

Evandro Moimaz Anselmo

Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul

São Paulo - SP

2014

Evandro Moimaz Anselmo

Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul

Tese ao departamento de Ciências Atmosféricas, realizada como pré-requisito para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador:
Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS DA
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

São Paulo - SP

2014

Tese

AGRADECIMENTOS

RESUMO

Resumo

Palavras-chave: relâmpagos, tempestades, monitoramento.

ABSTRACT

Abstract

Key-words: lightning, storms, tracking.

LISTA DE FIGURAS

1	Principais características das observações do PR (NASDA, 2001)	16
2	Ilustração do algoritmo de identificação de <i>events</i> , <i>groups</i> e os <i>flashes</i> do LIS (CHRISTIAN et al., 2000).	18
3	Número de observações do VIRS ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).	23
4	Tempo de amostragem (<i>View time</i>) do LIS entre 1998-2011 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). .	24
5	Acumulado de raios (<i>flashes</i>) observados pelo LIS ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).	25
6	Acumulado das 157,592 tempestade elétrica ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).	26
7	Ciclo diurno das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.	29
8	Ciclo diurno em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados.	30
9	Ciclo anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.	32
10	Ciclo anual em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir as estações de tempestades elétricas.	33
11	Densidade total de tempestades elétricas. As cores correspondem ao número de tempestades elétricas por passagens do VIRS multiplicado por 10^{-4} por quilômetro quadrado ($10^{-4} \times [\text{km}^{-2}]$) em cada pronto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	37

12	Densidade total de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ($[ano^{-1}] [km^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	39
13	Densidade sazonal de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ($[ano^{-1}] [km^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	40
14	Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas.	42
15	Densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por 10^{-2} por ano por quilômetro quadrado ($10^{-2} [ano^{-1}] [km^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	44
16	Densidade de probabilidade dos valores da série referente aos índices FTA e FT.	45
17	Estudo das frequências de ocorrências de tempestades elétricas selecionadas pelo 90º percentil dos índices de FT e FTA, por extensão em área e por temperatura de brilho de topo das nuvens.	46
18	CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação sem raios.	48
19	CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	49
20	CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação sem raios.	50
21	CCFDs para os extremos de FT entre 20S-10N e 90W-30W. Porção da precipitação sem raios.	50
22	CCFDs para os extremos de FT entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.	52
23	CCFDs para os extremos de FTA entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.	53
24	CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	54
25	CFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	56
26	CCFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	57
27	CFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	58
28	CCFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	59

29	Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio Amazonas, entre 10-0S e 70-60W.	60
30	Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio da Prata, entre 30-20S e 60-50W.	60
31	Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FTA a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.	61
32	Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.	62
33	Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.	62
34	Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.	64

LISTA DE TABELAS

3	Canais do VIRS e objetivos das medidas de radiância espectral conforme cada comprimento de onda (λ) (adaptada deKummerow et al. (1998), NASDA (2001)).	18
4	Variáveis dos produtos do TRMM que foram utilizadas na identificação e descrição das tempestades elétricas.	20
5	Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus de latitude longitude.	34
6	Total de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, para cada período de três meses associados as estações do ano.	41

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	11
LISTA DE SÍMBOLOS	13
1 METODOLOGIA	15
1.1 O SATÉLITE TRMM	15
1.1.1 Radar de Precipitação	16
1.1.2 Imageador de raios	17
1.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho	18
1.2 REANÁLISES (R2) DO NCEP-DOE	19
1.3 DADOS	19
1.4 AS TEMPESTADES ELÉTRICAS	20
1.5 A TAXA DE RAIOS	21
1.6 DENSIDADE GEOGRÁFICA DE RAIOS E SISTEMAS	22
1.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA TRIDIMENSIONAL DA PRECIPITAÇÃO	26
1.7.1 Distribuições de probabilidades com a altitude	26
1.7.2 Distribuições de probabilidades com a temperatura	27
2 MARCO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS NA AMÉRICA DO SUL	29
2.1 CICLO DIURNO	29
2.2 CICLO ANUAL	32
2.3 DENSIDADES GEOGRÁFICAS	36
3 A SEVERIDADE DOS SISTEMAS	45

3.1	EXTENSÃO EM ÁREA E TEMPERATURA DE TOPO	46
3.2	SEVERIDADE COM BASE NA ESTRUTURA 3D DA PRECIPITAÇÃO	47
3.2.1	A precipitação dos sistemas severos e o perfil atmosférico de temperatura.	55
3.3	SEVERIDADE REGIONALIZADA	59
	REFERÊNCIAS	65

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
CCFAD	Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Altitude
CCFTD	Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Temperatura
CFAD	Diagrama de Contorno de Frequência por Altitude
CFTD	Diagrama de Contorno de Frequência por Temperatura
DJF	Dezembro, janeiro e fevereiro
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JJA	Junho, julho e agosto
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
MAM	Março, abril e maio
MCS	Sistemas Convectivos de Meso-escala
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCEP–DOE	<i>National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy</i>
NCEP–NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research</i>

PR	<i>Precipitation Radar</i>
R1	Reanálises do NCEP-NCAR
R2	Reanálises 2 do NCEP-DOE
SIRT	<i>Sferics Infrared Rainfall Technique</i>
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SON	Setembro, outubro e novembro
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VIRS	<i>Visible and InfraRed Scanner</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

A_t	Área da tempestade elétrica
FT	Taxa de raios por tempo [<i>raios minuto</i> ⁻¹]
FTA	Taxa de raios por tempo por área [<i>raios dia</i> ⁻¹ <i>km</i> ⁻²]
N_{fl}	Número de flashes
T_b	temperatura de brilho
VT_m	Tempo médio de visada do LIS
\mathbf{VT}_{lis}	Matriz do tempo total da visada do sensor LIS sobre a superfície
$f(x) = y$	Função de uma variável
$f_{cdf}(x, y)$	Função densidade de probabilidade cumulativa com duas variáveis
$f_{pdf}(x, y)$	Função densidade de probabilidade com duas variáveis
%	Nos diagramas, CFAD, CCFAD, CFTD e CCFTD, representam: a porcentagem de perfis convectivos, estratiformes e outros, respectivamente
H	Nos diagramas, CFAD, CCFAD, CFTD e CCFTD, representam: o nível de altitude, em quilômetros, aonde ocorreu o máximo de ocorrências de Z_c
L	Nos diagramas, CFAD, CCFAD, CFTD e CCFTD, representam: o número de ocorrência de Z_c no nível de altitude de máxima ocorrência

P Nos diagramas, CFAD, CCFAD, CFTD e CCFTD, representam: número de perfis do PR computados

1 METODOLOGIA

A Metodologia consiste fundamentalmente na construção de um subconjunto de dados das observações dos sensores VIRS, LIS e PR abordo do satélite TRMM, durante o período entre 1998 e 2011. Além dos dados satelitais, as reanálises 2 do NCEP–DOE em níveis de pressão foram utilizadas para identificar os valores de temperatura nos níveis de altitude do PR.

As informações dos diferentes sensores foram combinadas de maneira a identificar sistemas denominados como tempestades elétricas, definidas como nuvens as quais possuem pelo menos um raio – *flash* – detectado pelo LIS.

1.1 O SATÉLITE TRMM

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* – TRMM faz parte de uma missão conjunta entre a *National Aeronautics and Space Administration* – NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* – JAXA, com o objetivo de determinar a distribuição geográfica e a variabilidade da chuva e do fluxo de calor latente de condensação para a região tropical e subtropical terrestre, informações fundamentais para as inicializações de modelos globais e climáticos principalmente quando se trata de previsão do tempo e clima nos trópicos (KUMMEROW et al., 1998; SIMPSON et al., 1988).

O satélite TRMM foi lançado em 28 de novembro de 1997 entrando em órbita circular de 350 km de altitude com inclinação de 35° e período de 90 minutos. Originalmente a missão teria 3 anos, porém, em agosto de 2011 sua órbita foi elevada até 402.5 km de altitude e o tempo de vida da missão foi prolongado. Devido as suas características orbitais, o TRMM sobrevoa 2 vezes ao dia em uma região de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude (SIMPSON et al., 1988).

Os instrumentos a bordo do TRMM são: radar de precipitação (*Precipitation Radar* – PR), radiômetro de microondas (*TRMM Microwave Imager* – TMI), radiômetro no visível e no infravermelho (*Visible and Infrared Scanner* – VIRS), radiômetro para medir

a energia radiante da terra e das nuvens (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System* – CERES) e sensor para imageamento de relâmpagos (*Lightning Imaging Sensor* – LIS) (KUMMEROW et al., 1998).

1.1.1 Radar de Precipitação

O radar de precipitação – PR – é o principal instrumento do satélite TRMM. Se trata do primeiro radar meteorológico lançado no espaço sendo a maior inovação apresentada pela missão TRMM. Os objetivos do PR são prover a estrutura tridimensional da precipitação e quantificar as taxas de precipitação sobre os continentes e oceanos. (KUMMEROW et al., 1998).

A antena do PR possui uma largura de feixe de $0.71^\circ \times 0.71^\circ$ disposta em um painel com abertura de $2.0\text{ m} \times 2.0\text{ m}$. Sua varredura transversal (*cross-track*) de $\pm 17^\circ$ é composta por 49 feixes. Após/antes a elevação do satélite TRMM, o PR observa uma faixa na superfície de $247/215\text{ km}$ e resolução horizontal no nadir de $5.0/4.3\text{ km}$. Verticalmente, o PR observa uma faixa de 20 km a partir da superfície, com resolução de 250 m . Portanto, a precipitação observada em cada varredura ($\simeq 9150$ por órbita) corresponde a uma matriz bidimensional de 49×80 posições: 49 feixes na varredura horizontal, com 80 níveis verticais. As principais características técnicas do PR são apresentadas na figura 1.

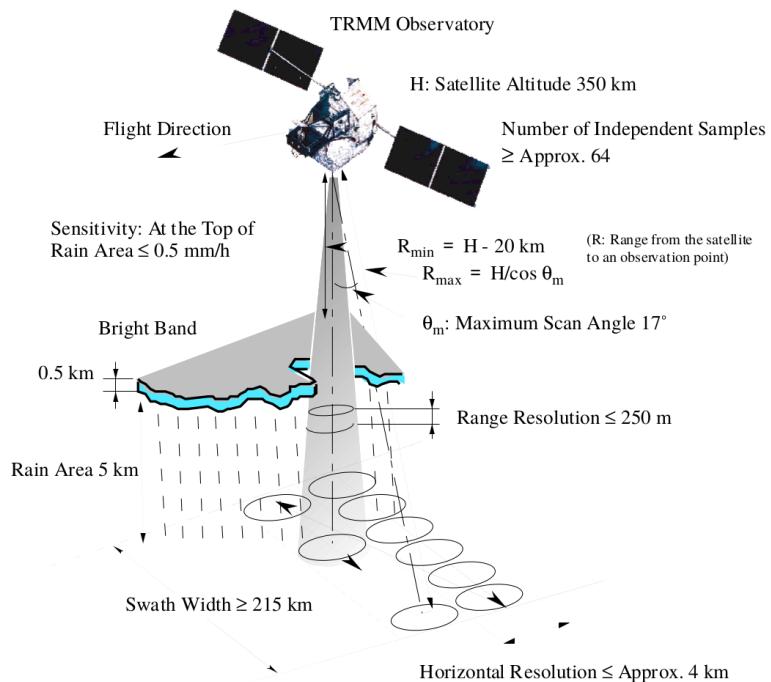


Figura 1: Principais características das observações do PR (NASDA, 2001)

Conforme as varreduras do PR, as medidas de potência recebida (P_r) são armazenadas

no produto 1B21, assim como indicativos de ruídos no sinal. A equação do radar conforme as características físicas do PR é aplicada nos dados de P_r no produto 1C21 em que é obtido o fator de refletividade Z_m e este é convertido em dBZ.

Os dados do PR desta pesquisa fazem parte do produto 2A25, que depende do 1C21, 2A21 e 2A23. No produto 1C21, informações a respeito da degradação do feixe com a distância e do tipo de superfície (oceano, costa ou continente) são adicionadas. A partir do produto 1C21, no produto 2A25, a correção por atenuação do feixe é aplicada nos valores de Z_m , quando se obtém os valores de refletividade corrigida por atenuação Z_c bem como a taxa de precipitação em cada instante do campo de visão do PR (IGUCHI; MENEGHINI, 1994; MENEGHINI et al., 2000; IGUCHI et al., 2000).

O produto 2A25 possui também as informações sobre o tipo de chuva, as quais são utilizadas nesta pesquisa. Esta classificação é gerada no produto 2A23 e incorporadas no 2A25, em que basicamente identifica-se a presença ou não de sinais de banda brilhante no perfil e busca classificar cada perfil vertical de Z_m como convectivo estratiforme ou outros (AWAKA et al., 1997).

1.1.2 Imageador de raios

O imageador de raios – LIS é um sensor óptico capaz de detectar e localizar raios individualmente, a partir da emissão óptica resultante da dissociação, excitação e recombinação dos constituintes atmosféricos durante uma descarga atmosférica.

