem intensificam as interações entre os hidrometeoros e conseqüentemente produzem um carregamento elétrico mais forte onde se observa atividade elétrica mais intensa. Como a constante dielétrica ($|K|^2$) do gelo é muito inferior à da água líquida, um aumento na proporção de gelo no volume amostrado pelo radar implica na diminuição do fator refletividade como foi observado nas figuras 3.16.

Para finalizar a análise dos CFADs da figura 3.16, a figura 3.17 ilustra o perfil vertical de refletividade do radar médio e a respectiva taxa de variação com a altura para as quatro classes de fontes.

Todas as categorias mostram que abaixo da isoterma de 0° C existe um efeito de evaporação que é mais evidente na classe sem raios. Nota-se que para os perfis mais severos o fator refletividade do radar diminui mais rápido o que pode estar associado com movimentos verticais mais fortes.

Acima de 0° C observa-se que a refletividade do radar diminui com a altura. Esse efeito inicialmente se deve ao aumento da concentração de cristais de gelo em comparação com as gotículas de água super-resfriada, pois como a constante dielétrica ($|K|^2$) do gelo é menor que da água, temos uma diminuição automática a medida que temos mais gelo. Por outro lado, nota-se que entre -20 e -40° C o perfil mais severo tem mais graupel que os demais até aproximadamente -30° e acima se torna parecido com os demais perfis verticais com raios. Dessa maneira, isso indica que os perfis mais severos tenham desenvolvimento vertical mais intensos o que ocasiona maior concentração de água super-resfriada e cristais de gelo, conseqüentemente, ocorre uma maior produção de graupel e cristais de gelo, e

maior será a incidência de raios nessa situações.

Estimativas da magnitude de cargas: estudo de caso

Para tentar entender os processos de carregamento das tempestades elétricas na Amazônia, nesse capítulo é apresentado um estudo de caso com objetivo de verificar qual configuração de cargas melhor se ajusta ao campo elétrico observado em superfície, de forma a inferir a estrutura elétrica das tempestades. Partindo da solução de Coulomb é possível fazer algumas suposições a respeito das cargas dentro da nuvem, tendo em mãos medidas de campo elétrico e a posição aproximada dos centros de carga na tempestade.

Além disso, a EOSO foi observada, e portanto será avaliada a importância das cargas elétricas presentes na bigorna do sistema convectivo para o comportamento do campo elétrico em superfície.

4.1 Metodologia

Para estimar a magnitude dos centros de cargas na nuvem foi utilizada a lei de Coulomb na forma apresentada pela equação 2.17. Mas como precisamos inferir a carga q , é aplicada o inverso da Lei de Coulomb, tal qual Lacerda et al. (2012).

A metodologia adotada para este estudo considera apenas configurações de tripolo ou dipolo para centros de cargas tanto bi-dimensionais quanto tri-dimensionais seguindo os resultados de Stolzenburg et al. (1998), desconsiderando o centro de cargas negativo superior que possui baixa densidade de cargas e faz parte da camada de blindagem da tempestade que não está sendo considerada. Logo, as alturas dos centros definidas nas simulações são apresentadas na tabela 4.1.

As simulações foram feitas a cada 12 minutos, que são intervalos correspondentes às varreduras do radar banda-S do SIPAM, pois os centros de cargas foram definidos a partir

Tabela 4.1 - Altura dos centros de cargas

centro de cargas	bi-dimensional		tri-dimensional	
	h (km)	T (°C)	h(km)	T (°C)
superior	10	-35	>= 9	<= -25
central	8	-25	7 a 8	-10 a -25
inferior	5	-5	4 a 6	0 a -10

dos CAPPIs, sendo que em cada pixel do CAPPI com fator refletividade do radar acima de 20 dBZ foi colocada uma carga elétrica e variou-se a magnitude dos centros (entre -300 e 300 C), e a proporção de carga entre os centros. Sabendo que o campo elétrico é praticamente nulo quando a carga está a mais de 10 km de distância do ponto de medição (fig. 2.8), a região utilizada para fazer as estimativas foi definida por uma área com 40 km × 40km centrada no field mill C2.

Posteriormente, para cada configuração simulada foi calculado o campo elétrico final conforme a equação 4.1. Para manter uma propriedade fundamental da física, o somatório das cargas dentro da nuvem sempre deve ser zero.

$$E_{est} = \frac{-1}{2\pi\epsilon} \sum_{n=1}^N \frac{q_n z_n}{(x_n^2 + y_n^2 + z_n^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (4.1)$$

Onde x_n , y_n e z_n são as componentes da distância entre a carga q_n e o sensor de campo elétrico e N é o número de cargas pontuais consideradas na simulação.

A equação 4.2, representa o erro da simulação que avalia o desempenho das estimativas:

$$erro = \sqrt{(E_{obs} - E_{est})^2} \quad (4.2)$$

Onde E_{obs} é o valor medido pelo sensor e E_{est} é o valor de campo elétrico estimado na posição do sensor.

4.2 Tempestade do dia 08/09/2014

Para avaliar a estrutura de cargas foi selecionada uma tempestade que passou sobre o sítio T3 no dia 8 de setembro de 2014, e apresentou intensa atividade elétrica com aproximadamente 16000 fontes VLF/LF detectadas pela rede LINET. Apesar de três sensores de campo elétrico estarem em operação (C2, C4 e B2), neste dia optou-se por utilizar somente as medições do C2 pois a distância entre os sensores era menor do que a resolução espacial

da distribuição de cargas na simulação ($2\text{km} \times 2\text{km} \times 1\text{km}$). Cortes verticais e CFADs dessa tempestade são apresentados no Apêndice F.

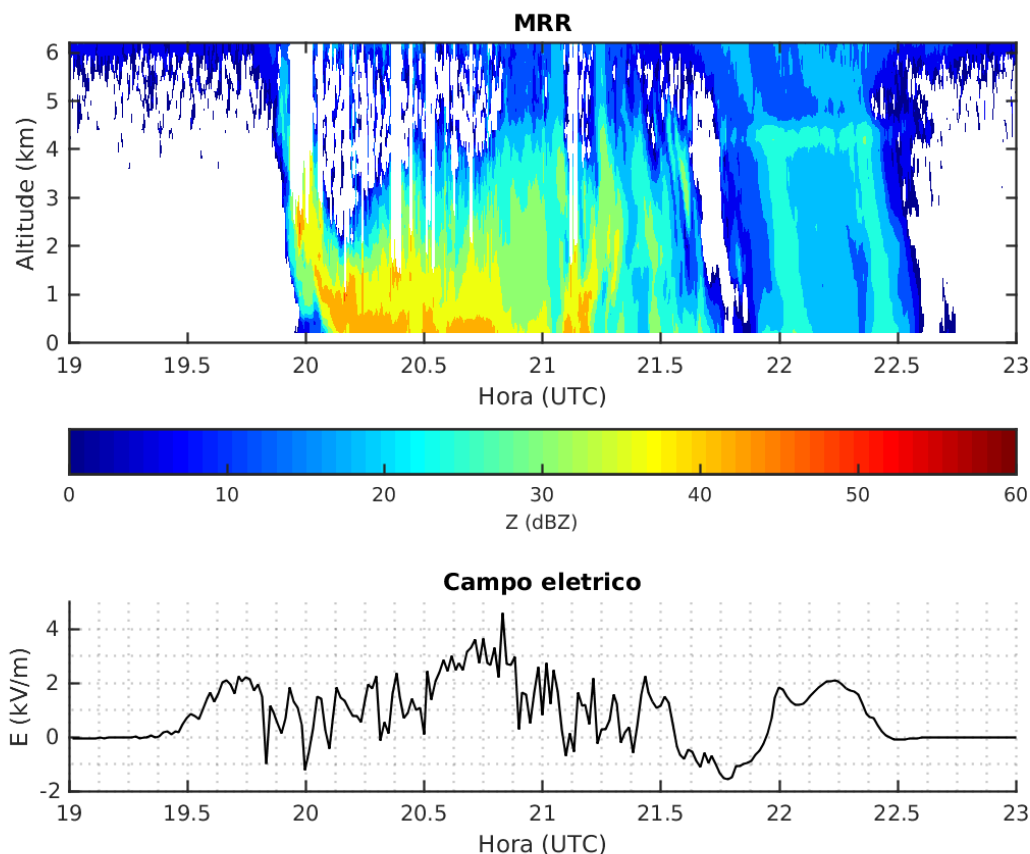


Figura 4.1: Refletividade radar medida pelo MRR no dia 08 de setembro de 2014 (acima) e evolução temporal do campo elétrico medido pelo sensor C2 com média a cada 1 minuto (abaixo).

Na figura 4.1 é apresentada a distribuição vertical do fator refletividade radar observado pelo MRR e a variação temporal do campo elétrico para a tempestade do dia 8/09/2014. É possível observar que começa a chover sobre o T3 pouco antes das 20:00 UTC. No entanto às 19:24 UTC o campo elétrico em superfície já começa a aumentar e sugere a aproximação de um centro de cargas predominantemente negativo. No momento em que começa a chover, a curva de campo elétrico fica com comportamento mais ruidoso devido principalmente às descargas atmosféricas e também ao transporte de cargas efetuado pela precipitação. Apesar das oscilações do campo elétrico, na maior parte do tempo os valores de campo elétrico são positivos, indicando que a chuva esteja transportando cargas elétricas provenientes de um centro de cargas negativo da nuvem.

O campo do fator refletividade do MRR também revela a posição da isoterma de 0° C pouco acima de 4000 metros devido ao fenômeno de "banda brilhante" entre pouco antes de 22:00 UTC e 22:30 UTC. A banda brilhante está relacionada com a mudança da constante dielétrica do hidrometeoro, pois quando a neve derrete forma uma película de água em volta, o que corresponde, para o radar, a uma gota d'água gigante produzindo um aumento no fator refletividade do radar.

Entre 20:00 UTC e 20:50 UTC nos níveis entre 3500 e 6000 m é observada atenuação do feixe do radar causada pela intensa taxa de chuva em superfície. Nesse caso, o feixe foi completamente extinto evidenciando que podem existir gotas grandes que foram geradas pelo derretimento de granizo e graupel.

4.2.1 Centros de carga bi-dimensionais

Inicialmente, os centros de cargas foram definidos como placas planas através de CAP-PIs individuais do radar do SIPAM com cargas distribuídas numa grade bi-dimensional de 2×2 km conforme mostra a figura 4.2, onde cada pequena circunferência representa a posição de uma carga elétrica na simulação.

A figura 4.3 mostra a evolução temporal do campo elétrico medido com média a cada minuto, campo elétrico estimado, atividade elétrica, taxa de precipitação segundo o MRR, área dos centros de carga inferidos nas simulações, densidade de carga de cada um dos centros e magnitude de cada um deles considerando as melhores soluções pra cada instante da tempestade.

As simulações apresentaram erro médio (RMSE) de 37.36 V/m e apontaram como melhores configurações um tripolo preferencialmente positivo (cargas centrais positivas) e dipolos tanto positivos quanto negativos. A evolução temporal das estimativas apresentou um comportamento bastante desorganizado com variações abruptas de estrutura (tripolos e dipolos) e as magnitudes dos centros variaram entre dezenas de Coulombs até aproximadamente 300 C. O máximo de densidade de cargas foi observado nos instantes iniciais da tempestades com uma diminuição gradual da densidade nos centros com o passar das horas. No entanto a magnitude total dos centros sofreu intensificação em 6 momentos durante toda a tempestade o que caracteriza um comportamento bastante variável.

Stolzenburg et al. (1998) observaram que centros positivos da tempestade possuem extensão vertical bem desenvolvida. Logo, nas simulações dessa seção que considera cen-

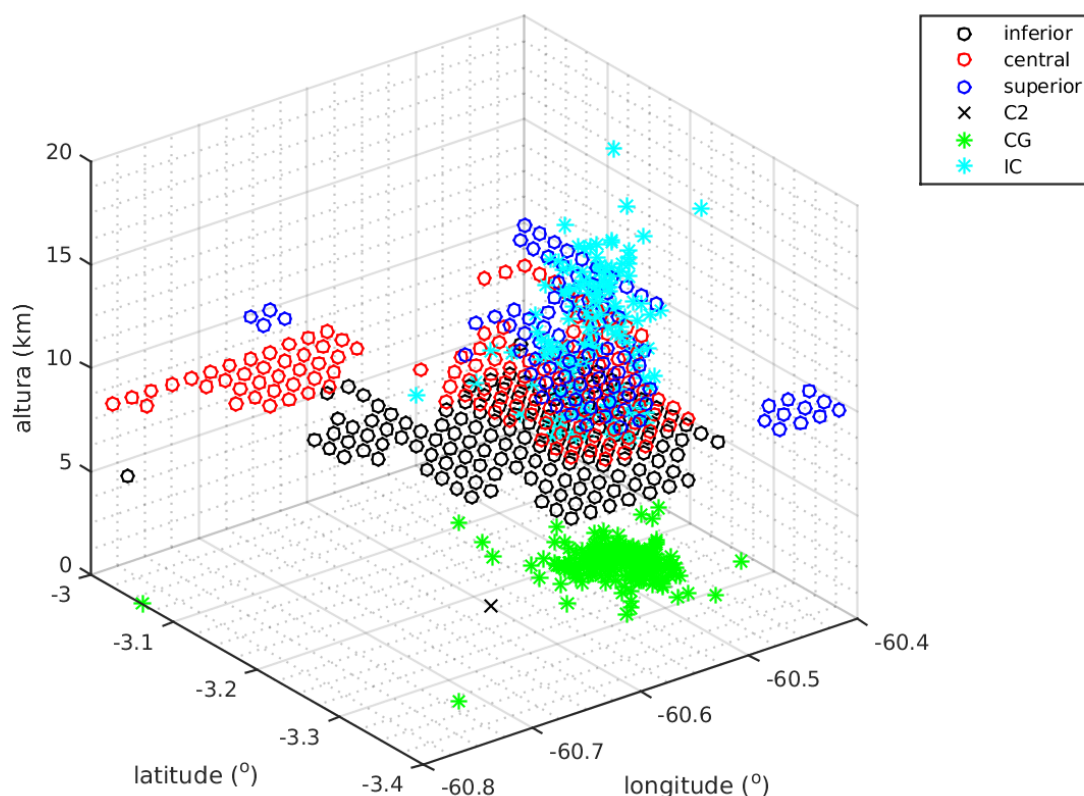


Figura 4.2: Distribuição espacial dos centros de carga bi-dimensionais às 19:36 UTC e raios observados durante a varredura do radar.

tros bi-dimensionais, as estimativas podem não simular de maneira satisfatória a evolução temporal dos centros durante o evento analisado.