O sistema de imageamento do LIS é constituído por um telescópio f/1.6 que expande o feixe luminoso observado, que passa por um filtro de interferência no comprimento de onda de 777.4 nm e com largura de banda de 1 nm e atinge uma matriz de 128 × 128 CCDs¹. Acoplada a a matriz de CCDs, uma lente angular proporciona um campo de visão panorâmico de 80° × 80°, que corresponde a uma área de 600 km × 600 km. Um pixel do campo de visão do LIS, possui resolução entre 5-10km. O sistema de amostragem de dados do LIS garante o registro de 500 imagens por segundo. (CHRISTIAN et al., 2000; BOCCIPPIO et al., 1996; NASDA, 2001).

Conforme descrito em Christian et al. (2000), a identificação dos raios depende do brilho difuso e transiente observado no topo das tempestades elétricas. Dependendo das posições das CCDs que são sensibilizadas e do intervalo de tempo entre os brilhos subsequentes, o algoritmo de processamento de imagens do LIS identifica eventos, grupos e

¹O CCD (*charge-coupled device*) é um dispositivo eletrônico que mede corrente elétrica gerada por efeito fotoelétrico amplamente utilizado para obter imagens digitalmente.

os raios. Os eventos são as posições da CCD que ”brilham”, os grupos são os agrupamentos de eventos que podem ser caracterizados com descargas de retorno. O raio é o agrupamento espaço-temporal de grupos de eventos.

A figura 2, ilustra como é feita a identificação dos eventos, grupos até a caracterização de um raio. Observe, na figura 2a que em $t = 0$ ms, as CCDs, 1, 2 e 3 foram sensibilizadas e o algoritmo definiu o grupo de evento *a* candidato a ser um raio *A*. Quanto $t = 100$ ms, as CCDs, 4, 5 e 6, são sensibilizadas e temos 2 grupos de eventos, *a* e *b*, espacialmente e temporalmente (<330 ms) próximos, portanto, os grupos *a* e *b* integram o mesmo raio *A*, como ilustra a figura 2b. Quando $t = 350$ ms, as CCDs 9 e 10 são sensibilizadas como mostra a figura 2c. As CCDs 9 e 10 não estão próximas dos grupos *a* e *b* que compõe o raio *A*, portanto, o algoritmo define o grupo *d* e um novo candidato a raio *B*. Na figura 2d o raio *B* possui mais dois grupos, *e* e *f*. Na figura 2e, note que a CCD 13 coincide com a posição 2, inicialmente em 2a, mas como o intervalo de tempo entre as figuras 2a e 2e é superior a 330 ms, o grupo *g* também definiu o novo raio *C* (CHRISTIAN et al., 2000).

O LIS possui a capacidade de identificar descargas nuvem-solo e intranuvens, tanto no período diurno quanto noturno. Conforme Boccippio et al. (1996) a eficiência de detecção de raios do LIS é maior no período noturno, com $93 \pm 4\%$, enquanto que no período diurno é de $73 \pm 11\%$. Com a velocidade orbital de 11 km/s, o sensor LIS possui um campo de visão que permite a observação de um ponto na Terra por até 90 segundos, tempo suficiente para a estimativa da taxa de raios de uma tempestade no momento da observação (CHRISTIAN et al., 1992; NASDA, 2001).

1.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho

O Radiômetro no visível e infravermelho – VIRS – é um radiômetro de varredura transversal de $\pm 45^\circ$, fazendo que o seja observada uma faixa de 720 km superfície com resolução de 2,11 km no nadir. Após a elevação do satélite, o VIRS passou a observar uma faixa de 833 km e 2.4 km de resolução no nadir. O VIRS mede a radiância em 5 bandas espectrais entre 0.63–12 μm , conforme mostra a tabela 3 (KUMMEROW et al., 1998).

Nesta pesquisa, utilizamos apenas o canal 4 de 10,8 μm , para a estimativa da temperatura de topo de nuvens. Foram utilizados os dados do produto 1B01, das radiâncias espectrais calibradas, que derivam das observações periódicas de referências ópticas como a Lua, o Sol e uma cavidade de corpo negro abordo do satélite (KUMMEROW et al., 1998).

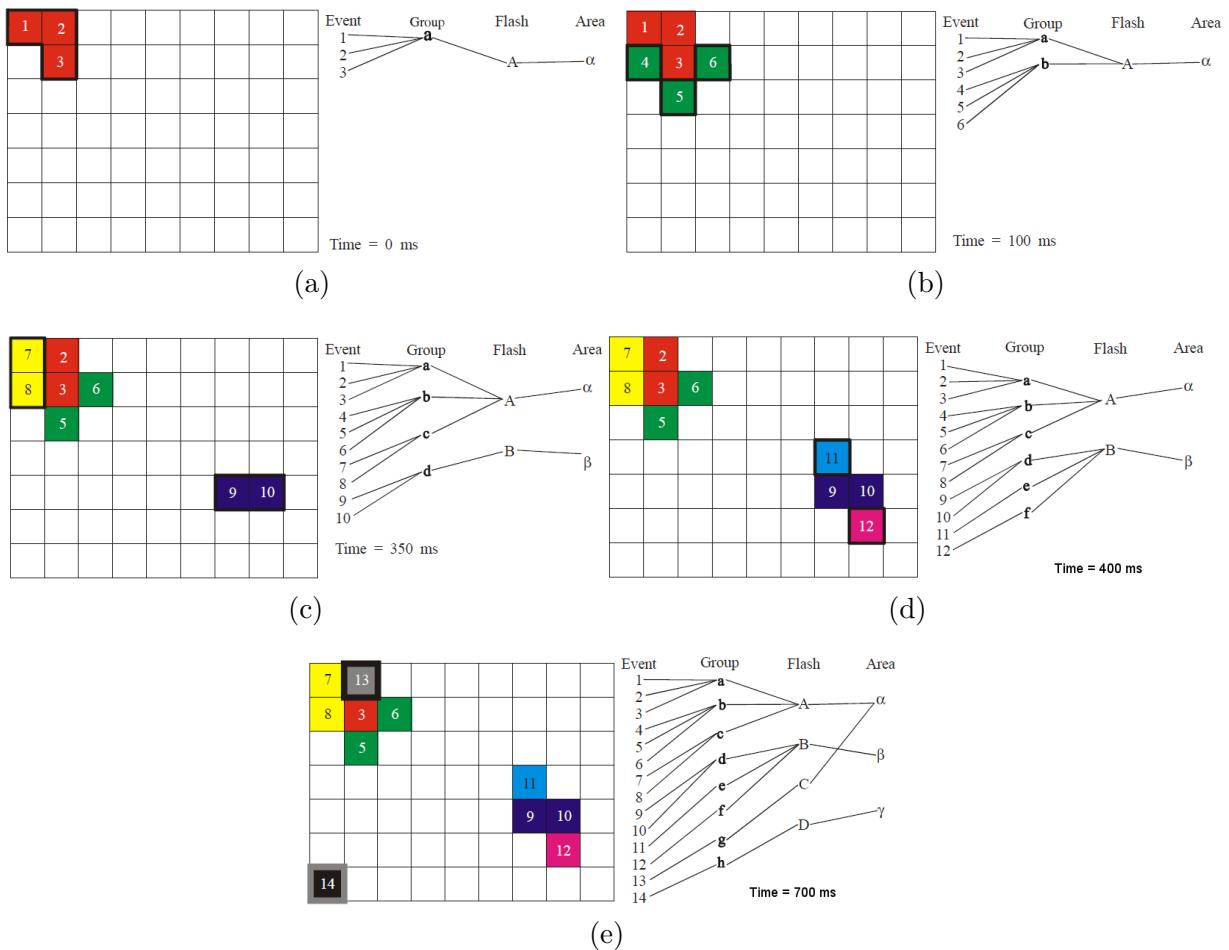


Figura 2: Ilustração do algoritmo de identificação de *events*, *groups* e os *flashes* do LIS (CHRISTIAN et al., 2000).

Tabela 3: Canais do VIRS e objetivos das medidas de radiância espectral conforme cada comprimento de onda (λ) (adaptada de Kummerow et al. (1998), NASDA (2001)).

	Canal 1	Canal 2	Canal 3	Canal 4	Canal 5
λ (μm)	0.623 ± 0.088	1.610 ± 0.055	3.784 ± 0.340	10.826 ± 1.045	12.028 ± 1.055
Objetivos	identificar nuvens no período diurno	Identificar diferenças entre água e gelo	Vapor	Temperatura de topo de nuvem	Vapor

1.2 REANÁLISES (R2) DO NCEP-DOE

Os dados de altura geopotencial e temperatura são utilizados para converter a altura do feixe do PR em um eixo de temperatura. Para tanto utiliza-se dos dados das reanálises 2 (R2) do NCEP-DOE.

As reanálises são um conjunto de dados meteorológicos observados em superfície, por aviões e satélites introduzidos no modelo de circulação global do NCEP de forma a

estimar as condições da dinâmica e termodinâmica da atmosfera em locais com menos observações meteorológicas e desta forma estabelecer mapas globais em escala sinótica de diversas variáveis como magnitude e direção de ventos, temperatura, umidade relativa, altura geopotencial entre outros (KALNAY et al., 1996).

O projeto R2 – *NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis* – representa correções aplicadas no projeto das reanálises R1, que busca corrigir erros humanos e erros de versões anteriores de modelos atmosféricos utilizados no processo de integração e assimilação que envolve a construção das reanálises (KANAMITSU et al., 2002).

1.3 DADOS

Os dados referentes as observações do TRMM foram obtidos foram transferidos a partir do servidor de FTP da NASA (<ftp://disc2.nascom.nasa.gov>) e do NCEP (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov>).

Foram utilizadas os dados de temperatura e altura geopotencial em 17 níveis de pressão das reanálises 2 do NCEP-DOE e os arquivos orbitais do TRMM, produto 1B01 e 2A25 ambos na versão 7, para o período entre 1998 e 2011.

Os dados do LIS refente ao tempo de visada (*view time*), eventos, grupos e raios foram concedidos pela pesquisadora Albrecht (2010), que processou estes dados na NASA anteriormente a esta pesquisa.

No total, os dados brutos desta pesquisa, representaram um volume de aproximadamente 30 terabytes.

Para este trabalho de pesquisa os dados do TRMM e da R2 foram amostrados sobre a região limitada entre 10N-40S e 91W-30W, que abrange toda a extensão da América do Sul.

Na tabela 4 são apresentadas quais medidas foram extraídas de cada sensor do TRMM e respectiva fonte.

1.4 AS TEMPESTADES ELÉTRICAS

As tempestades elétricas, como já definido nesta seção, são nuvens que durante o seu ciclo de vida apresentaram pelo menos um raio.

Dessa maneira, para criar o banco de dados de nuvens de tempestades elétricas deste

Tabela 4: Variáveis dos produtos do TRMM que foram utilizadas na identificação e descrição das tempestades elétricas.

Variável	Sensor TRMM	Produto
Latitude	VIRS	1B01
Longitude	VIRS	1B01
Radiância ($10.8 \mu\text{m}$)	VIRS	1B01
Latitude	PR	2A25
Longitude	PR	2A25
Fator de refletividade Z_c	PR	2A25
Tipo de chuva	PR	2A23
Latitude eventos/grupos/raios	LIS	(ALBRECHT, 2010)
Longitude eventos/grupos/raios	LIS	(ALBRECHT, 2010)
Tempo de visada $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	LIS	(ALBRECHT, 2010)

trabalho de pesquisa, a equação de Planck foi aplicada nos dados de radiância espectral do produto 1B01, canal 4 do VIRS ($10.8 \mu\text{m}$) e as regiões com temperatura de brilho (T_b) inferiores à 258 K e com pelo menos um raio do LIS observado, definiram as tempestades elétricas (MORALES; ANAGNOSTOU, 2003).

A partir da definição dos sistemas, o algorítimo extrai as variáveis listadas na tabela 4 referentes as observações do PR e LIS para a mesma região em que o *cluster* de tempestade elétrica foi observado.

Como os sensores do TRMM possuem diferentes resoluções espaciais, técnicas numéricas de mudança de base foram utilizadas para projetar as observações orbitais do VIRS, PR e LIS em uma grade regular com $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ de resolução, de maneira à verificar as medidas do PR, LIS e VIRS para cada tempestade elétrica.

Cada tempestade elétrica identificada foi armazenada na forma de um arquivo HDF contendo medidas coincidentes do VIRS, LIS e PR.

Inicialmente foram identificadas 154,189 tempestades elétricas, entretanto, 331 tempestades elétricas, não corresponderam a um único sistema convectivo ou multicelular, pois esses núcleo convectivos com raios estão embebidos em grandes sistemas como Fren-tes e a ZCAS.

Portanto, foi feita uma redivisão nos 331 sistemas enormes considerando a temperatura de brilho limiar para definição geográfica das nuvens de 221 K. Regiões com temperatura de brilho em infravermelho inferiores a 221 K são consideradas como a parte mais ativa dos sistemas convectivos de meso-escala identificados em Maddox (1980).

Com a recategorização destes sistemas enormes o número total de tempestades elétricas

que integram esta pesquisa é de 157,592.

1.5 A TAXA DE RAIOS

Condições de tempo severo, como frentes de rajadas, queda de granizo e tornados estão associados com um aumento abrupto na taxa de raios totais das tempestades elétricas, principalmente governado por raios intra-nuvens (MACGORMAN et al., 1989; CAREY; RUTLEDGE, 1998; WILLIAMS et al., 1999).

Portanto, a taxa de raios ($[\text{min}^{-1}]$) do LIS, observada sobre a área que define uma tempestade elétrica pode indicar condições de tempo severo. Os sistemas (*precipitation features*) com as maiores taxas de raios por minuto em Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006), correspondem com os sistemas com os maiores volumes de chuvas, mínimas temperaturas de brilho em mico-ondas, máximos valores de refletividade do PR, o que indica a presença de fortes correntes ascendentes.

Aqui neste trabalho de pesquisa a taxa de raios das tempestades elétricas será avaliada conforme 2 índices:

- FT – A taxa de raios no tempo, sendo a razão entre o número de raios (N_{fl}) e o tempo médio (VT_m) de observação do LIS sobre a tempestade elétrica, conforme descreve a equação 1.

$$FT = \frac{N_{fl}}{VT_m} 60 \ [\text{minuto}^{-1}] \quad (1)$$

- FTA – A taxa de raios por tempo normalizada pela área da tempestade elétrica, sendo a razão entre o número de raios (N_{fl}), o tempo médio (VT_m) do LIS e a extensão em área (A_t) da tempestade elétrica observada, conforme descreve a equação 2.

$$FTA = \frac{N_{fl}}{VT_m A_t} 60 \ [\text{minuto}^{-1} \text{ km}^{-2}] \quad (2)$$

Note que o fator 60 que multiplica tanto a equação 1 quanto a 2 é aplicado para converter o tempo de visada do LIS de segundos (VT_m) para minutos de observações.

1.6 DENSIDADE GEOGRÁFICA DE RAIOS E SISTEMAS

As densidade de tempestades elétricas e também de raios projetadas sobre a AS, busca proporcionar ao leitor não apenas uma visão geográfica dos locais em que se tem maior ocorrência de raios, mas também identificar os locais e períodos do ano em que as tempestades elétricas apresentam processos de eletrificação mais eficazes.

O que se torna fundamental na construção destes mapas é considerar quantas vezes, ou qual o tempo em que o satélite ficou observando cada parte da região de estudo, pois uma determinada região pode ter muito mais amostragens do que outras. Devido as características da órbita do TRMM, qualquer análise de densidade geográfica com dados do TRMM que não considere o número de passagens ou tempo em que o sensor observou a região projetada na superfície, será tendenciosa.

Mesmo que o satélite TRMM visite o mesmo lugar do globo duas vezes por dia em função de sua órbita inclinada 35° e velocidade de 7.3 km seg^{-1} , entre o período de 1998–2011 o satélite passou 10,000 vezes mais sobre a região extra-topical do que na região tropical, como mostra a figura 3 que apresenta o número de orbitas sobrevoadas pelo VIRS em cada ponto da grade regular de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ na América do Sul.

Agora levando em consideração o tempo de amostragem do LIS (*view time*), observa-se na figura 4, o número de dias de amostragem em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ projetada sobre a região de estudo. Durante os 14 anos o LIS observou 10 dias a mais na latitude 34° Sul do que em 0° . Logo, se estas regiões com maior tempo de amostragem forem eletricamente ativas, é de se esperar um alto número raios observados.

As figuras 4 e 3 representam duas matrizes que correspondem aos pontos de uma grade igualmente espaçada (grade regular), com 0.25° de resolução, projetada sobre a América do Sul. A matriz \mathbf{VT}_{lis} , figura 4, do tempo de amostragem do sensor LIS sobre a superfície e a matriz \mathbf{VT}_{virs} , figura 3, do número de vezes que o VIRS sobrevoou cada ponto de grade na superfície, as quais são utilizadas para normalizar as medidas de raios observados pelo LIS e de tempestades elétricas definidas pela radiância observada no VIRS.

Portanto a partir destas grandezas podemos calcular a densidade de raios (\mathbf{DE}_{fl}) e a densidade de tempestades elétricas (\mathbf{DE}_{te}) em função do tempo de amostragem.

Para tanto, é necessário calcular o número total de raios observados \mathbf{FL}_{lis} e o número total de tempestades elétricas \mathbf{P}_{te} em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. A matriz \mathbf{FL}_{lis} é ilustrada na figura 5, e a matriz \mathbf{P}_{te} na figura 6.

Na figura 6 é notável o alto número de sistemas na região Sul da AS, mas este máximo não indica maior ocorrência de tempestades elétricas e sim maior frequência de passagem do satélite TRMM.

Mesmo que as matrizes representem pontos em uma grade com espaçamento angular regular, as áreas de cada ponto de grade não são iguais, pois a o comprimento de arco de 0.25° na direção zonal depende da latitude da região. Assim a matriz que corresponde a área da grade regular (\mathbf{A}_g) foi calculada e considera nos cálculos de densidades.

A densidade de raios (\mathbf{DE}_{fl}) é calculada conforme a equação 3, que apresenta a razão entre \mathbf{FL}_{lis} , \mathbf{VT}_{lis} e \mathbf{A}_g multiplicada por 24 horas \times 60 minutos \times 60 segundos \times 365.25 dias, o que converte o tempo de observação do LIS de segundos para anos. A densidade de raios, portanto, é uma grandeza que representa o número de raios por ano por quilômetro quadrado ($[\text{ano}^{-1}] [\text{km}^{-2}]$).

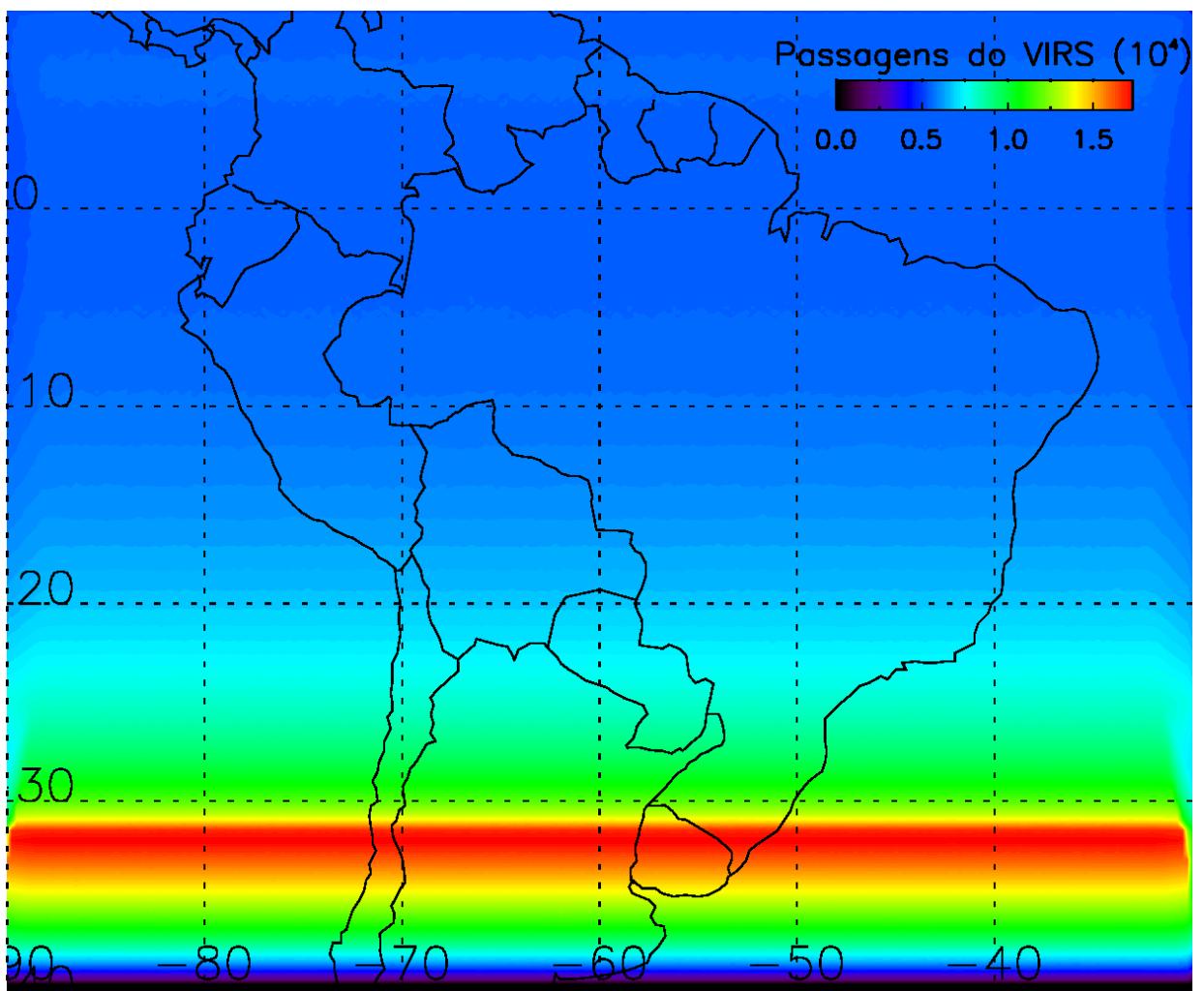


Figura 3: Número de observações do VIRS ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).

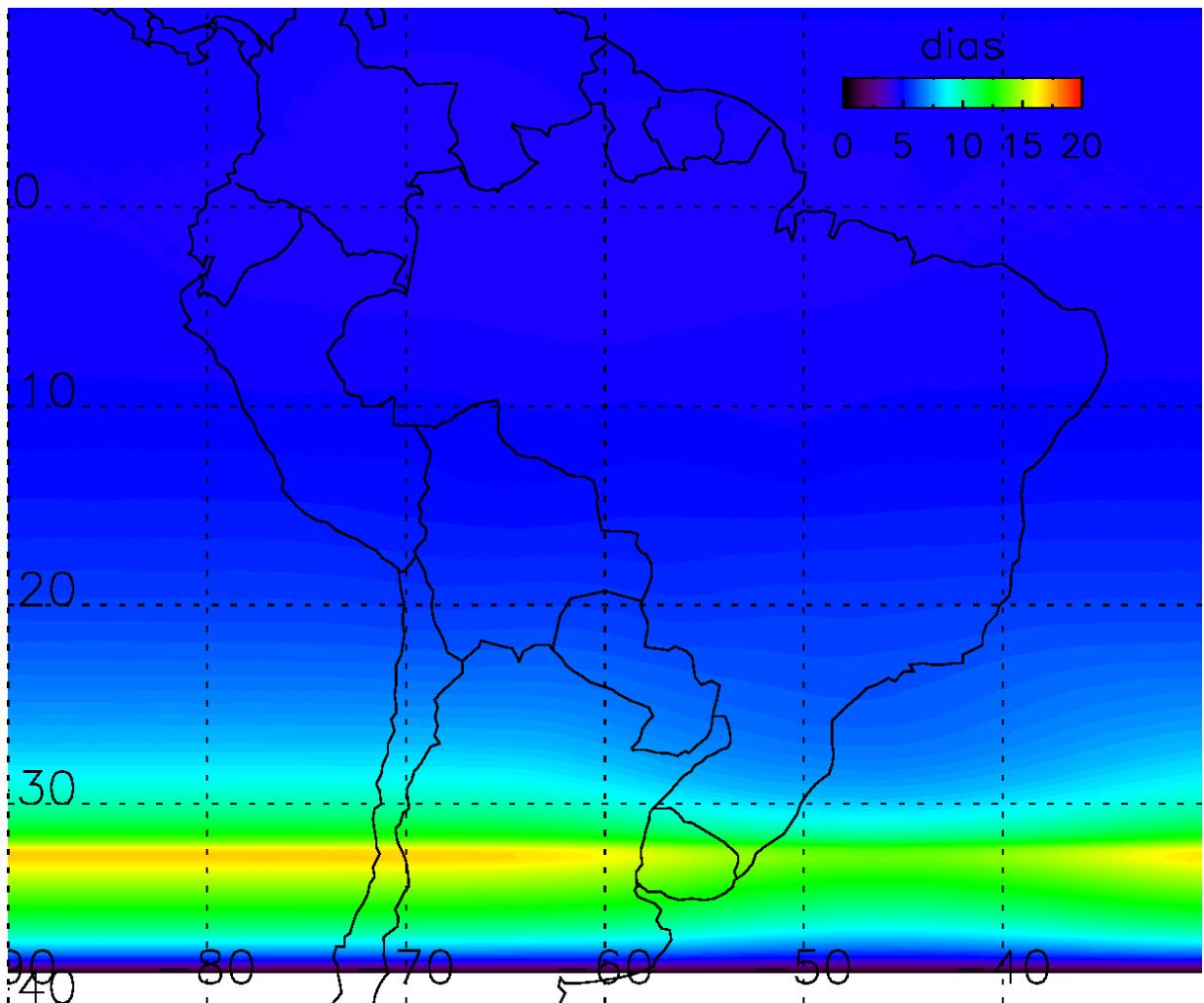


Figura 4: Tempo de amostragem (*View time*) do LIS entre 1998-2011 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).

$$\mathbf{DE}_{fl} = \frac{\mathbf{FL}_{lis}}{\mathbf{VT}_{lis}\mathbf{A}_g} 31557600 \quad (3)$$

No mesmo caminho a densidade de tempestades elétricas (\mathbf{DE}_{te}) é obtida. Porém, conforme descrito em 1.1, o tempo de amostragem do LIS e do VIRS são distintos. Enquanto o LIS é um sistema de imageamento, o VIRS é um radiômetro que realiza varreduras durante a trajetória do satélite. Portanto, na obtenção da densidade de tempestades elétricas é considerado o número de vezes que o VIRS sobrevoou cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Desta forma, \mathbf{DE}_{te} é obtida conforme a equação 4, que define uma grandeza que representa o número de tempestades elétricas por órbita por quilômetro quadrado ($[km^{-2}]$).