4.2.2 Centros de carga tri-dimensionais

Nas simulações dessa seção foram definidos centros de cargas com forma tri-dimensional utilizando as camadas de CAPPI do radar banda-S do SIPAM conforme é ilustrado na figura 4.4. A figura 4.5 apresenta, de maneira similar à figura 4.3 a evolução temporal das medidas e melhores simulações de estrutura elétrica da tempestade do dia 08/09 com o acréscimo do echo top de 20 dBZ, que representa a máxima altura onde foi medida a refletividade de 20 dBZ, pois nessas simulações é considerada todo o desenvolvimento vertical da tempestade.

A raiz quadrada do erro médio (RMSE) para todo o período simulado foi de aproximadamente 3.26 V/m indicando uma pequena diferença média em relação ao que foi

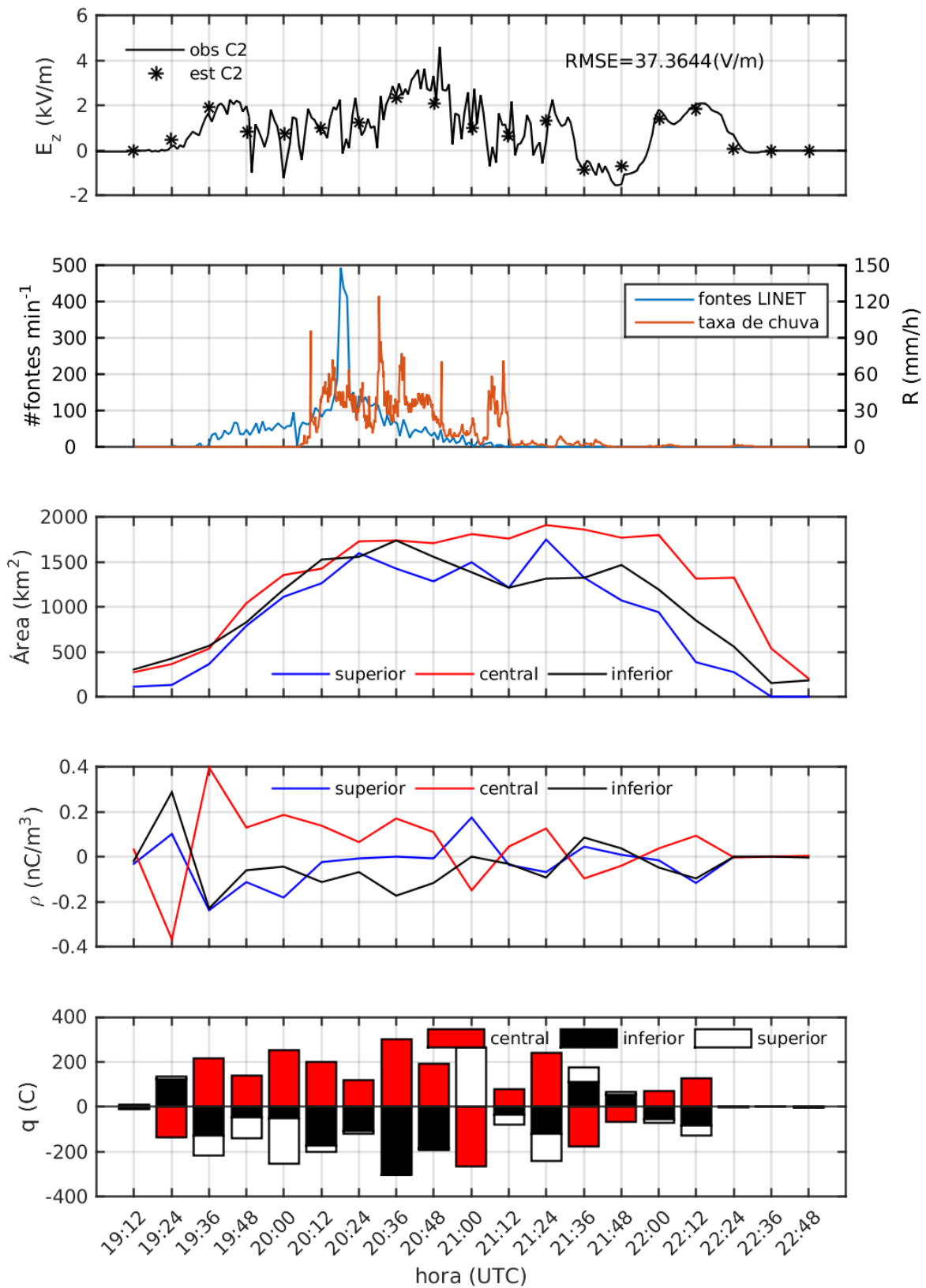


Figura 4.3: Evolução temporal da estrutura elétrica estimada para a tempestade do dia 08/09/2014 considerando centros de cargas bi-dimensionais.

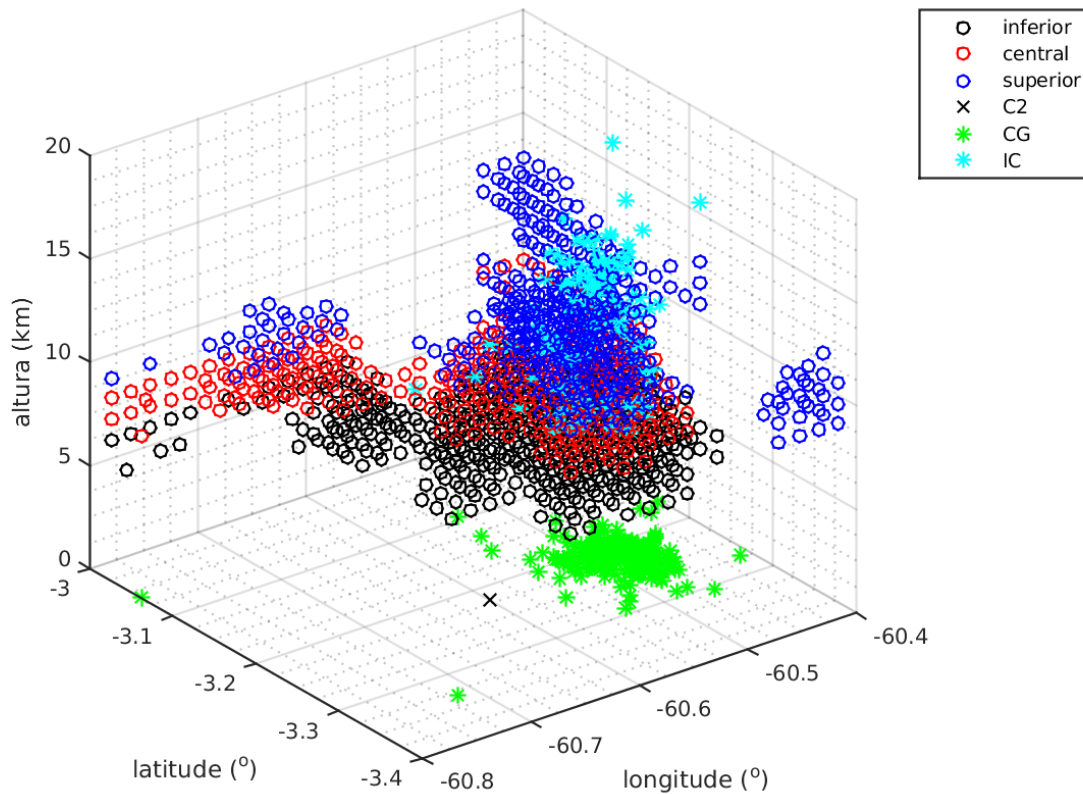


Figura 4.4: Distribuição espacial dos centros de carga tri-dimensionais às 19:36 UTC e raios observados durante a varredura do radar.

observado e o que foi estimado.

Nesta tempestade, o período de atuação da região convectiva sobre o T3 é entre aproximadamente 19:36 e 21:12 UTC, onde se observa descargas atmosféricas e intensa taxa de precipitação. Após as 21:12 UTC predomina a região estratiforme da tempestade com ausência de raios e chuva fraca.

Durante o ciclo de vida do sistema, as simulações apontaram para configurações tanto de tripolo, preferencialmente negativos, quanto de dipolo, sendo que a magnitude dos centros variou entre algumas dezenas até pouco mais de 100 C com dois períodos de intensificação no período convectivo: logo no início da tempestade e a partir das 20:24 UTC. Os momentos de intensificação da magnitude de cargas na tempestade foram acompanhados também de aumento no campo elétrico medido em superfície. No início da tempestade a intensificação esteve relacionada à aproximação de uma célula convectiva que também estava em desenvolvimento vertical, no entanto a intensificação observada a partir das 20:24

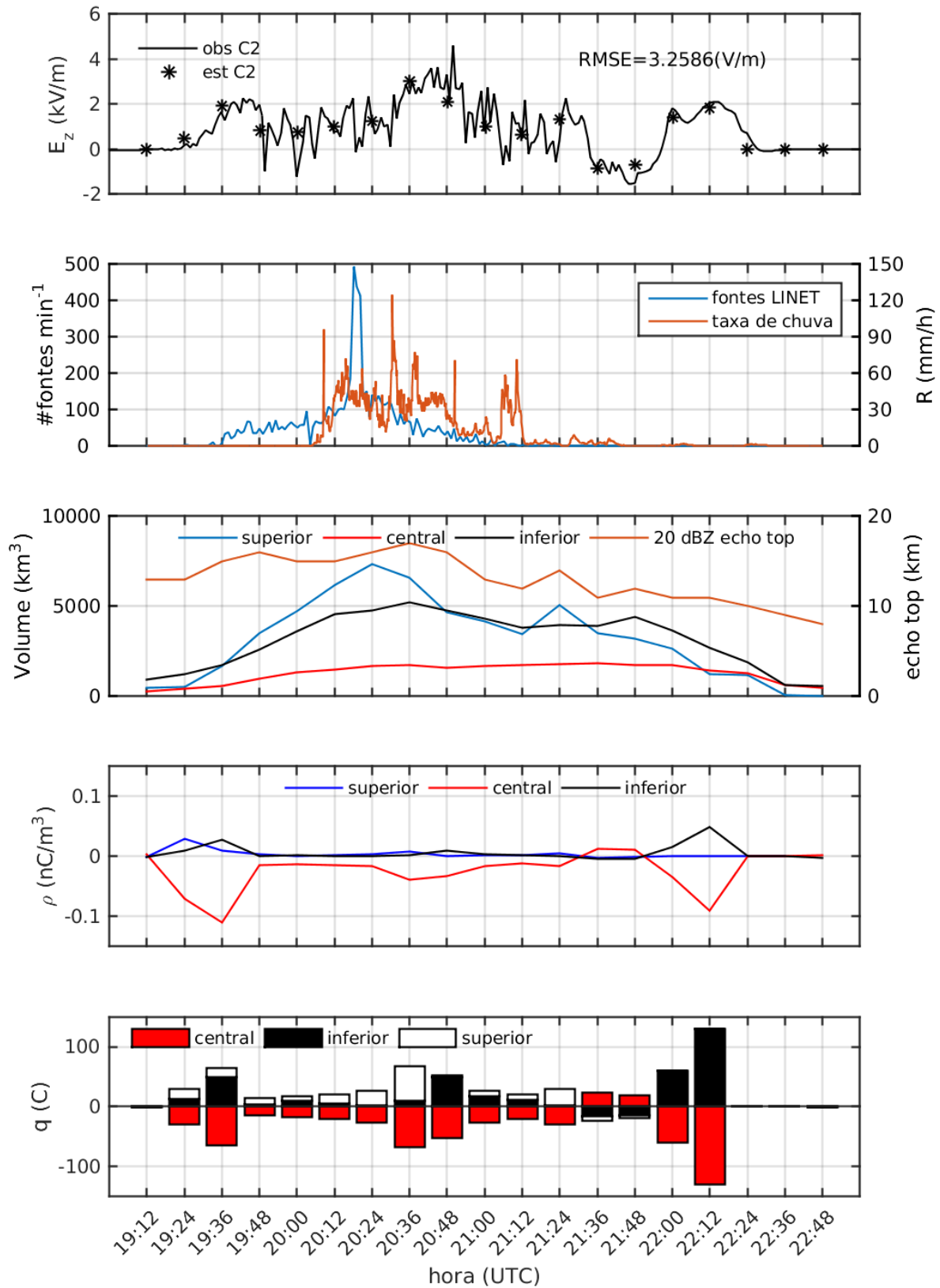


Figura 4.5: Evolução temporal da estrutura elétrica estimada para a tempestade do dia 08/09/2014 considerando centros de cargas tri-dimensionais.

UTC correspondeu somente à aproximação de uma célula já em estágio maduro da mesma tempestade.

As variações na magnitude de cargas nos centros estão relacionadas com os movimentos verticais dentro da tempestade e as descargas atmosféricas. O aumento de cargas observado entre os instantes das 19:24 e 19:36 UTC e também entre 20:36 e 20:48 UTC indicam que a tempestade está em intenso processo de carregamento pois tanto o centro de cargas negativo quanto o centro de cargas positivo inferior se intensificaram. Os instantes de máxima magnitude de cargas e campo elétrico em superfície coincidiram com o máximo do echo top de 20 dBZ. Isso indica que o carregamento e o aumento do campo elétrico estão associados ao desenvolvimento vertical da tempestade, ou seja, quanto maior a velocidade vertical maior a probabilidade de colisões e mais efetivo são os processos de transferência de cargas.

As descargas atmosféricas também são grandes responsáveis por transportar cargas da nuvem para o solo e entre os centros. Conforme mostra a figura 4.5. Além disso, como pode ser observado na figura 4.1 e também na figura 3.11, a chuva geralmente é carregada com cargas negativas, logo, se o transporte de cargas efetuado pela chuva juntamente com as descargas elétricas CG- forem mais efetivos do que os processos de carregamento da tempestade, é esperada uma diminuição da magnitude de cargas no centro negativo. Entre 19:48 e 20:24 UTC foi um período marcado por baixa densidade de carga estimada nos centros e campo elétrico médio baixo, entretanto, nesse período é observado intensa atividade elétrica, chegando a 500 fontes/minuto e chuva forte estimada pelo MRR, com taxa máxima de mais de 100 mm/h. Além disso, após o máximo de atividade elétrica foi observada uma diminuição na magnitude do centro positivo inferior. Esse comportamento pode estar relacionado ao transporte e drenagem parcial das cargas elétricas efetuada pelas descargas atmosféricas e pela precipitação. Posteriormente à esse período, a tempestade volta a carregar, voltando a apresentar aumento de campo elétrico e magnitude de cargas, indicando que os processos de carregamento e separação de cargas em larga escala voltaram a ser mais efetivos na reorganização das cargas.