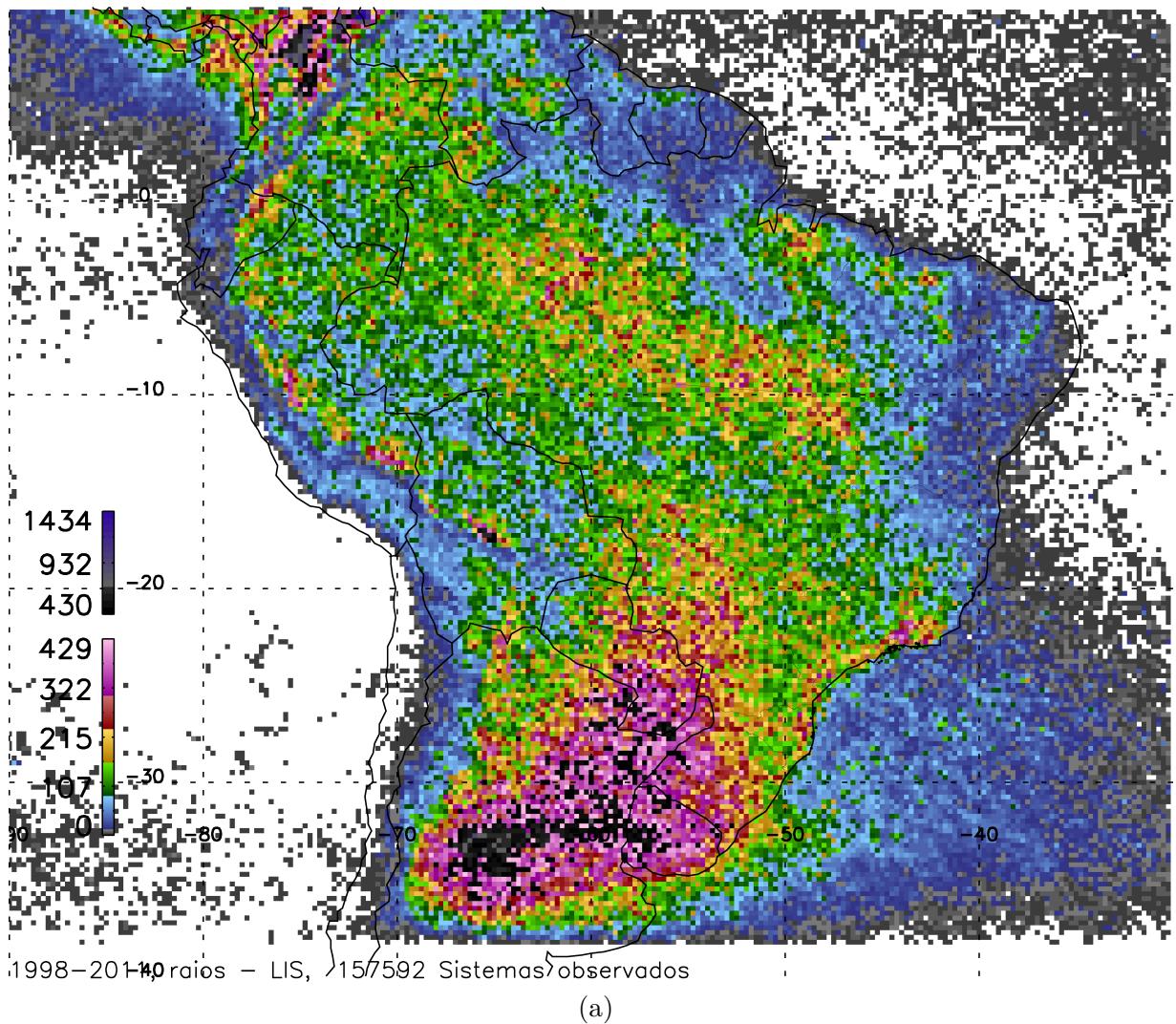


Figura 5: Acumulado de raios (*flashes*) observados pelo LIS ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).

$$\mathbf{DE}_{te} = \frac{\mathbf{P}_{te}}{\mathbf{V}\mathbf{T}_{virs}\mathbf{A}_g} \quad (4)$$

1.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA TRIDIMENSIONAL DA PRECIPITAÇÃO

O estudo para descrever a morfologia da precipitação foi realizado com base nas observações do PR, buscando avaliar como a precipitação está distribuída nos níveis de altitude e como os perfis de Z_c estão associados com os processos de crescimento de hidrometeoros e consequentemente de eletrificação.

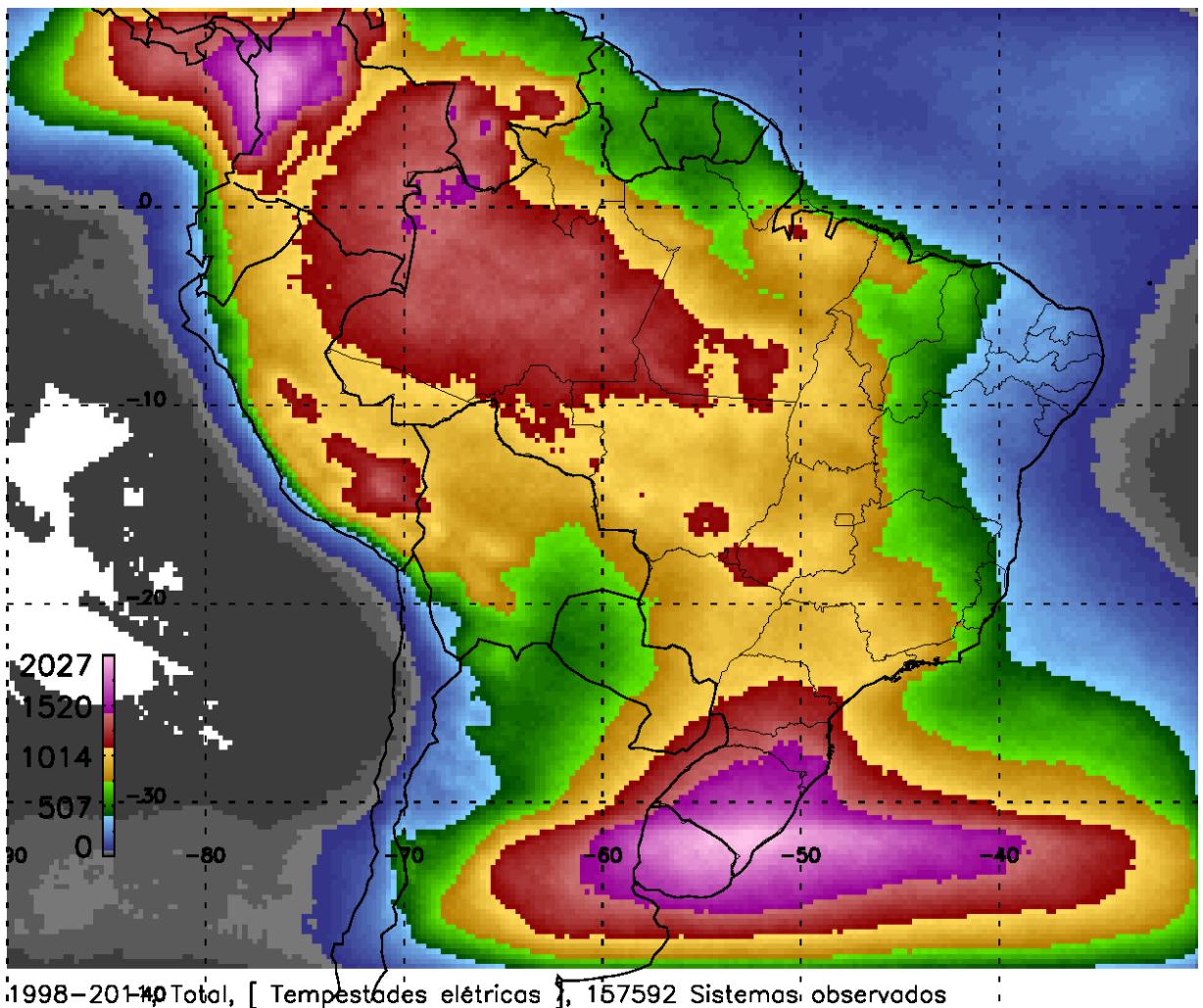


Figura 6: Acumulado das 157,592 tempestade elétrica ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$).

1.7.1 Distribuições de probabilidades com a altitude

A partir dos perfis de Z_c selecionados pelo algoritmo de identificação de tempestades elétricas, foi estudada a probabilidade de ocorrência de Z_c por altitude. Foram elaborados os Diagramas de Contorno de Frequência por Altitude, os CFADs (YUTER; Houze Jr., 1995).

Conforme descrevem Yuter e Houze Jr. (1995), primeiramente obteve-se uma função de densidade de probabilidade com duas variáveis ($f_{pdf}(x, y)$), cuja a dimensão x correspondeu à valores de Z_c e y os nível de altitude do PR. A função $f_{pdf}(x, y)$, foi representada numericamente por uma matriz bidimensional com a granularidade de 1 dBZ para cada 250 m de altitude (YUTER; Houze Jr., 1995).

Para a obtenção dos diagramas de probabilidade normalizados por nível de altitude, cada nível y da função $f_{pdf}(x, y)$ foi normalizado pelo número total de ocorrências de

valores de Z_c distribuídos em x . Os níveis y de altitude com número total de ocorrência de Z_c em x , menor do que 10% do nível de máxima ocorrência, foram desconsiderados dos contornos de probabilidade em todos os CFADs.

Com base na ($f_{pdf}(x, y)$) que definiu cada CFAD, foi calculada a função densidade de probabilidade cumulativa ($f_{cdf}(x, y)$) de Z_c por altitude, que originaram os Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Altitude (CCFAD).

Os CCFADs auxiliam a investigar quais as diferenças entre os perfis de Z_c associados à diferentes quantis da amostra de probabilidade, elucidando ainda mais as informações contidas nos CFADs.

1.7.2 Distribuições de probabilidades com a temperatura

A distribuição de probabilidade da precipitação com a altitude associa-se com o desenvolvimento vertical, porém o tipo de hidrometeoro de determinada altitude é função da temperatura, probabilidade de colisão e da razão de saturação naquela altura (MASON, 1971, p. 263).

Os processos de eletrificação por outro lado dependem do conteúdo de água líquida, temperatura, velocidade terminal, velocidade vertical, tamanho e tipo das partículas (TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1999; TAKAHASHI; MIYAWAKI, 2002; ÁVILA et al., 2009). Portanto saber como o perfil da precipitação varia com a temperatura é preponderante para identificar que mecanismo de crescimento dos hidrometeoros estão dominando. Dessa maneira elabora-se o Diagrama de Contorno de Frequência por Temperatura (CFTD), .

Para converter os níveis de altitude do PR em níveis de temperatura, foram utilizados os dados de reanálises (R2) do NCEP–DOE entre 1998–2011, em 17 níveis de pressão, da altura geopotencial e temperatura.

Os perfis de altura geopotencial e temperatura mais próximos ou coincidentes com cada região de tempestade elétrica observada pelo VIRS, foram extraídos. A partir dos 17 níveis verticais das R2, os 80 níveis de temperaturas associados aos 80 níveis de altitude das observações do PR foram calculados através de um método de mínimos quadrados.

Desta maneira, obteve-se a função $f_{paf}(x, y)$, cuja a dimensão x correspondeu à valores de Z_c e y os nível de temperaturas estimados a partir das reanálises II do NCEP. A função $f_{pdf}(x, y)$ de Z_c por temperatura, foi representada por uma matriz bidimensional com a granularidade de 1 dBZ para cada 2 °C. Nos CFTDs, os níveis superiores e inferiores

foram definidos para temperaturas entre 20° C e -50° C.