Segundo os estudos de Takahashi (1978), o carregamento do graupel depende tanto da temperatura quanto do conteúdo de água líquida. Neste estudo, os tripolos observados nas soluções do inverso da Lei de Coulomb sugeriram cargas positivas entre 0 e -10° C e, de fato, Takahashi (1978) e Saunders et al. (2006) mostraram que o graupel se carrega

positivamente nessa faixa de temperatura pra qualquer conteúdo de água líquida. Já o centro negativo estava localizado entre -10 e -25° C. Nessa faixa de temperatura o graupel pode se carregar tanto positiva quanto negativamente dependendo do conteúdo de água líquida. Segundo Saunders (1993) o conteúdo de água líquida entre 7 e 8 km de altitude, que é a localização encontrada para o centro de cargas negativo, varia entre $0,5$ e 1 g/m^3 . Nesse ambiente o graupel se carrega negativamente, o que condiz com o observado nas soluções.

O centro de cargas positivo superior está localizado acima de -25° C. Nessa região, os hidrometeoros carregados positivamente provavelmente adquiriram cargas positivas em regiões inferiores da nuvem e foram transportados para os níveis superiores através das correntes ascendentes da tempestade na região convectiva.

Os cortes verticais e os CFADs da tempestade do dia 08/09 (apresentados no Apêndice F) complementam os resultados e mostram que nos instantes de intensa atividade elétrica, principalmente às 20:12 UTC, foi observado fator refletividade do radar acima de 40 dBZ em regiões superiores à 12 km associado a um cisalhamento vertical. Valores de refletividade dessa magnitude em regiões altas na tempestade indicam intensa corrente ascendente e presença de granizo e graupel. Também foi observado maiores frequências de fator refletividade acima de 50 dBZ próximo da isoterma de -20° C indicando maior concentração de gotículas de água super-resfriada.

Após às 20:36 UTC a tempestade começa a se enfraquecer, apresentando diminuição de volume, cargas elétricas, campo elétrico e descargas atmosféricas. A precipitação ainda persiste até aproximadamente as 21:12 UTC auxiliando na dissipação do sistema.

Entre 21:24 UTC e 22:24 UTC é observada a EOSO período o qual basicamente existe apenas a porção estratiforme da tempestade. Durante a primeira fase positiva da EOSO a configuração foi de dipolo negativo com cargas negativas entre 7 e 8 km e cargas positivas acima de 9 km. Já na fase negativa foram observados tripolos positivos que sugerem cargas positivas no centro e cargas negativas nas camadas superior e inferior. Já na última fase positiva da EOSO, quando foi observada a banda brilhante (fig. 4.1 e fig F.4) foi observado um dipolo com cargas positivas no centro inferior.

Na região estratiforme da nuvem não são observadas intensas correntes ascendentes, nem existência de graupel ou granizo. No entanto, cargas residuais ainda são observadas nos cristais de gelo e neve e o campo elétrico oscilou entre aproximadamente -1500 e 2000

V/m indicando a presença desses hidrometeoros carregados eletricamente. Os cristais de gelo carregados observados na região estratiforme provavelmente foram transportados da região convectiva pelas correntes do fluxo ascendente pra trás (fig.1.1) como também sugere o modelo conceitual elaborado por Stolzenburg et al. (1998).

As simulações dos instantes 22:00 e 22:12 UTC mostram magnitudes de cargas variando entre aproximadamente 60 e 110 C nessa região estratiforme, e sugerem que os cristais de gelo e neve observados próximos à isoterma de 0° C estejam carregados com cargas positivas enquanto que os hidrometeoros da região superior sejam carregados negativamente. Simpson (1909) propôs um mecanismo em que os hidrometeoros precipitantes adquirem carga elétrica durante o derretimento ao eliminar partículas carregadas com a mesma polaridade do campo elétrico incidente. Logo, os cristais de gelo positivos observados na isoterma de 0° C podem ter precipitado deixando cargas positivas na nuvem e chegando à superfície com saldo negativo.

Como as soluções indicaram configuração de dipolo, não foram observadas cargas em regiões acima de 9 km de altura. Provavelmente essa estrutura pouco desenvolvida verticalmente foi observada devido a ausência de correntes ascendentes fortes o suficientes para transportar os hidrometeoros carregados pra níveis superiores.

Após a passagem da região estratiforme da nuvem, foi observada a bigorna do sistema (fig. F.5). A bigorna é uma porção da nuvem de tempestade que se localiza em níveis elevados da atmosfera com formato achatado e tem esse nome pois se assemelha a uma bigorna de ferro. Essa porção da nuvem se forma quando a corrente ascendente da região convectiva se aproxima da tropopausa e se espalha horizontalmente. Uma vez que esta fração da nuvem é estratiforme com temperaturas baixas, observa-se basicamente neve e cristais de gelo.

Apesar de ser comum observar a ocorrência de raios CG+ na bigorna dos sistemas convectivos (Rust et al., 1981), no evento do dia 08/09 não foi observada nenhuma atividade elétrica nessa região da nuvem. De acordo com estudos de Marshall et al. (1989), a camada externa da bigorna é carregada negativamente, enquanto o interior contém predominantemente cargas positivas. No entanto, Byrne et al. (1989), à partir de medidas de campo elétrico dentro da tempestade com dois balões, encontraram cargas positivas na porção inferior e cargas negativas na porção superior da bigorna. O período de atuação da bigorna foi após às 22:24 UTC e apesar de Marshall et al. (1989) e Byrne et al. (1989) terem

encontrado cargas elétricas nessa porção da nuvem, as simulações deste estudo apontaram valores nulos de carga no período de atuação da bigorna.

Conclusões

O objetivo desta dissertação foi de analisar a estrutura elétrica e microfísica das tempestades observadas durante o experimento de campo CHUVA/GO-Amazon realizado entre 29 de Agosto a 7 de Outubro de 2014, período de transição entre a estação seca e chuvosa. Esse estudo integrou dados de dois radares meteorológicos (SIPAM-Manaus e radar de apontamento vertical MRR), uma rede de sensores de campo elétrico (field mills) instalados no sítio experimental T3 próximo de de Manacapuru-AM e duas redes de detecção de raios (LINET e STARNET).

A distribuição diária de raios apresentou atividade elétrica em todos os dias. No entanto, alguns dias foi observada alta atividade elétrica enquanto que outros observou-se baixa taxa de raios. Por exemplo, se destacaram os dias 8 de setembro e o dia 17 de setembro, que apresentaram 16 mil e 22 mil detecções respectivamente. O ciclo diurno das tempestades mostrou que as tempestades ocorrem essencialmente durante a tarde, entre 12 e 19 HL com deslocamento médio para oeste de $20 \text{ km } h^{-1}$. No entanto alguns eventos menos intensos foram observados durante a noite e manhã. Na distribuição horizontal da atividade elétrica foi possível observar as regiões de atuação das tempestades. Essas regiões se localizaram na grande maioria sobre o continente, sendo que não foram observados raios sobre os rios. Os rios em geral inibem a atividade elétrica pois possuem superfície relativamente mais fria. Conseqüentemente sobre eles não são observadas correntes ascendentes intensas, que é o que alimenta o carregamento da tempestade e a produção de raios. O perfil vertical das fontes ICs apresentou máxima densidade de fontes entre 5 e 15 km de altura, sendo que o máximo ocorreu em torno de 10 km. A região de máxima densidade de IC está situada na camada de fase mista, onde coexistem tanto água super-resfriada quanto cristais de gelo, granizo e graupel. A composição dessa camada é bastante favorável

à separação de cargas e por isso foi observada alta taxa de raios nessa região.

A evolução do campo elétrico em superfície foi analisada durante a passagem de 9 sistemas convectivos sobre o sítio experimental T3. Durante a aproximação de todos os sistemas, com exceção dos dias 09/09 e 16/09, foi observado um aumento do campo elétrico indicando a aproximação de um centro de cargas negativo. Analisando a evolução temporal em todo o ciclo, foi possível ver que todos os eventos apresentaram campo elétrico predominantemente positivo, sugerindo que nessas tempestades, o centro de cargas mais intenso é negativo e domina a polaridade do campo elétrico observado em superfície. Apesar de ocorrerem reversos de polaridade durante a passagem dos sistemas, a ocorrência de chuva estava associada com campo elétrico positivo, o que pode ser indicativo de que as gotas que precipitaram eram provenientes do centro de cargas negativo, provavelmente de graupel que derreteu ao cair. Dos nove casos de tempestades analisados sete apresentaram a típica oscilação final de tempestade (EOSO) Moore e Vonnegut (1977), sugerindo uma configuração de tripolo de cargas dentro da nuvem.

Além do campo elétrico durante as tempestades, foi analisado o comportamento do campo elétrico de bom tempo observado na ausência de tempestades. O ciclo diurno médio apresentou uma oscilação que é conhecida como ciclo de Carnegie e está associado com tempestades em locais distantes dos sensores. O campo elétrico de bom tempo foi sempre negativo e apresentou dois máximos: às 14 UTC e às 21 UTC. Esses horários correspondem à máxima atividade elétrica na África e na América do Sul respectivamente. Ao eliminar a contribuição de tempestades que ocorreram num raio de 500 km de distância dos sensores, foi possível observar que o máximo correspondente ao continente africano se destacou, comprovando a influência dessas tempestades remotas nas medições feitas no experimento.

Analisando a distribuição espacial de chuva observada pelo radar no período diurno (entre 8 - 18 HL) e noturno (20 - 05 HL), observou-se inibição de chuva sobre os rios e maiores frações sobre as margens do rio Negro e Solimões durante o dia. Já durante a noite os máximos de chuva ocorreram sobre o rio Amazonas. Esse comportamento está relacionado basicamente à circulação de brisa, reforçando o papel dos rios na distribuição da precipitação da região.

A partir da metodologia do CFAD, foi analisado como a estrutura vertical dos campos de precipitação variaram em função da taxa de raios. Os CFADs foram categorizados

em função da atividade elétrica (n° de fontes) dentro das colunas verticais em quatro categorias: sem atividade elétrica, 1 a 10 fontes VLF/LF, 11 a 20 fontes VLF/LF e acima de 20 fontes VLF/LF. O que se observou foi um aumento da refletividade em todo o perfil vertical a medida que se aumentava a taxa de raios. Segundo os CFADs, a ocorrência de raios só se caracteriza se forem observadas refletividades superiores a 40 dBZ em 2 km de altura e acima de 30 dBZ em 12 km de altura. A diminuição do fator refletividade do radar com a altura está associada ao aumento da proporção gelo/água. O CFAD de máxima atividade elétrica (≥ 20 fontes) indica que existe água super-resfriada a pelo menos 2 km de altura acima dos demais perfis. Esse resultado pode indicar que nesse perfil a tempestade é mais desenvolvida verticalmente e a camada de fase mista é mais espessa, o que potencializa a interação de hidrometeoros carregados na nuvem produzindo maiores taxas de raio.

Para compreender o processo de eletrificação das tempestades foi feito um estudo de caso para a tempestade do dia 8 de setembro de 2014. Para tanto, foram feitas simulações de carga utilizando o inverso da Lei de Coulomb Lacerda et al. (2012). Selecionou-se a tempestade do dia 8 de setembro de 2014. As posições das cargas foram definidas a partir dos CAPPs do radar banda-S do SIPAM, selecionando os pixels com fator refletividade do radar acima de 20 dBZ. Já a localização dos centros de carga foi definida conforme Stolzenburg et al. (1998). As soluções do inverso da Lei de Coulomb se mostraram bastante sensíveis a variações de forma, posição e espessura dos centros de cargas. Isso foi possível observar pois as soluções não apresentaram um comportamento temporal satisfatório quando foram considerados centros de cargas bi-dimensionais, ou seja, como se fossem planos. Nessas simulações, as soluções sugeriram variações abruptas na estrutura vertical dos centros com mudanças repentinas de tripolos e dipolos. No entanto, quando considerou-se centros de cargas tri-dimensionais, utilizando camadas de vários CAPPs, as simulações apresentaram menor erro de estimativa e convergiram para um ciclo mais comportado indicando tripolos negativos preferencialmente. Foi observado também um aumento de carga elétrica nos centros da tempestade durante a intensificação do campo elétrico em superfície, apresentando variações de -10 a -70 C no centro negativo central, o que corresponde a densidades com ordem de grandeza de $0,01 \text{ nC/m}^3$. Esse resultado mostra que os centros de cargas da nuvem possuem uma forma preferencialmente volumétrica. A altura do topo da nuvem (echo top de 20 dBZ) também esteve relacionada com o campo

elétrico medido em superfície no evento, sendo que o acentuado desenvolvimento vertical provavelmente produziu um carregamento mais efetivo, induzindo um campo elétrico mais intenso. As configurações de tripolo negativo encontradas nas soluções podem ser explicadas pelo carregamento preferencial do graupel nos estudos de Takahashi (1978) e Saunders e Peck (1998). O centro de cargas positivo inferior se localizou em uma região com temperaturas superiores a -10° C, onde o graupel se carrega positivamente independente do conteúdo de água líquida. Já o centro negativo se localizou entre -10 e -25° C entre 7 e 8 km, região da nuvem com pouco conteúdo de água líquida, induzindo um carregamento negativo do graupel. No centro de cargas positivo superior são observados cristais de gelo que se carregaram na região inferior da nuvem e devem ter sido transportados pelas correntes ascendentes observadas no período convectivo da tempestade visto que na fase estratiforme esse centro superior já não é mais observado.

Durante a EOSO, foi observada na fase positiva final uma estrutura de dipolo com cargas positivas entre 4 e 6 km de altura e cargas negativas entre 7 e 8 km. Portanto, conclui-se que no centro inferior, os cristais de gelo tinham com cargas positivas e acima dessa região esses hidrometeoros tinham cargas negativas. Apesar de não apresentar correntes ascendentes intensas, a região estratiforme do sistema tinha uma grande quantidade de cargas elétricas, sendo que as soluções apontaram para magnitudes de mais de 100 C e $0,1 \text{ nC}/\text{m}^3$, o que induziu um campo elétrico de $-1,5$ até $2 \text{ kV}/\text{m}$ na EOSO. Finalmente, nos instantes finais da tempestade, período de atuação da bigorna do sistema, não foram observadas cargas elétricas na nuvem e o campo elétrico em superfície também era nulo.

Por fim, respondendo as perguntas propostas no Capítulo 1, temos:

1. *Existem tempestades severas? Se sim, quais fatores contribuem para sua formação?*

Durante o experimento se destacaram 2 tempestades severas, uma no dia 08/09 e outra no dia 17/09. De um modo geral, observou-se que as tempestades se intensificavam a medida que chegavam próximo dos rios quando se propagavam de leste para oeste e encontravam rios com orientação norte-sul. Basicamente, o escoamento básico de leste convergia com o escoamento da brisa fluvial na margem leste do rio. Essa convergência criava uma instabilidade que aumentava os movimentos verticais e conseqüentemente o número de raios. Para as duas tempestades severas os campos de radar indicavam que houve um cisalhamento vertical durante a máxima ativi-

dade elétrica. Para as outras tempestades não se observou esse cisalhamento tão pronunciado.

2. *Existe alguma região preferencial de ocorrência de raios e chuva?*

A região preferencial de formação de chuva se concentrou sobre regiões continentais próximas a margens de rios com orientação norte-sul. No entanto, comportamentos distintos na distribuição horizontal da chuva são observados entre o dia e a noite indicando influência da circulação de brisa fluvial com máximos no continente durante o dia e máximos sobre os rios durante a noite.

Já os raios foram observados preferencialmente entre as latitudes de 3,5 S e 2,5 S, próximos às margens dos rios e também a norte da cidade de Manaus. Sobre os rios a atividade elétrica era muito baixa.

3. *Existem diferenças na estrutura vertical entre tempestades severas e as não severas?*

Sim, existem. As diferenças observadas no perfil vertical da refletividade do radar indicam que os raios ocorrem quando é observado fatores refletividade do radar em superfície superiores a 40 dBZ em 2 km e acima de 30 dBZ em -40° C (12 km). Observou-se que quanto maior era a severidade (raios/perfil), os CFADs indicavam que poderia existir mais gotículas de água super-resfriada entre -20 e -40° C, logo, aumentando a probabilidade de transferência de cargas para o granizo e o graupel. Além disso, nos cortes verticais de refletividade do radar ao longo das tempestades, observou-se que as tempestades severas apresentavam cisalhamento com a altura enquanto que as tempestades ordinárias não tinham.

4. *Existe polaridade preferencial de cargas nos hidrometeoros precipitantes?*

A partir das medidas de campo elétrico e do MRR, observou-se que a chuva transportava cargas negativas.

5. *Qual é a distribuição preferencial dos centros de cargas? Como eles variam ao longo do ciclo de vida da tempestade?*

O comportamento do campo elétrico sobre todas as tempestades que passaram sobre o sitio experimental T3 indicavam uma configuração de pelo menos um dipolo negativo, ou seja, negativo na parte de baixo e o positivo na parte superior. Por

outro lado, a simulação para o estudo de caso do dia 08/09 mostra na verdade uma configuração de tripolo. Sendo que o centro de cargas negativo estava entre 7 e 8 km de altura, e os centros positivos estavam entre 4 e 6 km e acima de 9 km. A carga total observada no centro negativo variou entre -10 e -70 C. Em geral, o centro superior positivo era mais intenso do que o inferior, fazendo com que o centro negativo contribuísse mais para o campo elétrico em superfície.

No fim da tempestade, foi possível observar que a região estratiforme tinha campo elétrico oscilando entre -1500 V/m e 2000 V/m. As simulações para o estudo de caso do dia 08/09 indicaram que essas regiões poderiam ser representadas por um dipolo. Os cristais de gelo e neve presentes na região da isoterma de zero graus estavam carregados com cargas positivas, enquanto que os cristais de gelo logo acima tinham cargas negativas.

Referências Bibliográficas

- Albrecht R. I., Goodman S. J., Buechler D. E., Blakeslee R. J., Christian H. J., Where are the lightning hotspots on Earth?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2016, vol. 97, p. 2051
- Albrecht R. I., Morales C. A., Silva Dias M. A., Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011, vol. 116
- Anagnostou E. N., Krajewski W. F., Seo D.-J., Johnson E. R., Mean-field rainfall bias studies for WSR-88D, *Journal of Hydrologic Engineering*, 1998, vol. 3, p. 149
- Baker M., Dash J., Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1994, vol. 99, p. 10621
- Battan L. J., *Radar observation of the atmosphere*, 1973
- Berger K., Parameters of lightning flashes, *Electra*, 1975, vol. 41, p. 23
- Betz H. D., Schmidt K., Fuchs B., Oettinger W. P., Höller H., Cloud lightning: detection and utilization for total lightning measured in the VLF/LF regime, *Journal of Lightning Research*, 2007, vol. 2, p. 1
- Betz H. D., Schmidt K., Laroche P., Blanchet P., Oettinger W. P., Defer E., Dziewit Z., Konarski J., LINET—an international lightning detection network in Europe, *Atmospheric Research*, 2009, vol. 91, p. 564
- Boyle J. S., Orville R. E., Return stroke velocity measurements in multistroke lightning flashes, *Journal of Geophysical Research*, 1976, vol. 81, p. 4461

- Browning K., Frankhauser J., Chalon J.-P., Eccles P., Strauch R., Merrem F., Musil D., May E., Sand W., Structure of an evolving hailstorm part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Monthly Weather Review*, 1976, vol. 104, p. 603
- Byrne G., Few A., Stewart M., Electric field measurements within a severe thunderstorm anvil, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1989, vol. 94, p. 6297
- Carvalho A., Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul, São José dos Campos. 109p.(INPE-4923-TDL/383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989
- Cavalcanti I., Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais, São José dos Campos, INPE-2494-TDL/097, 1982
- Christian H., Holmes C., Bullock J., Gaskell W., Illingworth A., Latham J., Airborne and ground-based studies of thunderstorms in the vicinity of Langmuir Laboratory, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, vol. 106, p. 159
- Clarence N., Malan D., Preliminary discharge processes in lightning flashes to ground, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1957, vol. 83, p. 161
- Cohen J., Silva Dias M., Nobre C., Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia, *Climanálise*, 1989, vol. 4, p. 34
- Cohen J. C. P., Fitzjarrald D. R., D'Oliveira F. A. F., Saraiva I., Barbosa I. R. d. S., Gandu A. W., Kuhn P. A., Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2014, vol. 29, p. 23
- Elster J., Geitel H., Ueber die Electricitätsentwicklung bei der Regenbildung, *Annalen der Physik*, 1885, vol. 261, p. 121
- Elster J., Geitel H., Über eine methode, die elektrische natur der atmosphärischen Niederschläge zu bestimmen (About a method for determining the electric nature of atmospheric precipitation), *Meteorol. Z*, 1988, vol. 5, p. 95
- Eltahir E. A., Bras R. L., Precipitation recycling in the Amazon basin, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1994, vol. 120, p. 861

- Fletcher N., Surface structure of water and ice, *Philosophical Magazine*, 1962, vol. 7, p. 255
- Fletcher N., Surface structure of water and ice: II. A revised model, *Philosophical Magazine*, 1968, vol. 18, p. 1287
- Gardiner B., Lamb D., Pitter R., Hallett J., Saunders C., Measurements of initial potential gradient and particle charges in a Montana summer thunderstorm, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1985, vol. 90, p. 6079
- Gaskell W., Illingworth A., Latham J., Moore C., Airborne studies of electric fields and the charge and size of precipitation elements in thunderstorms, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1978, vol. 104, p. 447
- Grenet G., Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orages, *Ann. Geophys.*, 1947, vol. 3, p. 306
- Gusmão A. M., Alta da Bolívia, *Revista climanálise. Cachoeira paulista*, ed. Especial, 1996, pp 143–146
- Gutman G. J., Schwerdtfeger W., The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer, *Meteor. Rundsch.*, 1965, vol. 18, p. 69
- Holle R. H., López R. E., Overview of real-time lightning detection systems and their meteorological uses. vol. 102, US Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, National Severe Storm Laboratory, 1993
- Houze R. A., Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 42
- Houze R. A., Rasmussen K. L., Zuluaga M. D., Brodzik S. R., The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite, *Reviews of Geophysics*, 2015, vol. 53, p. 994
- Houze Jr R., *Cloud dynamics*, 573 pp, San Diego: Academic, 1993

- Houze Jr R. A., Biggerstaff M., Rutledge S., Smull B., Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1989, vol. 70, p. 608
- Houze Jr R. A., Smull B. F., Dodge P., Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma, *Monthly Weather Review*, 1990, vol. 118, p. 613
- IBGE, 2017 disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/>
- Idone V. P., Orville R. E., Lightning return stroke velocities in the Thunderstorm Research International Program (TRIP), *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1982, vol. 87, p. 4903
- INMET, 2017 disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>
- Isikawa H., Nature of lightning discharges as origins of atmospherics, 1961
- Jacobson E. A., Krider E. P., Electrostatic field changes produced by Florida lightning, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1976, vol. 33, p. 103
- Jordan D. M., Idone V. P., Rakov V. A., Uman M. A., Beasley W. H., Jurenka H., Observed dart leader speed in natural and triggered lightning, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1992, vol. 97, p. 9951
- Kitagawa N., On the electric field-change due to the leader processes and some of their discharge mechanism, *Papers in Meteorology and Geophysics*, 1957, vol. 7, p. 400
- Kitagawa N., Brook M., Workman E., The role of continuous discharges in cloud-to-ground lightning: Abstract, *Journal of Geophysical Research*, 1960, vol. 65, p. 1965
- Krehbiel P., Thomas R. J., Rison W., Hamlin T., Harlin J., Davis M., Lightning mapping observations in central Oklahoma, *Eos*, 2000, vol. 81, p. 21
- Krehbiel P. R., An analysis of the electric field change produced by lightning, 1981
- Krehbiel P. R., Brook M., McCrory R. A., An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1979, vol. 84, p. 2432

- Lacerda M., Morales C., Anselmo E., Albrecht R., Rocamora W., Fernandes K., Jaques R., Inverse Problem of Coulomb's Law: Preliminary results from the CHUVA Belém Campaign, 2012
- Latham J., The electrification of thunderstorms, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1981, vol. 107, p. 277
- Lee A., An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1986, vol. 112, p. 203
- Liu C., Williams E. R., Zipser E. J., Burns G., Diurnal variations of global thunderstorms and electrified shower clouds and their contribution to the global electrical circuit, *Journal of the atmospheric sciences*, 2010, vol. 67, p. 309
- Liu X.-S., Krehbiel P. R., The initial streamer of intracloud lightning flashes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1985, vol. 90, p. 6211
- McEachron K., Lightning to the empire state building, *Journal of the Franklin Institute*, 1939, vol. 227, p. 149
- MacGorman D. R., Apostolakopoulos I. R., Lund N. R., Demetriades N. W., Murphy M. J., Krehbiel P. R., The timing of cloud-to-ground lightning relative to total lightning activity, *Monthly Weather Review*, 2011, vol. 139, p. 3871
- MacGorman D. R., Rust W. D., *The electrical nature of storms*. Oxford University Press on Demand, 1998
- Mach D. M., Rust W. D., Photoelectric return-stroke velocity and peak current estimates in natural and triggered lightning, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1989, vol. 94, p. 13237
- Mach D. M., Rust W. D., Two-dimensional speed and optical risetime estimates for natural and triggered dart leaders, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1997, vol. 102, p. 13673
- Machado L. A., Silva Dias M. A., Morales C., Fisch G., Vila D., Albrecht R., Goodman S. J., Calheiros A. J., Biscaro T., Kummerow C., et al., The CHUVA Project: How does

convection vary across Brazil?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2014, vol. 95, p. 1365

Makkonen L., Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2000, vol. 358, p. 2913

Malan D., Schonland B., The distribution of electricity in thunderclouds. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 209, 1951, p. 158

Malkomes M., Fukuda F., Rocheleau F., Werner J., The Sivam Project: weather radar network for the Amazon region. In *Proceedings of ERAD*, vol. 331, 2002

Marengo J. A., On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current state-of-the-art, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2006, vol. 21, p. 1

Marshall T. C., Marsh S. J., Negatively charged precipitation in a New Mexico thunderstorm, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1993, vol. 98, p. 14909

Marshall T. C., Rust W. D., Winn W. P., Gilbert K. E., Electrical structure in two thunderstorm anvil clouds, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1989, vol. 94, p. 2171

Marshall T. C., Winn W. P., Measurements of charged precipitation in a New Mexico thunderstorm: Lower positive charge centers, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1982, vol. 87, p. 7141

Mazur V., Physical processes during development of lightning flashes, *Comptes Rendus Physique*, 2002, vol. 3, p. 1393

METEK, 2009 Physical Basics

Mezuman K., Price C., Galanti E., On the spatial and temporal distribution of global thunderstorm cells, *Environmental Research Letters*, 2014, vol. 9, p. 124023

Molion L. C. B., Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1987, vol. 2, p. 107

-
- Moore C., Vonnegut B., The thundercloud. In *Lightning: Physics of Lightning*, Volume 1 & 2 , 1977, p. 51
- Morales C., Lacerda M., Neves J., Anselmo E., Understanding the Electrification Processes: A Contribution of CHUVA Project. In *Proceedings of the 15th International Conference on Atmospheric Electricity-ICAE*, Oklahoma, USA , 2014
- Morales C. A., Continuous thunderstorm monitoring: Retrieval of precipitation parameters from lightning observations, PhD diss., University of Connecticut, 2001
- Morales C. A., Machado L. A. T., Dias M. A. F. S., Amorim W., Frediani M. E. B., Characteristics of the precipitating systems during the 2002 Dry-To-Wet field campaign in the Amazon region. In *14th International Conference on Clouds and Precipitation-ICCP2004*. Bologna , 2004
- Morales C. A., Neves J. R., Anselmo E. M., Camara L., Barreto W., Paiva V., Holle R. L., years of Sferics Timing And Ranging NETwork–STARNET: A lightning climatology over South America. In *23rd International Lightning Detection Conference & 5th International Lightning Meteorology Conference* , 2014
- Nesbitt S. W., Zipser E. J., Cecil D. J., A census of precipitation features in the tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations, *Journal of Climate*, 2000, vol. 13, p. 4087
- Ogawa T., Brook M., The mechanism of the intracloud lightning discharge, *Journal of Geophysical Research*, 1964, vol. 69, p. 5141
- Oliveira A. P., Fitzjarrald D. R., The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations, *Boundary-Layer Meteorology*, 1993, vol. 63, p. 141
- Oliveira A. P., Fitzjarrald D. R., The Amazon river breeze and the local boundary layer: II. Linear analysis and modelling, *Boundary-Layer Meteorology*, 1994, vol. 67, p. 75
- Oliveira A. S., Interações entre sistemas frontais na América do Sul ea convecção da Amazônia, INPE, 1986, Tese de Doutorado
- Pawar S., Kamra A., End-of-storm oscillation in tropical air mass thunderstorms, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, vol. 112