Também foi calculada a função $f_{cdf}(x, y)$ de Z_c por temperatura, que originaram os Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Temperatura (CCFTD).

2 MARCO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS NA AMÉRICA DO SUL

O Marco das tempestades elétricas descreve os locais e quando estes sistemas ocorrem na América do Sul. Para tanto, determina-se a sazonalidade, o ciclo diurno, o ciclo anual e a densidade geográfica de raios e das tempestades elétricas.

2.1 CICLO DIURNO

Utilizando a base de dados de tempestades elétricas construída nesta pesquisa, determinou-se a frequência de ocorrências dos sistemas no decorrer das horas do dia, figura 7. Deste modo, obtivemos o ciclo diurno das tempestades elétricas por meio da distribuição de probabilidade de ocorrências.

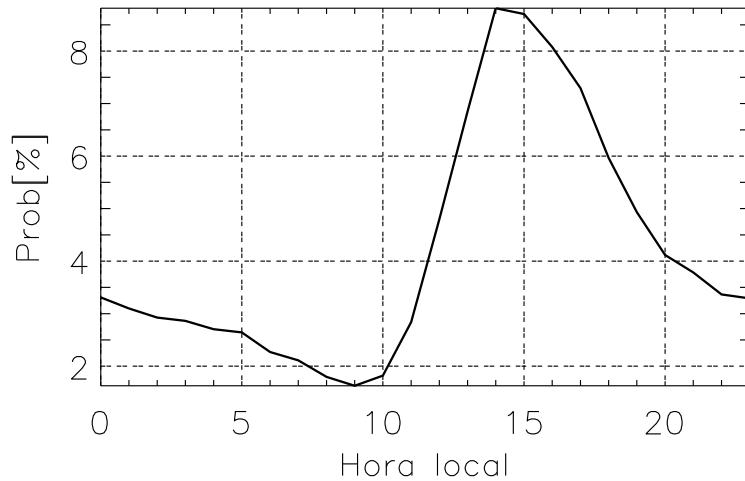


Figura 7: Ciclo diurno das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.

Observa-se que 40% das tempestades elétricas observadas pelo TRMM ocorrem entre 13h e 17h, indicando que o aquecimento da superfície do continente e o aumento da camada limite planetária no decorrer do dia são ingredientes que podem aumentar a probabilidade de ocorrência em relação aos horários de menor fluxo de calor sensível para a atmosfera.

Por exemplo, às 9h a probabilidade de tempestade elétrica é de 1.6% e às 14h é de 8.8%, portanto às 14h a probabilidade de ocorrência de tempestade elétrica é 5.4 vezes maior do que às 9h.

O ciclo diurno também foi estudado para cada região de 10 por 10 graus, como mostra a figura 8.

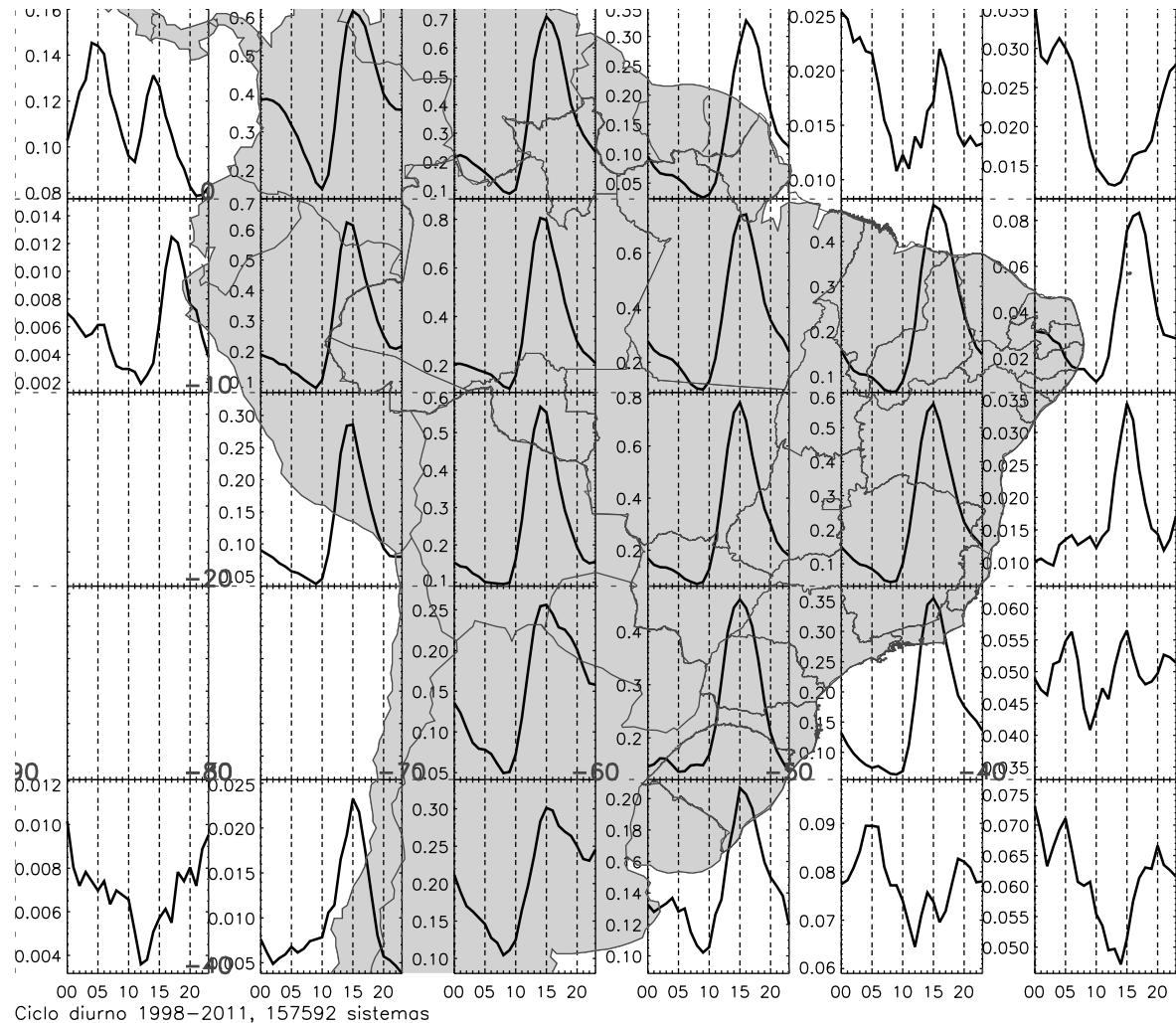


Figura 8: Ciclo diurno em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados.

Pode-se observar que existe um predomínio de ocorrências de tempestades elétricas entre 13h e 17h sobre o continente. Sobre o oceano observa-se uma distribuição bimodal, com pico no começo da noite e durante a madruga.

Sobre os oceanos, os processos de formação de nuvens e consequentemente de formação de tempestades elétricas se mostram mais ativo no horário em que a temperatura superficial e a probabilidade de ocorrência de sistemas sobre o continente diminui. Neste horário a superfície do oceano pode estar com temperaturas maiores do que as temperaturas sobre

a superfície do continente, aumentando a convergência sobre o oceano. A atividade convectiva intensa entre 13-17h sobre o continente também aumenta a cobertura de nuvens do tipo cirrus sobre o oceano inibindo a formação de nuvens (NESBITT; ZIPSER, 2003).

Entre 0° - 10° Norte e 80° - 70° Oeste e às 0h, observou-se a maior probabilidade ($\approx 0.4\%$) de tempestades elétricas noturnas da América do Sul, o que representou um número de 630 sistemas observados em 14 anos, apenas entre 0h e 00:59h. A circulação de vale e montanha associada com a topografia elevada na Colômbia, principalmente a região do Parque Nacional Natural Paramillo, e o Lago Maracaibo na Venezuela, e a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), promovem condições para o desenvolvimento de tempestades elétricas noturnas de maneira mais eficiente do que as demais regiões (BÜRGESSER et al., 2012).

Entre 0° - 10° Norte e 90° - 80° Oeste, abrangendo o Panamá e parte Sul da Costa Rica, e a região do Oceano Pacífico que engloba o Parque Nacional da Ilha do Coco na Costa Rica e parte das ilhas Galápagos no Equador, a região oceânica e costeira com a maior probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas. Observe os valores de densidade de tempestades elétricas neste quadrante geográfico, na próxima seção, em 2.3 na figura 11. O ciclo diurno das tempestades elétricas nesta região revela uma distribuição bimodal, com um pico às 4h e outro às 14h. O pico das 14h, provavelmente está associado as tempestades elétricas da região do Panamá, Costa Rica e suas respectivas regiões costeiras adjacentes, as quais sofrem maior aquecimento superficial durante o dia, enquanto o maior pico que ocorreu às 4h provavelmente corresponde com as trocas de energia na forma de calor entre o oceano e atmosfera.

Entre 30° - 10° Sul e 90° - 80° Oeste e entre 30° - 20° Sul e 80° - 70° Oeste, região do Pacífico, as tempestades elétricas são mais raras do que as demais regiões devido a atuação permanente da subsidência da Célula de Hadley que modula a Alta Subtropical do Pacífico Sul, responsável também por regiões como o Deserto do Atacama e parte do semi-árido Argentino (REBOITA et al., 2010).

Na região do Atlântico Subtropical, a probabilidade de tempestades elétricas é maior do que no Atlântico Norte. A passagem de sistemas transientes entre 40° - 30° Sul e 50° - 30° Oeste e 30° - 20° Sul e 40° - 30° Oeste, gera maior número de tempestades elétricas oceânicas do que com a atuação da ITCZ no Atlântico Tropical. Observa-se também que nas regiões oceânicas o ciclo diurno das tempestades elétricas indica maior atividade noturna.

A maior atividade horária de tempestades elétricas, ocorreu entre 10° - 0° Sul e 70° -

50° Oeste e 20°–10° Sul e 60°–50° Oeste. Em cada uma destas três regiões observou-se a probabilidade de aproximadamente 0.8% entre as 14h e 16h, mostrando que em toda esta área o TRMM observou 3 tempestades elétricas a cada 2 dias, apenas durante estas duas horas.

Entre 30°–20° Sul e 60°–50° Oeste, região de grande atividade de Sistemas Convectivos de Meso-escala (MCS) conforme descrevem Durkee e Mote (2009), encontra-se um máximo durante a tarde e os sistemas noturnos tiveram probabilidade de ocorrência 2.7 vezes menor do que os valores encontrados sobre os vales na Colômbia e Venezuela, mostrando que a ocorrência dos MCS ao Sul da América do Sul com ciclo de vida maior do que 9h ou com formação noturna, não possuem probabilidade de ocorrência que destaca-se em relação as demais regiões continentais, mesmo neste banco de dados composto apenas por tempestades elétricas.

2.2 CICLO ANUAL

Quando se analisa a sazonalidade, observa-se que a estação de tempestades elétricas na América do Sul se configura entre outubro e março e possui dois picos: janeiro, durante o verão austral; e outubro, período de transição entre a estação seca e chuvosa.

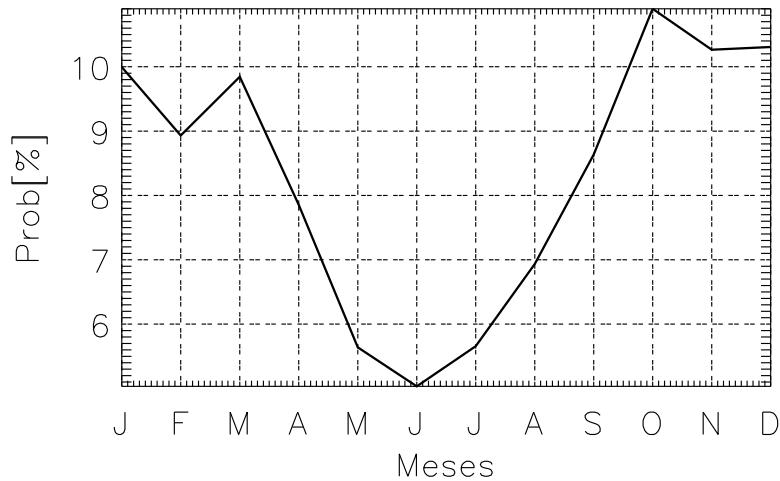


Figura 9: Ciclo anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.

A maior probabilidade foi de 10.9% no mês de outubro, conforme mostra a figura 9. De outubro até março foram observadas 60.2% das tempestades elétricas. Em junho observou-se a mínima probabilidade de tempestades elétricas com valor de 5.1%. Portanto, entre

o período de máximo e mínimo anual o número de ocorrência de tempestades elétricas reduz aproximadamente pela metade.

O ciclo anual das tempestades elétricas também foi estudado para cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. O valor de 70 por cento da máxima probabilidade de tempestade elétrica em cada região foi definido como limiar para considerar que a ocorrência de tempestades elétricas aumentou o suficiente para definir uma estação e este valor é representado pela linha horizontal que corta cada gráfico em cada ponto da grade de $10^\circ \times 10^\circ$ da figura 10.