- Pereyra R. G., Avila E. E., Charge transfer measurements during single ice crystal collisions with a target growing by riming, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, vol. 107
- Pierce E., Electrostatic field-changes due to lightning discharges, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1955, vol. 81, p. 211
- Proctor D. E., A hyperbolic system for obtaining VHF radio pictures of lightning, *Journal of Geophysical Research*, 1971, vol. 76, p. 1478
- Proctor D. E., Lightning flashes with high origins, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1997, vol. 102, p. 1693
- Proctor D. E., Uytendogaardt R., Meredith B. M., VHF radio pictures of lightning flashes to ground, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1988, vol. 93, p. 12683
- Rakov V. A., Thottappillil R., Uman M. A., On the empirical formula of Willett et al. relating lightning return-stroke peak current and peak electric field, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1992, vol. 97, p. 11527
- Rakov V. A., Uman M. A., *Lightning: physics and effects*. Cambridge University Press, 2003
- Rust W., Moore C., Electrical conditions near the bases of thunderclouds over New Mexico, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1974, vol. 100, p. 450
- Rust W. D., MacGorman D. R., Arnold R. T., Positive cloud-to-ground lightning flashes in severe storms, *Geophysical Research Letters*, 1981, vol. 8, p. 791
- Rutledge S. A., Petersen W. A., Cifelli R. C., Carey L. D., Early results from TRMM-LBA: Kinematic and microphysical characteristics of convection in distinct meteorological regimes. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International* , vol. 3, 2000, p. 1358
- Salati E., Marques J., , 1984 in , *The Amazon*. Springer pp 85–126
- Santos M. J., Silva Dias M. A., Freitas E. D., Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, vol. 119

- Saunders C., A review of thunderstorm electrification processes, *Journal of Applied Meteorology*, 1993, vol. 32, p. 642
- Saunders C., , 2008 in , *Planetary Atmospheric Electricity*. Springer pp 335–353
- Saunders C., Bax-Norman H., Emersic C., Avila E., Castellano N., Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, vol. 132, p. 2653
- Saunders C., Peck S., Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1998, vol. 103, p. 13949
- Schonland B., Progressive lightning. IV. The discharge mechanism. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* , vol. 164, 1938, p. 132
- Schonland B., The lightning discharge, *Handbuch der Physik*, 1956, vol. 22, p. 576
- Schonland B., Malan D., Collens H., Progressive lightning. II, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1935, vol. 152, p. 595
- Shao X., Krehbiel P., The spatial and temporal development of intracloud lightning, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1996, vol. 101, p. 26641
- Silva Dias M., Silva Dias P., Longo M., Fitzjarrald D. R., Denning A. S., River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results, *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, vol. 78, p. 111
- Simpson G. C., On the electricity of rain and its origin in thunderstorms, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 1909, vol. 209, p. 379
- Smith L., Intracloud lightning discharges, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1957, vol. 83, p. 103

- Stolzenburg M., Rust W. D., Smull B. F., Marshall T. C., Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. Mesoscale convective systems, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1998, vol. 103, p. 14059
- Tacza J., Raulin J.-P., Macotela E., Norabuena E., Fernandez G., Correia E., Rycroft M., Harrison R., A new South American network to study the atmospheric electric field and its variations related to geophysical phenomena, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2014, vol. 120, p. 70
- Takahashi T., Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1978, vol. 35, p. 1536
- Takahashi T., Tajiri T., Sono Y., Charges on graupel and snow crystals and the electrical structure of winter thunderstorms, *Journal of the atmospheric sciences*, 1999, vol. 56, p. 1561
- Takeuti T., Studies on thunderstorm electricity, *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 1965, vol. 17, p. 59
- Thomson E., Uman M., Beasley W., Speed and current for lightning stepped leaders near ground as determined from electric field records, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1985, vol. 90, p. 8136
- Uvo C., Nobre C., A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil, Parte I: a posição da ZCIT no Atlântico equatorial. *Climanálise*, 1989, vol. 4, p. 34
- Vonnegut B., Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. Little Boston, MA, 1953
- Vonnegut B., Moore C. B., Preliminary attempts to influence convective electrification in cumulus clouds by the introduction of space charge into the lower atmosphere. Inc, 1958
- Wendisch M., Pöschl U., Andreae M. O., Machado L. A., Albrecht R., Schlager H., Rosenfeld D., Martin S. T., Abdelmonem A., Afchine A., et al., 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*, 2016, vol. 97, p. 1885
- Whipple F. J. W., Scrase F. J., Point discharge in the electric field of the earth, an analysis of continuous records obtained at Kew observatory. HM Stationery off., 1936
- Williams D. P., Brook M., Magnetic measurements of thunderstorm currents: 1. Continuing currents in lightning, *Journal of Geophysical Research*, 1963, vol. 68, p. 3243
- Williams E., Rosenfeld D., Madden N., Gerlach J., Gears N., Atkinson L., Dunnemann N., Frostrom G., Antonio M., Biazon B., et al., Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, vol. 107
- Williams E., Sátori G., Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2004, vol. 66, p. 1213
- Williams E. R., Large-scale charge separation in thunderclouds, *Journal of Geophysical Research*(ISSN 0148-0227), 1985, vol. 90, p. 6013
- Wilson C., Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 1921, vol. 221, p. 73
- Wilson C., et al., Some thundercloud problems, *Journal of the Franklin Institute*, 1929, vol. 208, p. 1
- Workman E., Brook M., Kitagawa N., Lightning and charge storage, *Journal of Geophysical Research*, 1960, vol. 65, p. 1513
- Workman E., Reynolds S., A suggested mechanism for the generation of thunderstorm electricity, *Physical Review*, 1948, vol. 74, p. 709
- Workman E., Reynolds S., Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity, *Physical Review*, 1950, vol. 78, p. 254

Yuter S. E., Houze Jr R. A., Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity, *Monthly weather review*, 1995, vol. 123, p. 1941

Zipser E. J., Liu C., Cecil D. J., Nesbitt S. W., Yorty D. P., Where are the most intense thunderstorms on Earth?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, vol. 87, p. 1057

Apêndice

LINET vs. LMA

Apesar da LINET fornecer a posição do raio IC e CG, não está claro se essas medições são efetivamente strokes ou fontes de radiação emitidas pelos líderes já que a quantidade de fontes detectadas é muito elevada (fig. 3.1).

Portanto, para entender qual processo físico do raio é detectado pela rede LINET, foram feitas comparações com a rede LMA (Lightning Mapping Array), que opera na frequência do VHF e mede fontes de radiação nessa frequência (Krehbiel et al., 2000).

As duas redes operaram simultaneamente durante o experimento CHUVA – GLM Vale do Paraíba conduzido entre novembro de 2011 março de 2012.

Para avaliar estas diferenças, as fontes de radiação da LMA foram agrupadas em flashes. Posteriormente os raios da LINET também foram agrupados em flashes CG e IC por critério de proximidade espacial e temporal. As fontes agrupadas não ultrapassam 20 km de distancia umas das outras e a diferença de tempo entre elas é de até 1 segundo.

Finalmente, para fazer essa avaliação foram escolhidos 3 flashes da LMA que tinham mais de 500 fontes e buscou-se as medidas coincidentes da LINET dentro da área e intervalo de tempo do flash definido pela LMA.

A partir das figuras A.1 e A.2 é possível observar as fontes de radiação medidas pela LMA descreverem o líder escalonado, ou seja, apresenta as ramificações. Eventualmente também é possível observar uma descarga de retorno. Uma vez que as antenas da LMA medem emissão de VHF, que se propagam diretamente, a rede pode ter efeito de curvatura da terra e visada do sensor, logo, emissões de radiação abaixo do campo de visada não são detectadas.

Nos exemplos das figuras A.1 e A.2, temos flashes de um raio CG e IC respectivamente. No raio CG (fig. A.1), é possível observar que o raio se propaga horizontalmente em torno

de 5 km de altura e depois desce. Neste exemplo é possível contar 6 raios dentro de um flash. Já nas figuras A.2a e A.2b, os raios ICs se propagam em camadas horizontais entre 5 e 10 km e é possível concluir que existia um centro de carga de polaridade oposta tanto no mesmo nível de altura como em diferentes níveis.

Na figura A.1 é possível observar que a LINET detecta vários raios CGs coincidentes com as fontes da LMA que se propagaram para o solo. Entretanto, detectou raios positivos e negativos. Em geral temos raios negativos antes e os positivos depois, sugerindo que os negativos são descargas de retorno e os positivos podem ser o líder conectante, que não possuem ramificações e tem polaridade oposta ao líder.

Já os raios ICs da LINET (figuras A.2a e A.2b), acompanham as mudanças de direção do líder escalonado observado pela LMA. No entanto não está claro o que significa os raios positivos e negativos. No entanto, olhando a posição vertical das fontes, pode-se dizer que as fontes negativas estavam associadas com o líder e as positivas com a ramificação do líder bi-direcional proposto por Mazur (2002).

A rede LINET ainda necessita de uma investigação mais profunda a respeito de suas detecções. No entanto, com esses resultados preliminares já é possível concluir que a rede não detecta somente os strokes/raios mas também emissões do líder escalonado, provavelmente do líder conectante e também líder bi-direcional, o que explicaria o grande número de ocorrência de fontes CGs e IC+. Além disso, ainda não é possível contabilizar os raios utilizando a rede LINET pois ela mede mais de uma fonte de radiação por evento de raio.

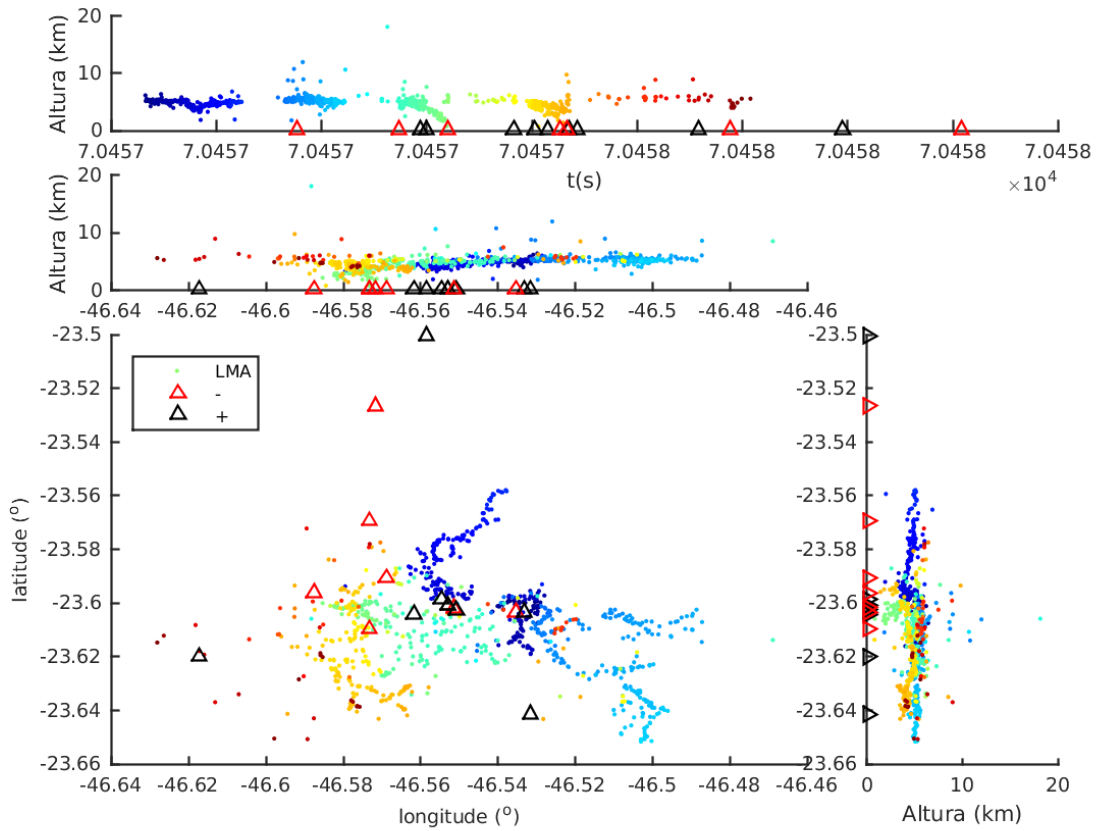
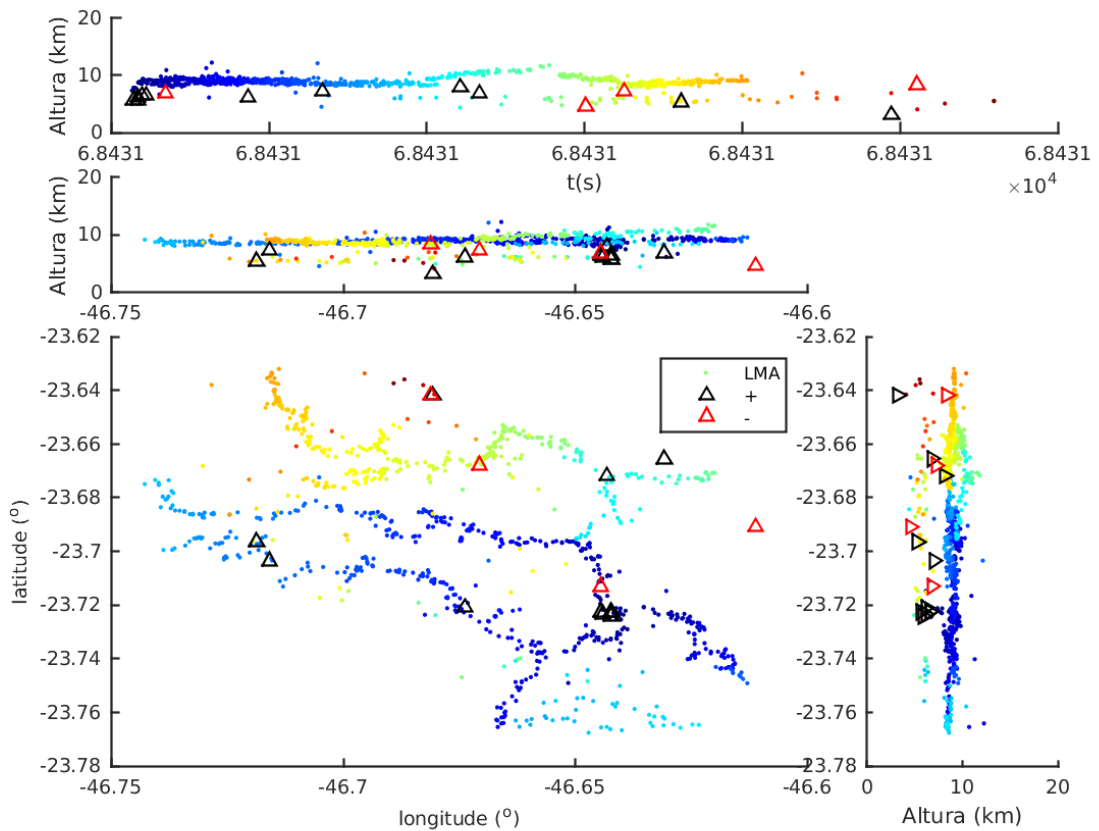


Figura A.1: Flash CG LMA e LINET coincidentes.