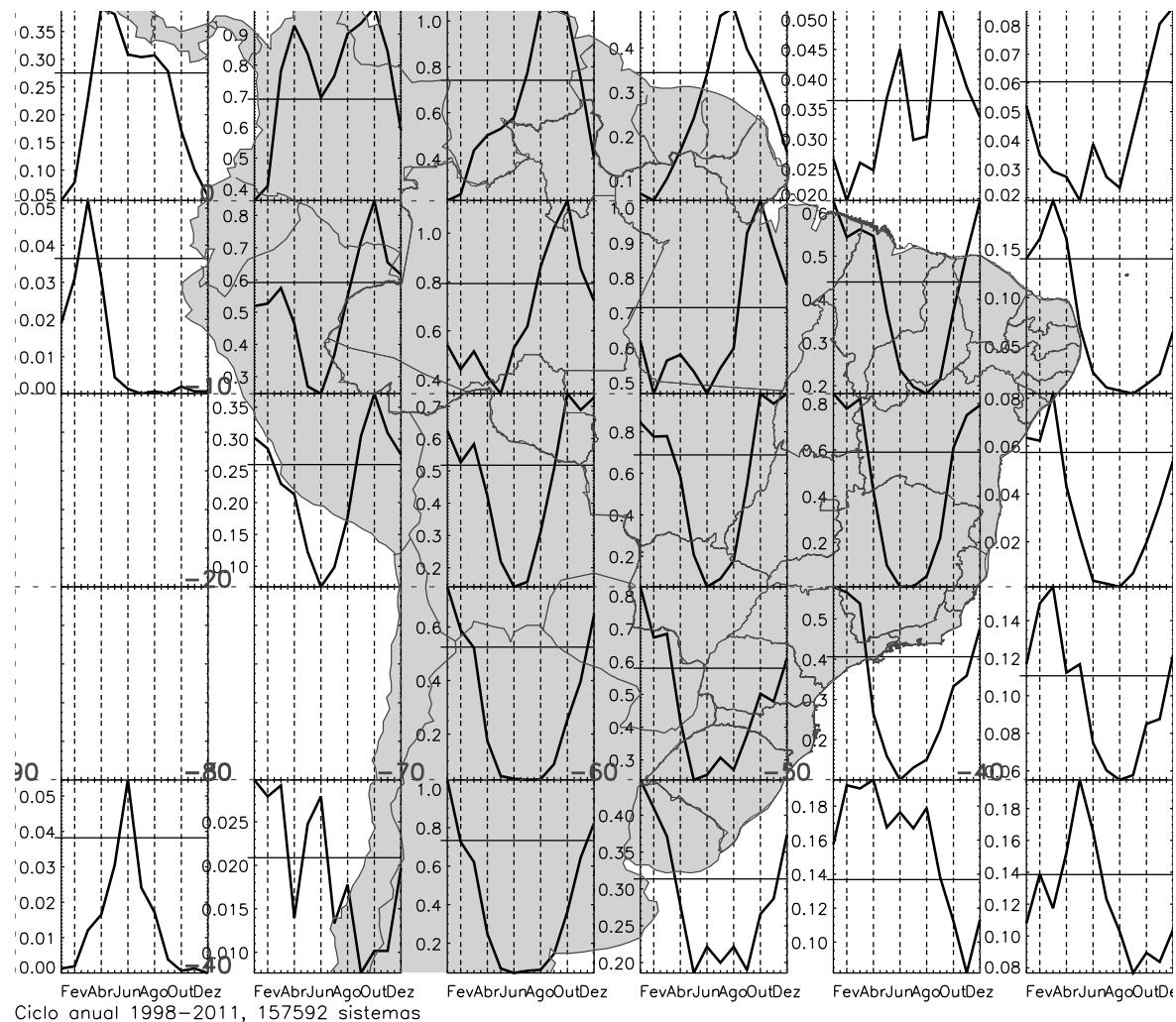


Figura 10: Ciclo anual em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir as estações de tempestades elétricas.

A tabela 5 mostra os meses de duração das estações de tempestades elétricas de acordo com cada região conforme mostra a figura 10. Considerando o ciclo anual em cada ponto da grade de $10^\circ \times 10^\circ$, observa-se em média uma estação de tempestades elétricas com

duração de 4.5 meses.

Tabela 5: Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus de latitude longitude.

	Localização	Número de sistemas	Estação (meses)	Duração (meses)	Máximo
1	0°–10°N, 90°–80°O	4173	Abr–Set	6	Abr
2	0°–10°N, 80°–70°O	14,232	Mar–Nov	9	Out
3	0°–10°N, 70°–60°O	11,946	Jul–Nov	5	Ago–Set
4	0°–10°N, 60°–50°O	4895	Jul–Set	3	Ago
5	0°–10°N, 50°–40°O	645	Mai–Jun, Set–Nov	5	Set
6	0°–10°N, 40°–30°O	824	Out–Dez	3	Dez
7	10°–0°S, 90°–80°O	225	Mar	1	Mar
8	10°–0°S, 80°–70°O	10,014	Set–Dez	4	Out
9	10°–0°S, 70°–60°O	12,605	Ago–Nov	4	Out
10	10°–0°S, 60°–50°O	12,590	Set–Dez	4	Out
11	10°–0°S, 50°–40°O	7863	Jan–Abr, Nov–Dez	6	Jan
12	10°–0°S, 40°–30°O	1363	Fev–Abr	3	Mar
13	20°–10°S, 90°–80°O	1	–0–	–0–	–0–
14	20°–10°S, 80°–70°O	4344	Jan–Fev, Set–Dez	6	Out
15	20°–10°S, 70°–60°O	8895	Jan–Mar, Out–Dez	6	Out
16	20°–10°S, 60°–50°O	10,973	Jan–Mar, Out–Dez	6	Out
17	20°–10°S, 50°–40°O	8524	Jan–Mar, Out–Dez	6	Jan
18	20°–10°S, 40°–30°O	625	Jan–Mar	3	Mar
19	30°–20°S, 90°–80°O	32	–0–	–0–	–0–
20	30°–20°S, 80°–70°O	32	–0–	–0–	–0–
21	30°–20°S, 70°–60°O	5607	Dez–Mar	4	Jan
22	30°–20°S, 60°–50°O	8885	Dez–Mar	4	Jan
23	30°–20°S, 50°–40°O	6121	Dez–Mar	4	Jan
24	30°–20°S, 40°–30°O	1884	Dez–Mai	4	Mar
25	40°–30°S, 90°–80°O	258	Jun	1	Jun
26	40°–30°S, 80°–70°O	366	Jan–Mar, Mai–Jun	5	Jan
27	40°–30°S, 70°–60°O	7652	Dez–Jan	2	Jan
28	40°–30°S, 60°–50°O	5440	Dez–Mar	4	Jan
29	40°–30°S, 50°–40°O	2949	Jan–Set	9	Abr
30	40°–30°S, 40°–30°O	2301	Abr–Jun	3	Mai

Na região referente as linhas 21 e 27 da tabela 5 (40°–20° Sul e 70°–60° Oeste), entre o clima semi-árido na Argentina e parte da Bacia do Prata, local das tempestades mais severas e de maior probabilidade de ocorrência de núcleos de convecção profunda da AS

como apontam Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006), Romatschke e Houze (2010), foi encontrada a estação de tempestades elétricas com a maior amplitude entre o máximo de ocorrências em janeiro e o mínimo em junho. A probabilidade de tempestades elétricas em junho foi aproximadamente 10 vezes menor do que em janeiro.

Sobre a Colômbia e parte Oeste da Venezuela que abrange o lago Maracaibo, região referente a linha 2 da tabela 5, foi a região em que o TRMM observou o maior número de tempestades elétricas (14,232). Nesta região a estação de tempestades elétricas dura 9 meses, com dois picos: abril e outubro.

As máximas probabilidades de ocorrência de tempestades elétricas durante o ciclo anual, não ocorrem em fase com os máximos anuais de precipitação em algumas regiões da AS, portanto, a definição de uma estação de tempestades elétricas não implica na definição de uma estação chuvosa.

Durante o final do verão setentrional, entre julho e setembro, a estação chuvosa começa a se deslocar do Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul, de Noroeste da AS para Sudeste da AS intensificando-se progressivamente até atingir os maiores acumulados de chuva entre dezembro e janeiro (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; MARENGO et al., 2012; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

Na parte central da AS, linhas 8, 9, 10, 14, 15, 16 da tabela 5 (20° – 0° Sul e 80° – 50° Oeste), as tempestades elétricas ocorrem com maior frequência em outubro, entre a estação seca e chuvosa. Porém os máximos sazonais de precipitação nesta região ocorrem defasados aproximadamente em 5 meses do máximo de tempestades elétricas, entre os meses de fevereiro e abril (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

Na região Sul da AS, à Leste da Cordilheira dos Andes referentes as linhas 21 e 27 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas ocorre entre dezembro e janeiro, em fase com a estação chuvosa. Aqui, a probabilidade de tempestades elétricas aumenta quando o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) intensifica o transporte de umidade entre a Bacia Amazônica e a Bacia do Prata durante a atuação do SMAS (MARENGO et al., 2004).

A região Sul e Sudeste da América do Sul, referentes as linhas 17, 22, 23 e 28 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas ocorre também em fase com o período de máxima configuração do SMAS, entre dezembro e janeiro. Petersen et al. (2002), mostram que mudanças na circulação atmosférica durante o período chuvoso associadas as fases

ativa e de pausa da SMAS influenciam na densidade de raios sobre a AS, indicando que, nas regiões em que a estação de tempestades elétricas coincide com o período de atuação da ZCAS, a variabilidade intra-sazonal do SMAS governa sobre a sazonalidade das tempestades elétricas (JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO et al., 2004).

Apesar da convergência em grande escala associada a ZCAS, sua atuação contínua durante meses poderia diminuir a instabilidade atmosférica devido a chuvas contínuas e baixa incidência de radiação de onda curta na superfície, o que abaixaria a temperatura da superfície dando características oceânicas para toda a extensão da ZCAS. As pausas do SMAS podem ser importantes para o aumento do *lapse rate* da atmosfera e quando há novamente uma fase ativa do SMAS, a atmosfera possui energia e umidade suficiente para eventos de tempestades elétricas.

Na região da costa Nordeste da AS, referente as linhas 12 e 18 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas possui máxima atividade em março e mínimo em torno de agosto. Nestas regiões o máximo sazonal de precipitação ocorre em fase com o máximo sazonal de tempestades elétricas, porém, durante o período pós-monção na AS (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

As regiões oceânicas, referentes as linhas, 1, 5, 7, 25, 29 e 30 da tabela 5, o pico de atividade de tempestades elétricas não ocorre entre outubro e março como mostra o ciclo anual total da figura 9, mas entre março e setembro durante o outono e inverno austral.

Durante o inverno, a diferença entre a temperatura da superfície do continente e a temperatura da superfície do oceano é menor, o que provavelmente favorece a convergência sobre o oceano, intensificando os processos de eletrificação fora do período de maior insolação. Conforme descrito por Custódio (2013), o máximo sazonal de precipitação observada pelo PR nestas regiões oceânicas ocorrem em fase com os máximos sazonais de tempestades elétricas desta pesquisa.

A região do Atlântico Tropical refente a linha 6 da tabela 5, possui o máximo sazonal de ocorrência de tempestades elétricas em dezembro, enquanto o máximo sazonal de precipitação ocorre durante o outono austral (CUSTÓDIO, 2013).

2.3 DENSIDADES GEOGRÁFICAS

Considerando o método descrito em 1.6, referente ao cálculo da densidade de tempestades elétricas e da densidade de raios, foram obtidos os mapas da densidade total de tempestades elétricas e de raios, figuras 11 e 12, assim como os mapas da densidade

sazonal de raios e de tempestades elétricas que são mostrados nas figuras 13 e 14. Note que a densidade de raios, tanto a total quanto a sazonal, as quais são apresentadas nesta seção, não correspondem a amostragem total de raios – *flashes* – observados pelo LIS corrigida pela eficiência como é mostrado em trabalhos como Albrecht et al. (2009), Cecil et al. (2014), mas correspondem ao subconjunto dos raios do LIS, os quais estiveram contidos dentro da área das tempestades elétricas, conforme descreve a metodologia de identificação das tempestades elétricas em 1.4.