Dessa maneira, neste estudo os raios da LINET são definidos como fontes de radiação IC e CG.

Perfil vertical da temperatura na Amazônia

Uma vez que estamos interessados em identificar os centros de carga e associá-los com os tipos de hidrometeoros, foi calculado o perfil vertical de temperatura média para poder identificar as isotermas de 0, -10 e -40°C (fig B.1).

O perfil vertical da temperatura durante o mês de setembro de 2014 foi avaliado através de 57 radiossondas lançadas nos horários de 00UTC e 12UTC na cidade de Manaus-AM. Observou-se que não existe grande variabilidade do lapse rate da atmosfera entre as sondagens, isso se deve ao fato de que a região, por se localizar nos trópicos, não experimenta frequentemente mistura de massas de ar decorrentes de sistemas transientes como frentes frias e ciclones favorecendo um comportamento uniforme do lapse rate durante todo o mês.

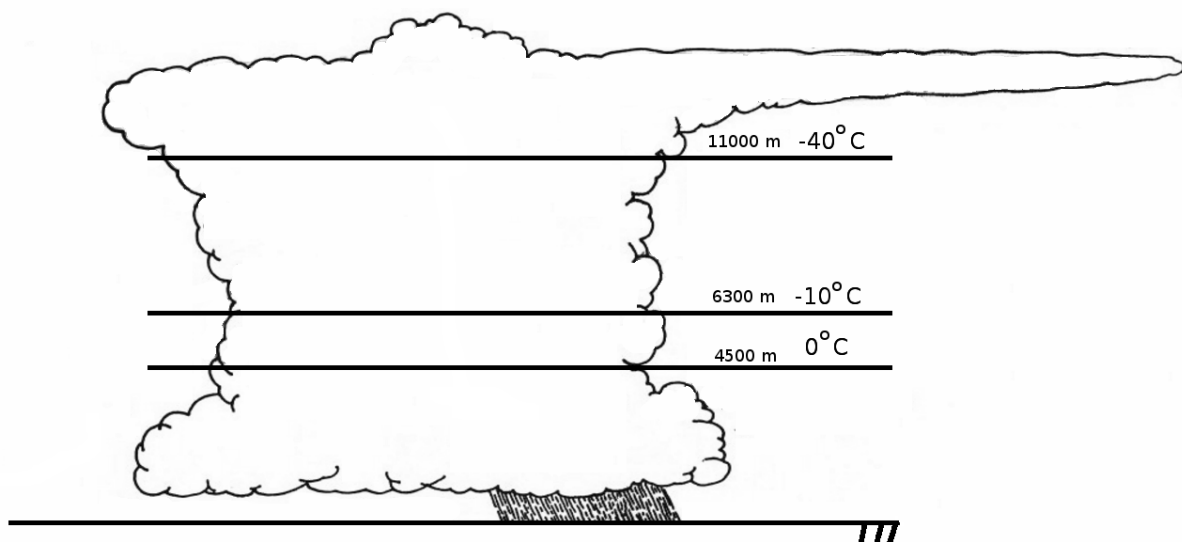


Figura B.1: Esquema de nuvem com as alturas aproximadas das isotermas de 0, -10 e -40°C baseado em 57 radiossondas para o mês de setembro de 2014 em Manaus - AM.

Com o perfil vertical médio da temperatura na região de Manaus – AM é possível inferir principalmente as regiões que contém somente água líquida, com a presença de de água e gelo e somente gelo. É sabido que em temperaturas superiores a 0°C somente vapor d'água e água líquida são encontrados porém entre 0°C e -40°C podem coexistir água líquida super-resfriada vapor e gelo e, finalmente, em regiões com temperaturas inferiores a -40°C é observado somente a presença de gelo. A ilustração dessas regiões pode ser observada na figura B.1, ou seja, a isoterma de 0°C está aproximadamente em 4500 m, a de -10°C em 6300 e a de -40°C em 11000 m.

Atividade elétrica e anomalia do vento

Durante o experimento de campo observou-se que a atividade elétrica detectada pela LINET era bem variável, ou seja, períodos com alta frequência de raios foram seguidos de períodos de menor atividade elétrica além de variações diárias nos campos do fator refletividade radar. Essas oscilações estão relacionadas principalmente com variações no escoamento sinótico e de larga escala que afetam a região..

Há estudos na Amazônia que mostram que as variações intrasazonais da atividade elétrica na região amazônica estão relacionadas principalmente a anomalia do vento. Rutledge et al. (2000) afirmam que num regime de vento onde a circulação é monçônica, as tempestades que se formam possuem características típicas de sistemas tropicais oceânicos pouco eletrificados, no entanto, no regime não monçônico ou regime de pausa, os sistemas são formados em uma troposfera um pouco mais seca levando a um maior desenvolvimento vertical das tempestades e conseqüentemente maior eletrificação é observada.

Na Amazônia, mais especificamente na região de Manaus, durante o experimento o vento foi predominantemente de leste em todo o período. No entanto, foram observadas anomalias da componente meridional relacionadas aos regimes monçônicos (ventos mais de nordeste) com dias de baixa ocorrência de raios, e "não monçônicos" (ventos mais de sudeste) onde se observou dias de intensa atividade elétrica. Essa relação entre a anomalia do vento e a atividade elétrica pode ser vista na figura C.1. A maioria dos dias com alta atividade elétrica e precipitação durante a campanha apresentaram ventos com componente meridional mais de sul.

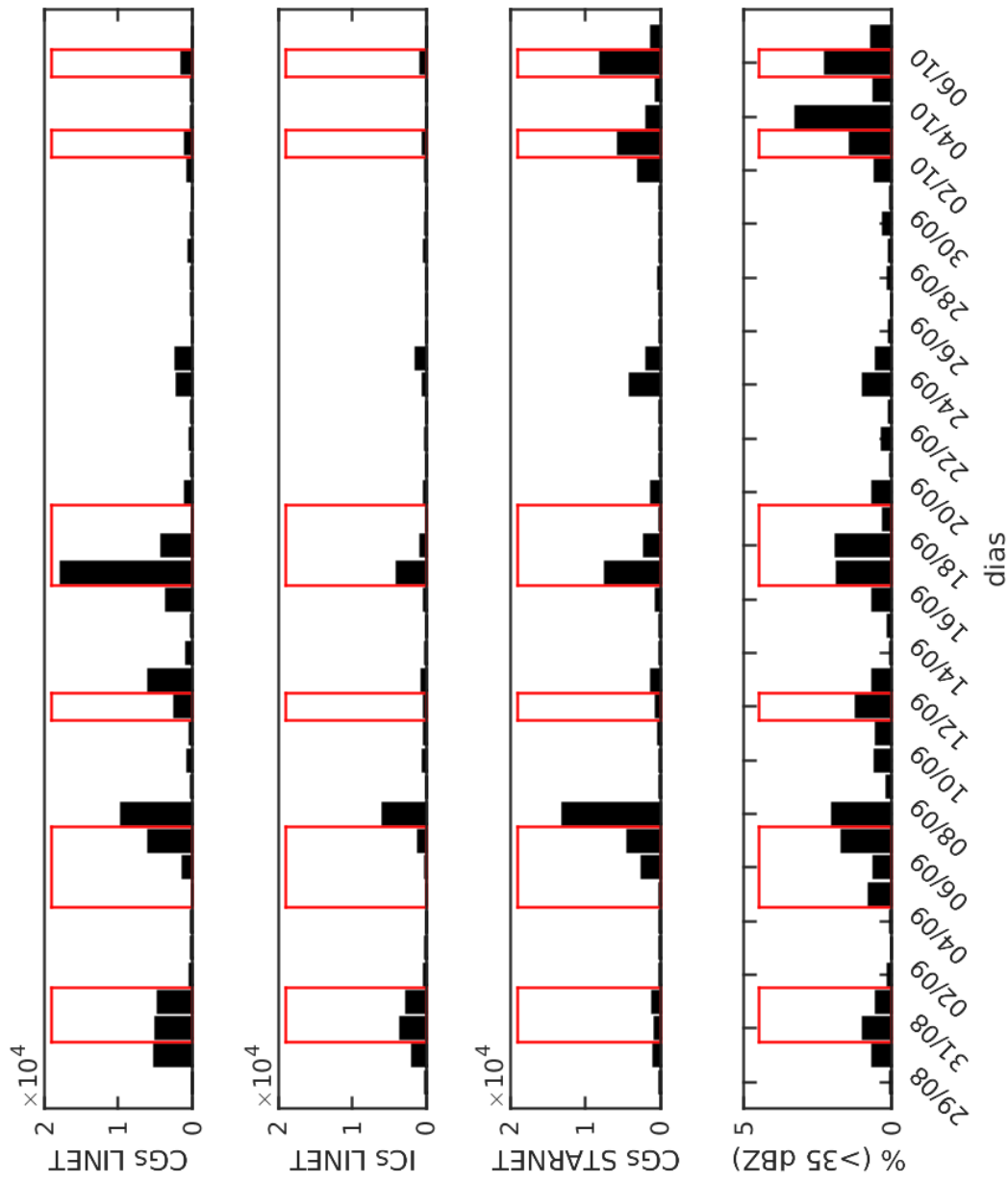


Figura C.1: Número diário de detecções de fontes (a) CGs e (b) ICs da rede LINET. (c) Detecções CGs da STARNET e (d) fração de refletividade radar acima de 35 dBZ. As caixas em vermelho representam os períodos onde foram observadas anomalias positivas da componente meridional do vento em 850 hPa na região de Manaus-AM utilizando dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Apêndice D

Distribuição horizontal do erro de detecção da rede LINET

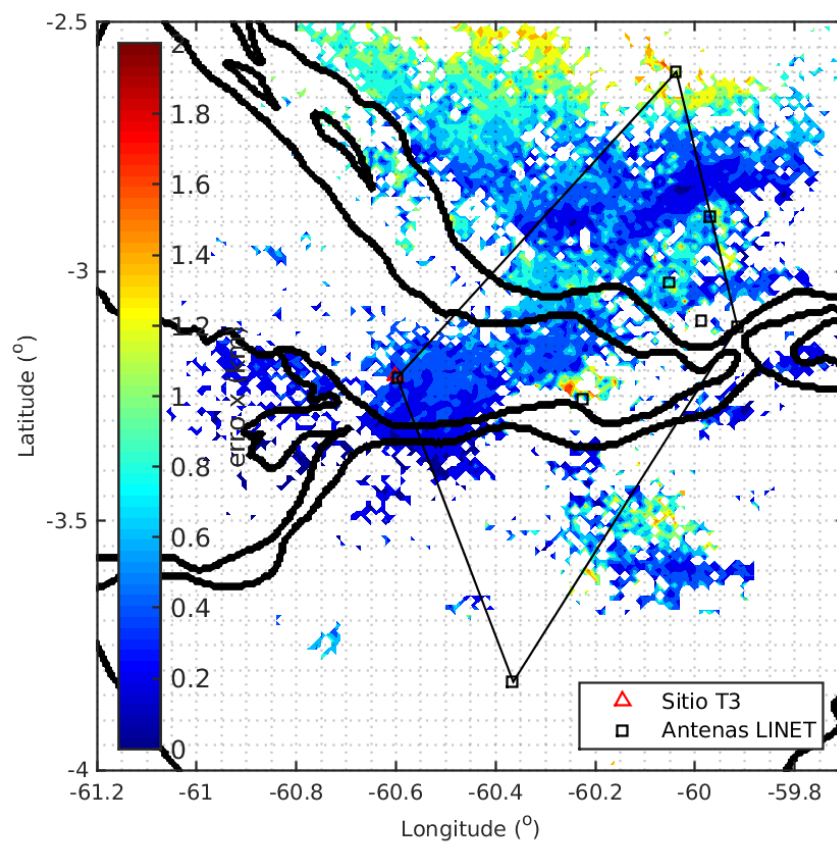


Figura D.1: Distribuição horizontal do erro x da rede LINET.

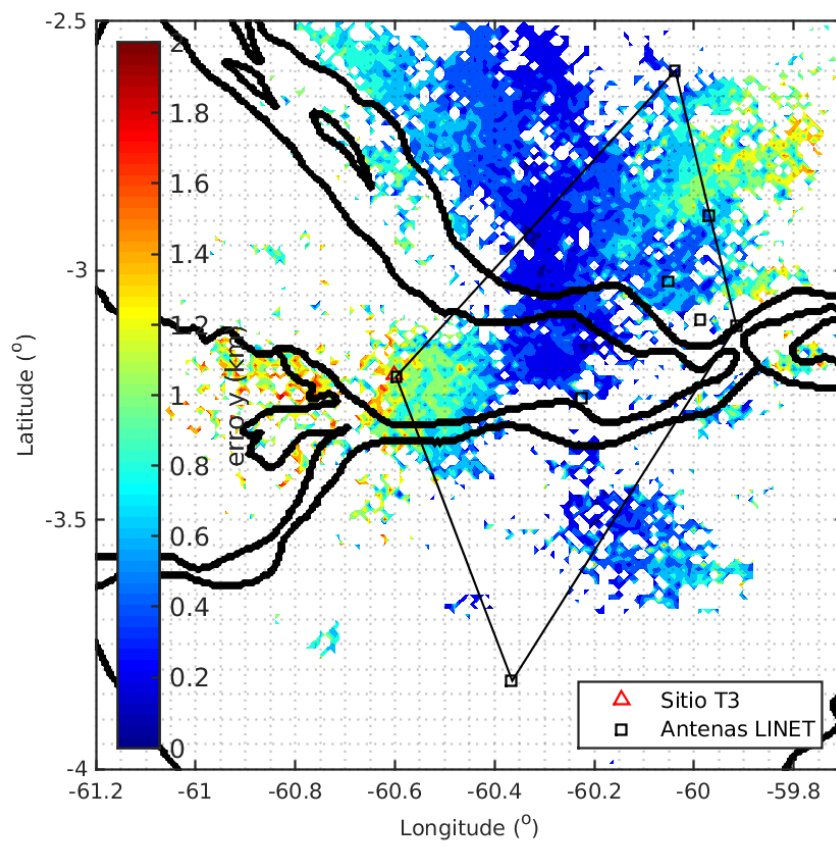


Figura D.2: Distribuição horizontal do erro y da rede LINET.