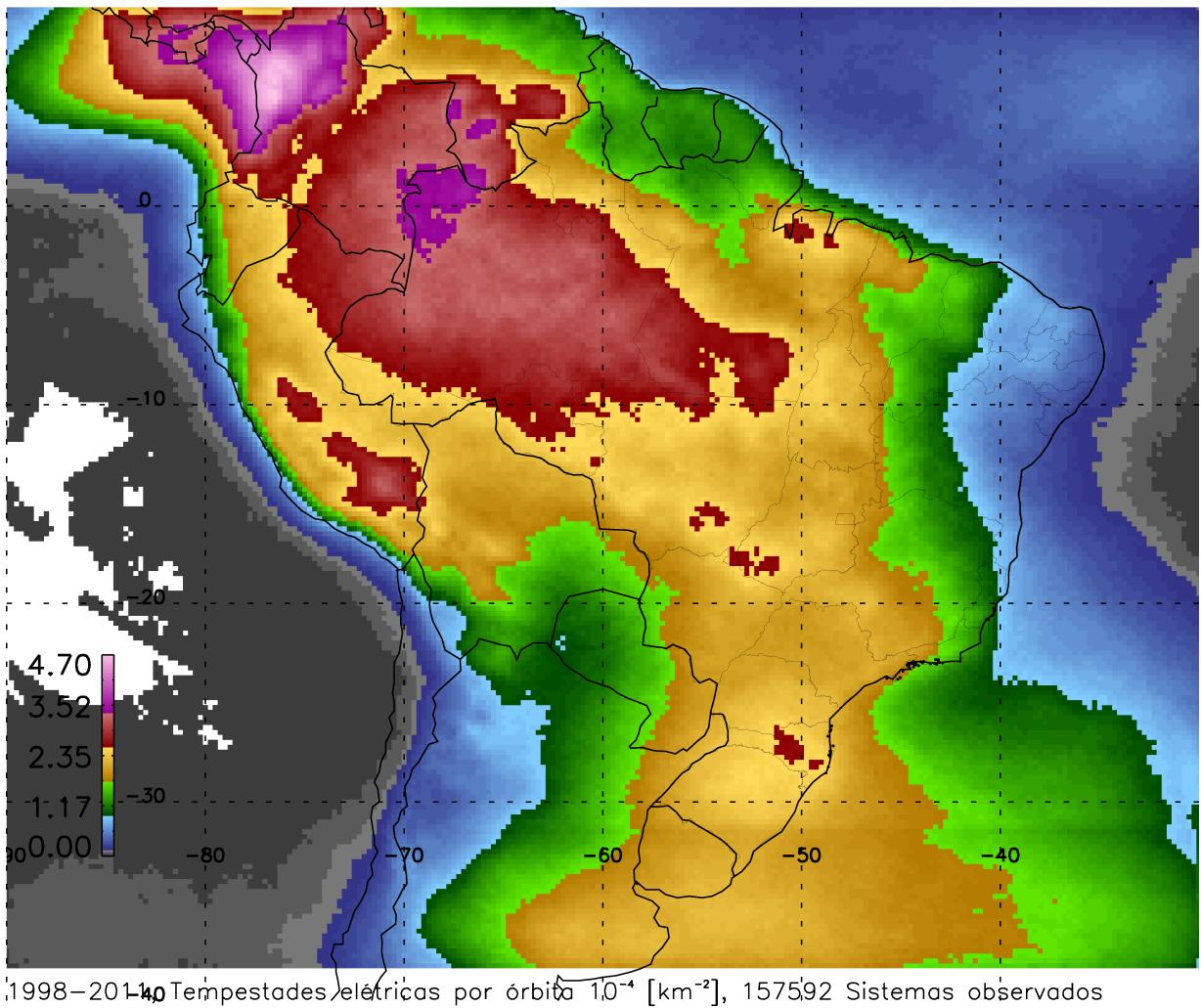


Figura 11: Densidade total de tempestades elétricas. As cores correspondem ao número de tempestades elétricas por passagens do VIRS multiplicado por 10^{-4} por quilômetro quadrado ($10^{-4} \times [\text{km}^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Das 79,932 órbitas do TRMM entre 1998–2011, apenas 63,613 passaram sobre a região da AS definida nesta pesquisa. Foram identificadas 157,592 tempestades elétricas, portanto, o TRMM observou aproximadamente 5 sistemas a cada 2 órbitas sobre a região da AS. O mapa na figura 11, mostra quantas vezes foram observadas tempestades elétricas nos sobrevoos do VIRS sobre cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Note que uma tem-

pestades elétrica é um fenômeno que cobre entre dezenas e milhares de pontos de grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, não sendo um fenômeno pontual como o raio é considerado.

Os maiores valores da escala de densidade de tempestades elétricas na figura 11, estiveram entre a $2.5\text{--}4.7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$, indicando que nestes pontos de grade observou-se entre 1–4 tempestades elétricas a cada 10 passagens do VIRS dependendo da área do ponto de grade (entre 772–388 km^2).

As regiões de maiores densidades de tempestades elétricas situam-se na parte Norte e Nordeste da AS. Observa-se duas extensas regiões com as máximas densidades: uma na Colômbia associado ao extremo Norte da Cordilheira dos Andes, outra ao Norte/Noroeste da Floresta Amazônica, abrangendo a parte brasileira, colombiana, venezuelana e peruana.

A costa Oeste da Colômbia e Panamá, destaca-se como a região de maior densidade de tempestades elétricas costeiras, pois o escoamento atmosférico predominantemente de Leste devido a convergência dos Alísios – ZCIT – ao encontrar o extremo Norte da Cordilheira dos Andes entre $0\text{--}10^\circ$ Norte, sofre perturações que disparam tempestades elétricas que continuam a se propagar em sentido Oeste para o Pacífico tropical.

A maior extensão em área das máximas densidade de tempestades elétricas sobre a AS foi observada na região da Floresta Amazônica, principalmente a Oeste e Sudoeste do Pico da Neblina região da cabeceira do Rio Negro, de tríplice fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela. É notável que a topografia da região Amazônica aumenta a densidade de tempestades elétricas como é o caso da região do Pico da Neblina, principalmente entre a Venezuela e o Brasil, porém esta vasta região contínua com valores de densidade de tempestades elétricas superior a $2.5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$, sugere que os efeitos da circulação atmosférica de grande escala e processos termodinâmicos conforme aponta Albrecht et al. (2011), são os principais agentes de instabilidade atmosférica que promovem o maior número de tempestades elétricas da AS.

No entanto, ao analisar a densidade de raios juntamente com a densidade de tempestades elétricas, observa-se que na região central do estado do Amazonas, há pontos da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ com valores entre 30–40 raios por ano por quilômetro quadrado ($\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$), como mostra a figura 12, e densidades de sistemas, figura 11, entre $2.9\text{--}3.5 \times 10^{-4}$ tempestades elétricas por quilômetro quadrado (km^{-2}). Na região Norte da Argentina, Sudoeste e Sul do Paraguai, valores de densidade de raios de mesma magnitude são observados, porém com uma densidade de sistemas entre $1.0\text{--}1.8 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$. Portanto, podemos afirmar que nas regiões de máxima densidade de raios sobre a Bacia

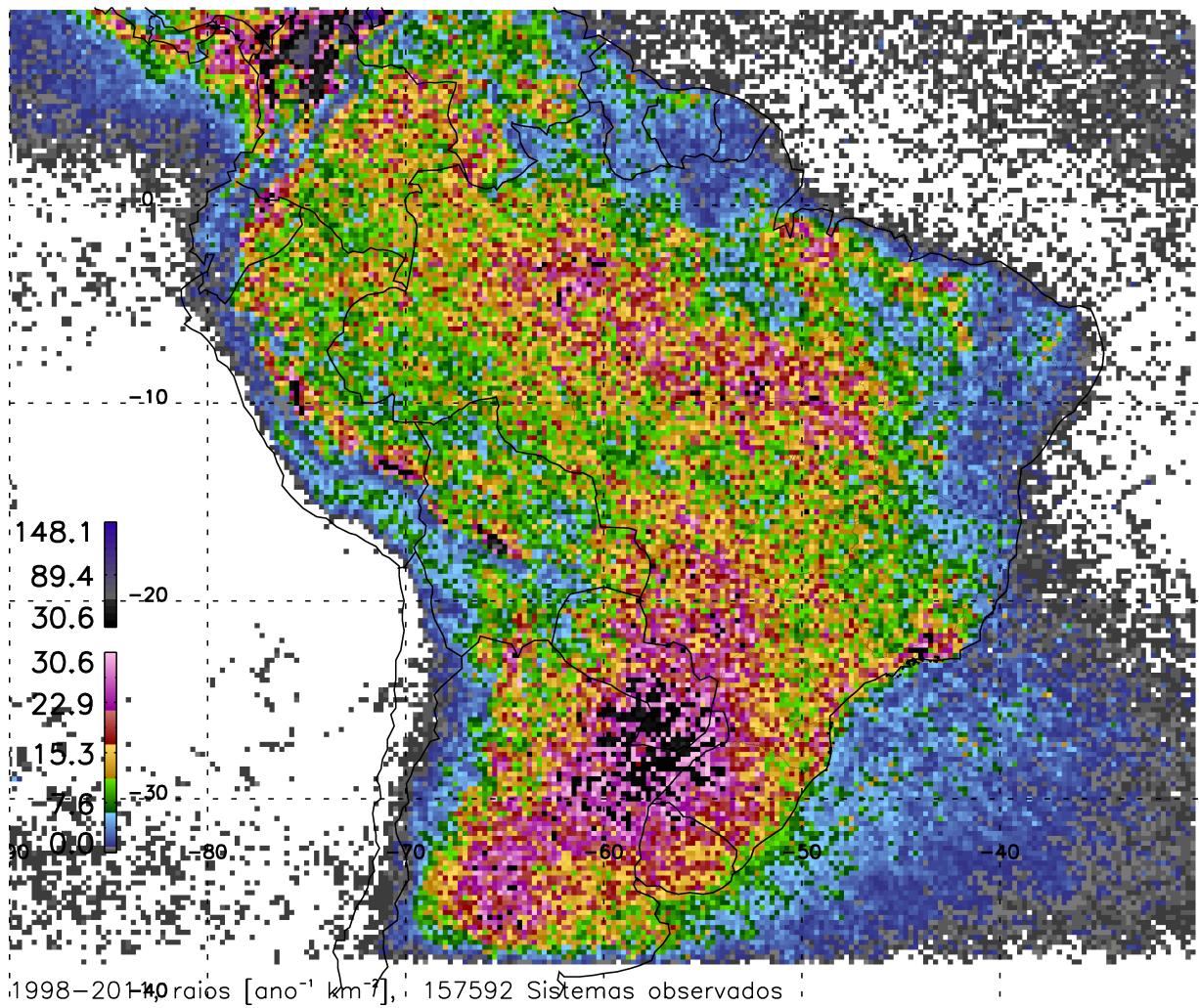


Figura 12: Densidade total de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ($[ano^{-1}] [km^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

do Prata, as tempestades elétricas produziram entre 195–323% mais raios por quilômetro quadrado por ano do que em relação as tempestades elétricas observadas sobre as regiões de máximas densidades de raios sobre a Bacia Amazônica.

A Noroeste do Lago Titicaca no Peru e algumas regiões do Planalto Brasileiro como sobre a Serra Catarinense, o Parque Nacional das Emas ao Sudoeste de Goias, foram também regiões com as maiores densidades de tempestades elétricas da AS e sugerem forte influência orográfica dando suporte para o desenvolvimento dos sistemas.

No estado do Pará, região do deságue do Rio Amazonas no Oceano Atlântico, sobre o Parque Estadual Charapucu e região de deságue do Rio Tocantis no Oceano Atlântico, próximo a cidade de Belém, foram observados também valores de densidades de tempestades elétricas e de densidade de raios entre os maiores registrados sobre AS e não possuem topografia elevada. O efeito de Brisa de Rio e Brisa Marítima combinados com a circulação

de grande escala predominantemente de Leste favorecem a dinâmica para a formação de Linhas de Instabilidade (KOUSKY, 1980; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA, 2010).

Nas figuras 13 e 14, a densidade espacial de raios e de tempestades elétricas, foi calculada para os períodos associados a cada estação do ano: dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON). A tabela 6 mostra o acumulado de sistemas observados em cada estação do ano.