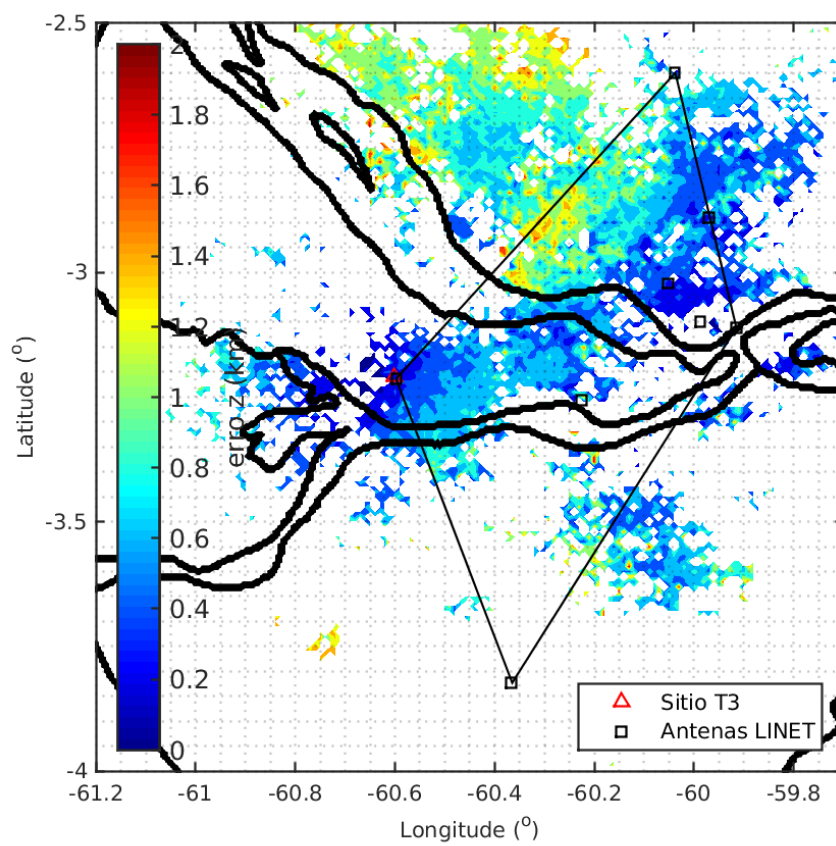


Figura D.3: Distribuição horizontal do erro z da rede LINET.

Cisalhamento vertical

Para entender por que temos máximo de chuva e de raios a leste do rio, foi feita uma seção transversal de um caso que se aproximava do rio Negro, conforme a figura E.1 que ilustra a estrutura vertical de uma tempestade que se aproximou do rio apresentou intensa atividade elétrica medida pela rede LINET. É possível observar que existe um cisalhamento com a altura, que é evidenciado pela inclinação do campo de Z com a altura entre 60 e 80 km. O cisalhamento pode atuar como um fator que potencializa a colisão entre os hidrometeoros dentro da tempestade, conseqüentemente favorecendo o carregamento elétrico da nuvem e o aumento do número de descargas atmosféricas. A circulação de brisa é o fator que provavelmente causou essa inclinação pois tem uma convergência na margem do rio que acaba intensificando as correntes ascendentes. Por outro lado ocorre uma diminuição da velocidade de propagação em baixos níveis induzindo a inclinação da estrutura vertical do fator refletividade que foi observada.

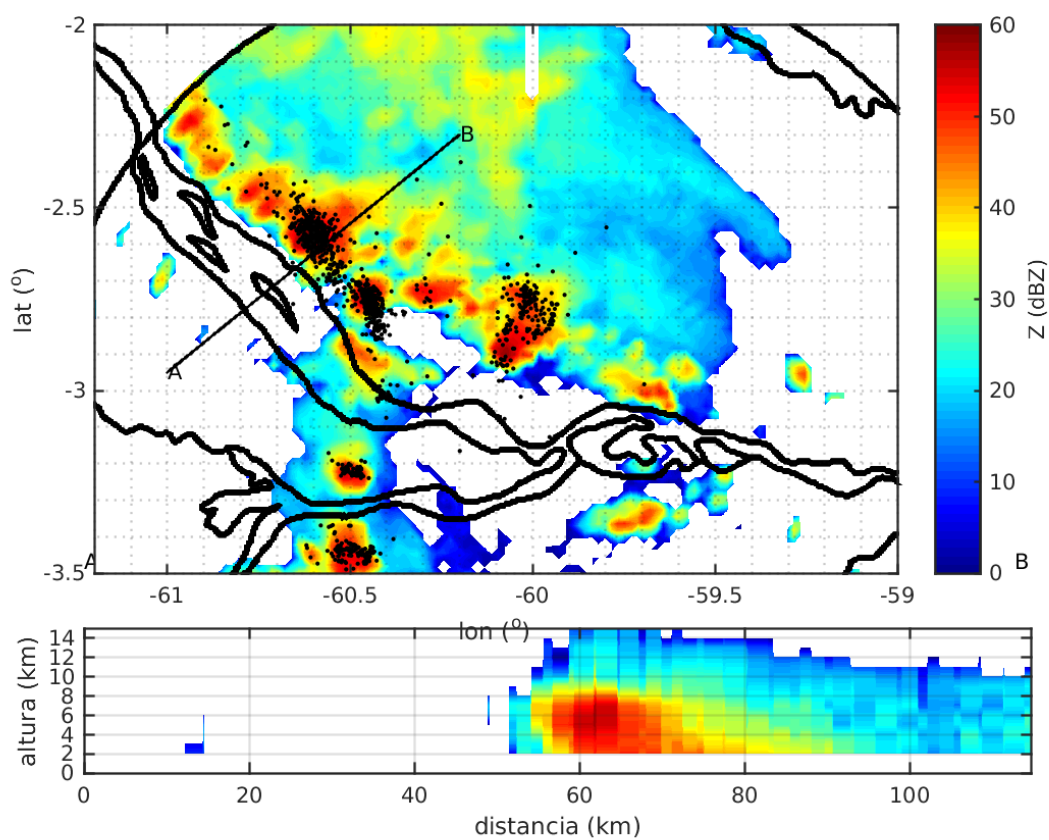


Figura E.1: MAXCAPPI do fator refletividade radar e atividade elétrica medida pela LINET (acima) e corte vertical (abaixo) para o dia 17/09/2014.

Apêndice F

Cortes verticais e CFADs da tempestade do dia

08/09/2014

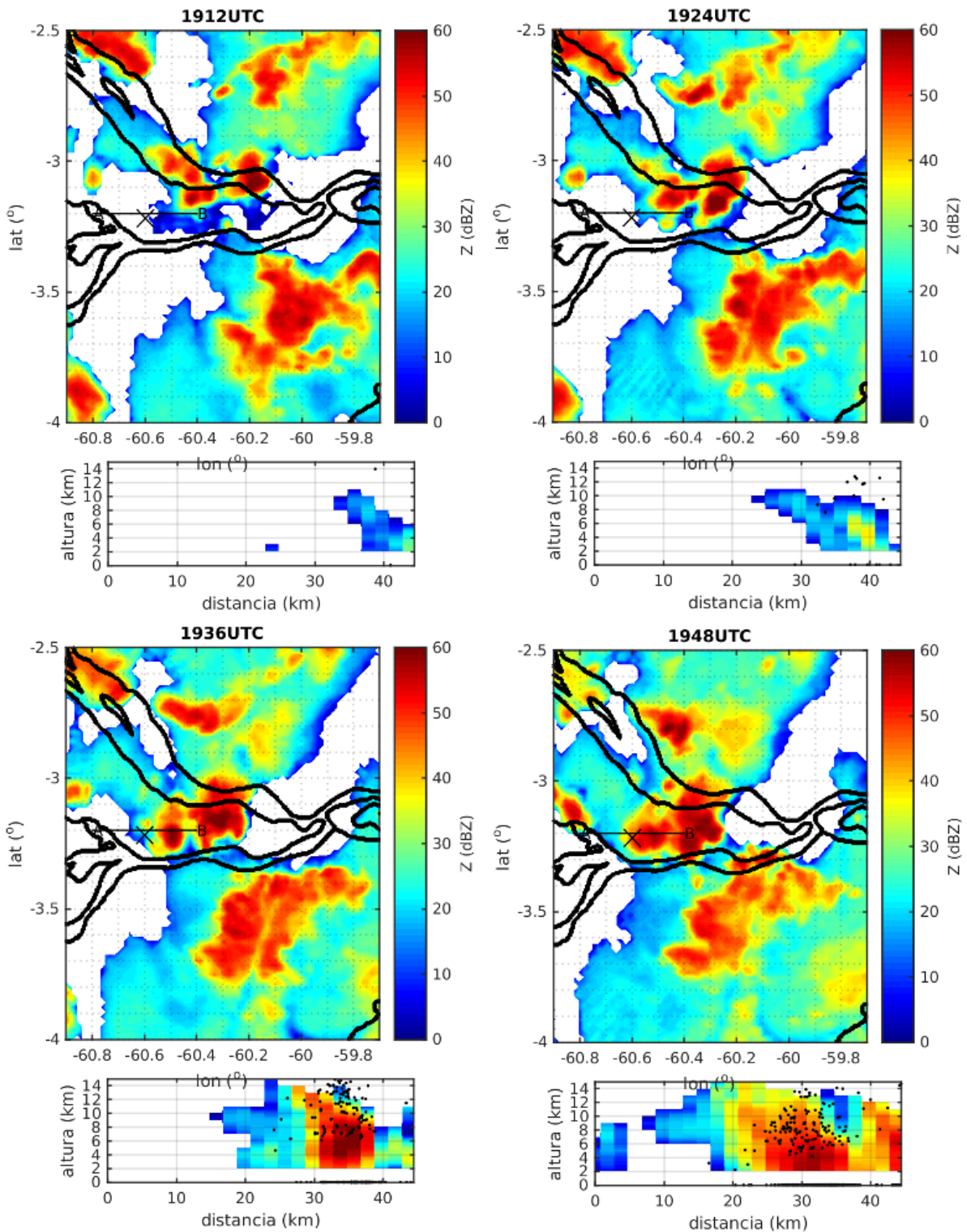


Figura F.1: MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.

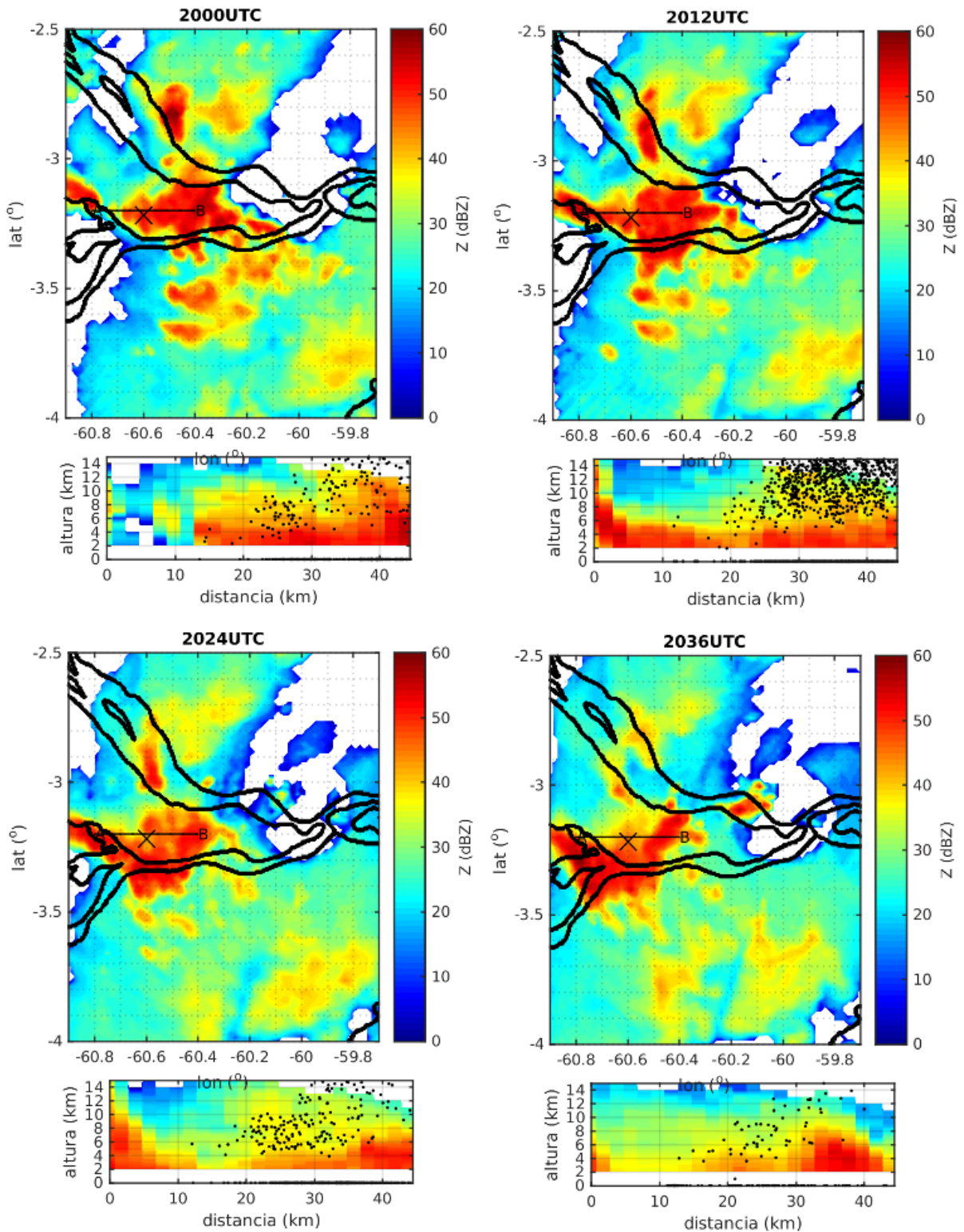


Figura F.2: MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.

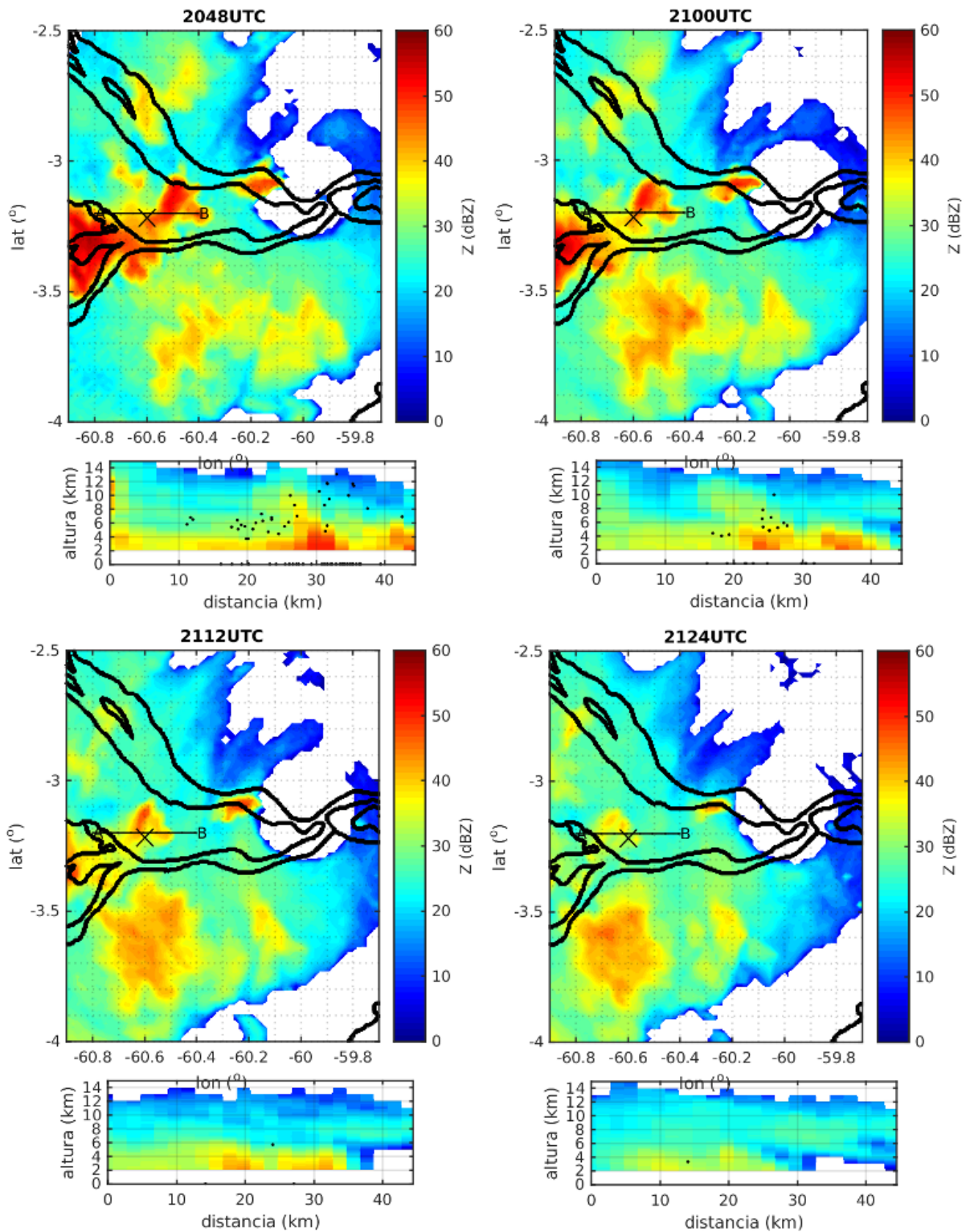


Figura F.3: MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.

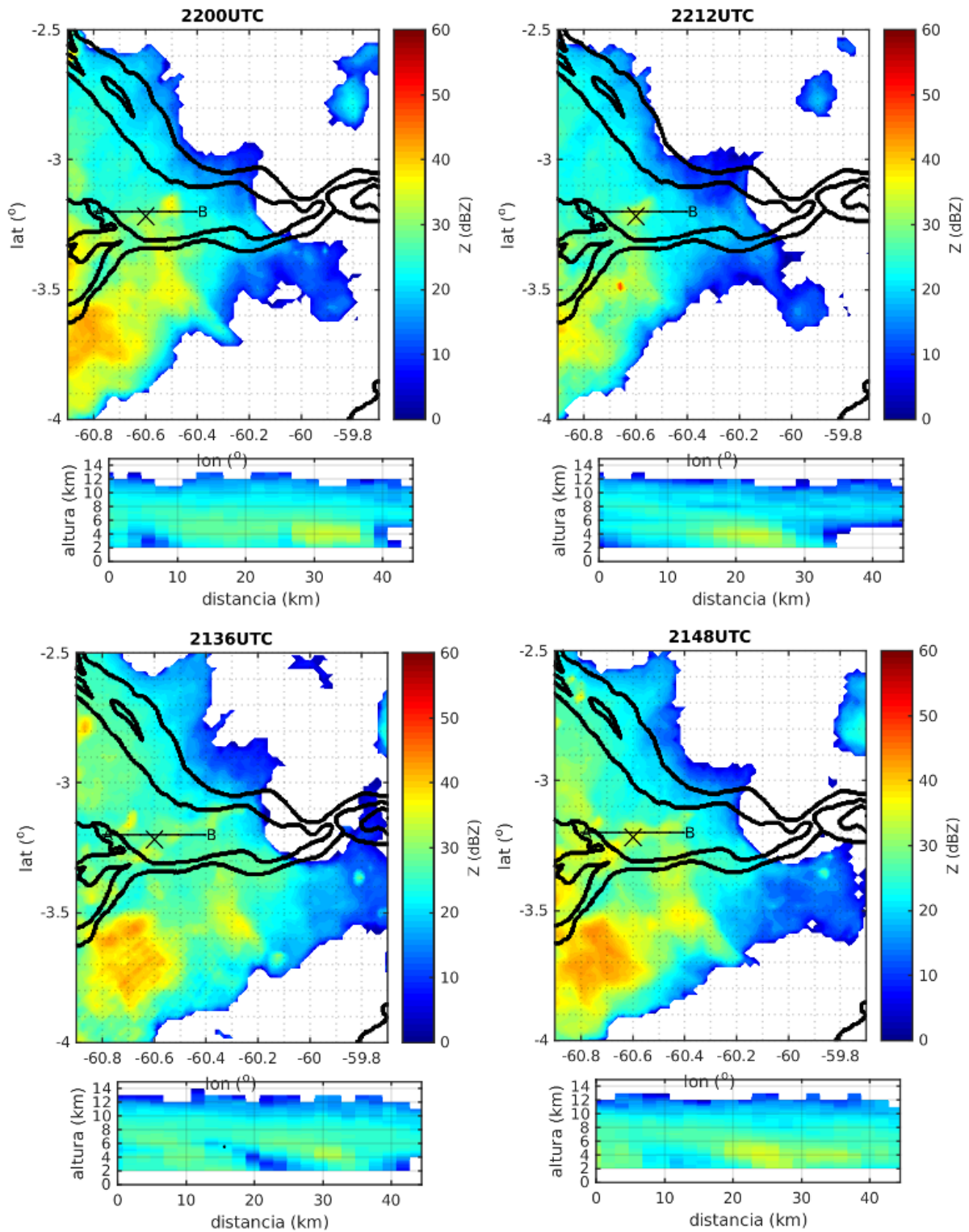


Figura F.4: MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.

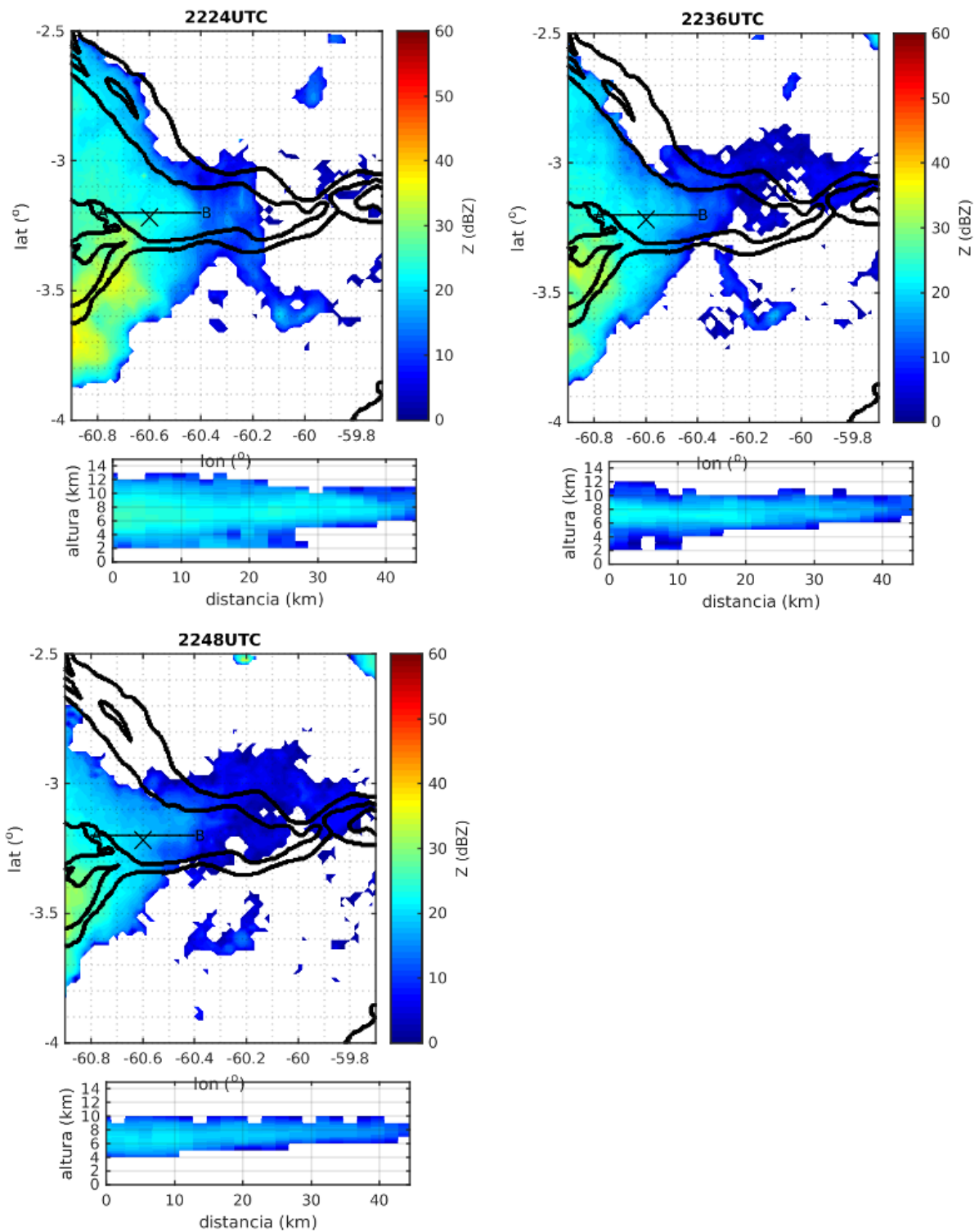


Figura F.5: MAXCAPPI do fator refletividade radar e corte vertical juntamente com a atividade elétrica medida pela LINET para o dia 08/09/2014.

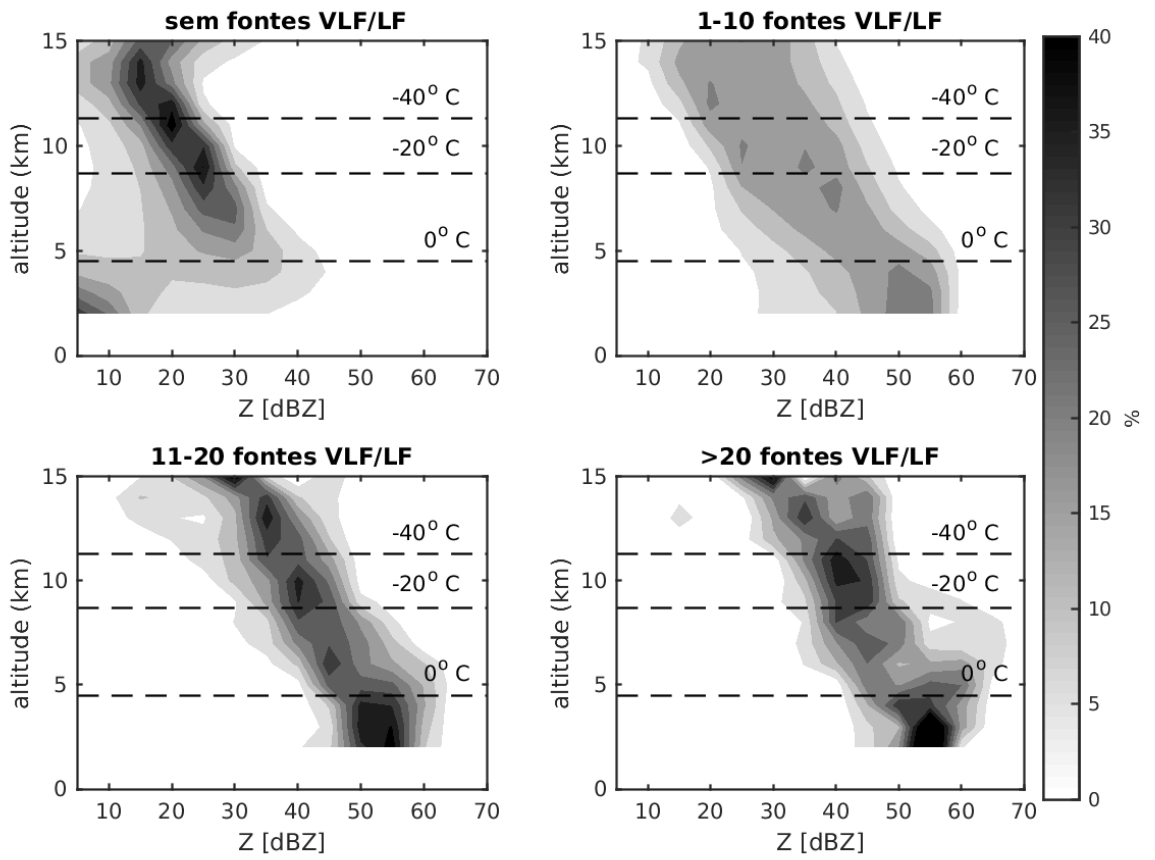


Figura F.6: CFADs separados por número de fontes VLF/LF para o dia 08/09/2014.