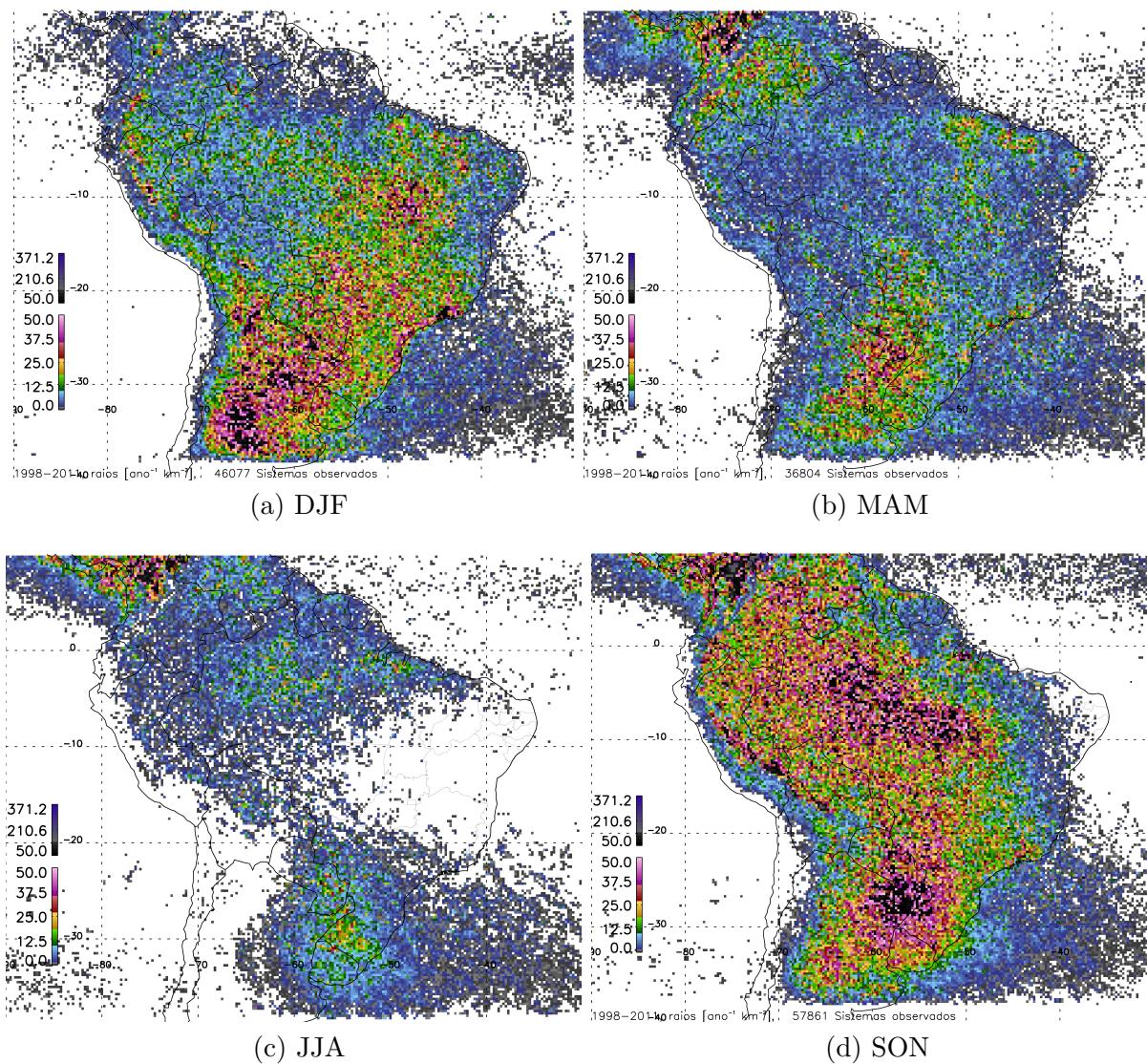


Figura 13: Densidade sazonal de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ($[ano^{-1}] [km^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Na primavera austral (SON), é quando o continente Sul-americano recebe a maior incidência de raios. Ao avaliar a densidade de raios tanto sobre a Bacia do Prata quanto sobre a Bacia Amazônica, observa-se que as maiores densidades de raios ocorreram em

SON. Os valores de densidade de raios no mapa da figura 13d sobre ambas as bacias hidrográficas mostram valores entre 4–11 raios $\text{mes}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($50\text{--}130$ raios $\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Portanto, mesmo que haja maior número de tempestades elétricas sobre a Bacia do Prata durante o verão, as tempestades elétricas de primavera foram as responsáveis pelas maiores densidades de raios durante o ano.

No estudo da sazonabilidade das tempestades elétricas mostrado na seção anterior 2.2, na figura 10, entre $30^{\circ}\text{--}20^{\circ}$ Sul e $60^{\circ}\text{--}50^{\circ}$ Oeste, observa-se um máximo local de probabilidade (0.5% que representou 789 sistemas) de tempestades elétricas em outubro e que não correspondeu ao período da estação de tempestades elétricas desta região. Portanto, em algumas regiões como é o caso da região central da Bacia do Prata, o pico da estação de tempestades elétricas não ocorre em fase com a estação em que se observa a máxima densidade de raios. Neste caso as tempestades elétricas responsáveis pelas maiores densidades anuais de raios da região precederam a estação chuvosa, e a estação de tempestades elétricas ocorreu em fase com a estação chuvosa.

Tabela 6: Total de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, para cada período de três meses associados as estações do ano.

Estação	Número de sistemas
Verão – DJF	46,077
Outono – MAM	36,804
Inverno – JJA	16,850
Primavera – SON	57,861

Durante DJF, as mais extensas regiões com as maiores densidades de raios concentram-se: sobre a Argentina; Paraguai; Mato Grosso do Sul; Sul de Mato Grosso; Sudeste brasileiro, principalmente sobre toda a extensão da Serra do Mar entre Santa Catarina e Rio de Janeiro e entre Minas Gerais e o Rio de Janeiro aonde localiza-se o Parque Nacional Itatiaia e o Pico das Agulhas Negras; interior de São Paulo; Sul e Sudoeste de Minas Gerais; região central de Tocantis; Norte do Maranhão; e Norte do Pará região da cidade de Belém.

Em MAM, período pós-monção na AS, observamos as tempestades elétricas bastante concentradas na região Norte e Nordeste da AS, como mostra a figura 14b. Durante este período observou-se pontos de grade no mapa da figura 13b, sobre as regiões de Sertão e Agreste Nordestino, no estado da Paraíba entre as cidade de Corema e Patos, também no Rio Grande do Norte sobre a região da bacia do Rio Piranha-Açu, com valores em torno de 4 raios $\text{mês}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (50 raios $\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

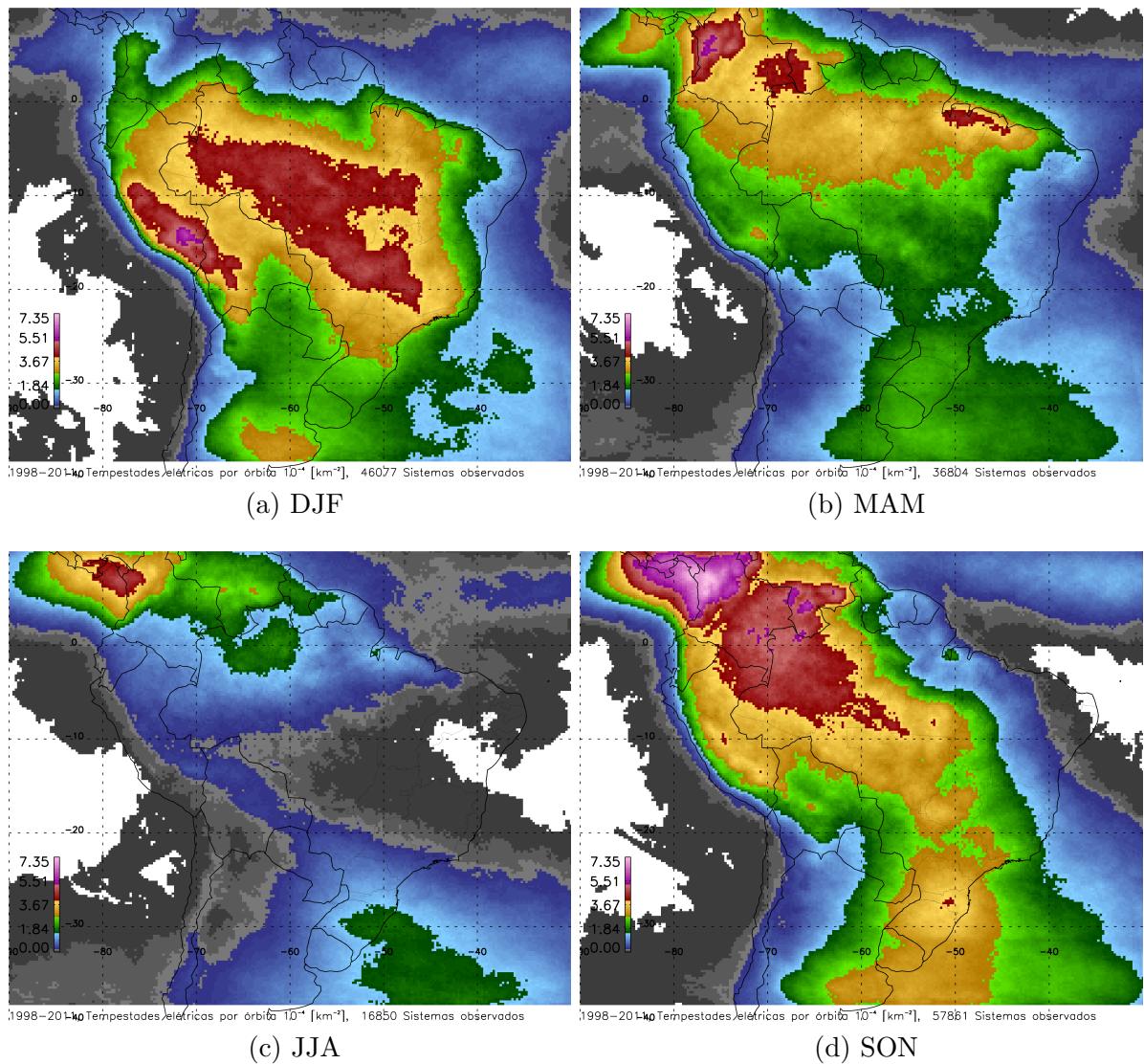


Figura 14: Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas.

No geral, ao comparar as figuras 13 e 14 observa-se que as regiões de máxima densidade sazonal de raios não são as regiões de máxima densidade sazonal de tempestades elétricas. As máximas densidades de raios geralmente ficam situados em regiões deslocadas das máximas densidades de sistemas. Por exemplo, a maior área continua da AS com densidade anual de raios superior a $25 \text{ raios ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$, como mostra a figura 12, ocorre na região Sul da AS. Tanto na figura 11 quanto na figura 14, podemos observar um gradiente de sistemas nesta região que marca a transição entre o clima Desértico no Deserto do Atacama e Semi-árido da Argentina para o Clima Subtropical Úmido, promovendo um ambiente de transição seco para úmido permanente para os sistemas que iniciam-se principalmente na região da Serra de Córdoba na Argentina e se propagam para Noroeste.

Nas regiões das cidades de Belém e Norte do Maranhão as regiões de máximas den-

sidades anuais de tempestades elétricas coincidem com as regiões de máxima densidades anuais de raios, porém observou-se maiores densidades de raios em DJF, figura 13a, e maiores densidades de tempestades elétricas em MAM, figura 14b.

Sobre a região do Lago Maracaibo na Venezuela, a maior densidade sazonal de tempestades elétricas foi observada em SON, figura 14d, em fase com a máxima densidade sazonal de raios que ocorreu em SON, figura 13d. Aqui o aumento da densidade de raios está relacionado ao aumento sazonal do número de sistemas. Durante a primavera austral – SON – as tempestades elétricas na foz do Rio Catatumbo produziram 31 raios $\text{mes}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($371.2 \text{ raios ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Em Albrecht et al. (2009), a região do Lago Maracaibo foi apontada como o máximo global anual das observações do TRMM.

A partir do estudo das densidades anuais de tempestades elétricas e densidades anuais de raios, foi calculada a densidade de raios por tempestade elétrica como mostra a figura 15. Os valores desta grandeza (raios [ano^{-1}] [km^{-2}] por tempestade), associam-se com eficiência de produção de raios por tempestade elétrica em cada região de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

A região da Bacia do Paraguai-Parana-Prata foi a maior extensão contínua com as maiores densidades de raios por tempestade elétrica. Porém destacam-se regiões como: a Serra do Mar no Sudeste, abrangendo o Vale do Ribeira em São Paulo, Pico das Agulhas Negras em Minas Gerais, região serrana do Rio de Janeiro; parte Sul do Tocantis; parte Leste e Norte do Pará e Leste do estado do Amazonas. Estas regiões podem estar associadas com tempo severo, locais cuja a topografia ou a circulação local intensificam os sistemas.

Os maiores valores da escala de cores da figura 15 que representa a densidade anual de raios por tempestades elétricas, foram observados sobre a região do Lago Maracaibo. Conforme o mapa da figura 12, sabemos que o ponto de grade com a máxima densidade de raios sobre a região do Lago Maracaibo ($148.1 \text{ ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$), mostra que sobre a extensão de 772 km^{-2} (área do ponto de grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$), ocorreu $114,333 \text{ raios ano}^{-1}$. O máximo valor de $11.73 \times 10^{-2} \text{ ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$ da figura 15 mostra que, sobre a área do ponto de grade de máxima densidade de raios por tempestade, cada tempestade elétrica observada contribuiu com um número de $91 \text{ raios ano}^{-1}$, portanto, $\simeq 1256$ tempestades elétricas foram responsáveis por toda a produção de raios do ponto de grade.

Regiões no pico da Cordilheira dos Andes são bastante eficientes, principalmente na região da cidade de Cochabamba na Bolívia. Alguns pontos de grade mostraram $\simeq 42 \text{ raios ano}^{-1}$ por tempestade elétrica.

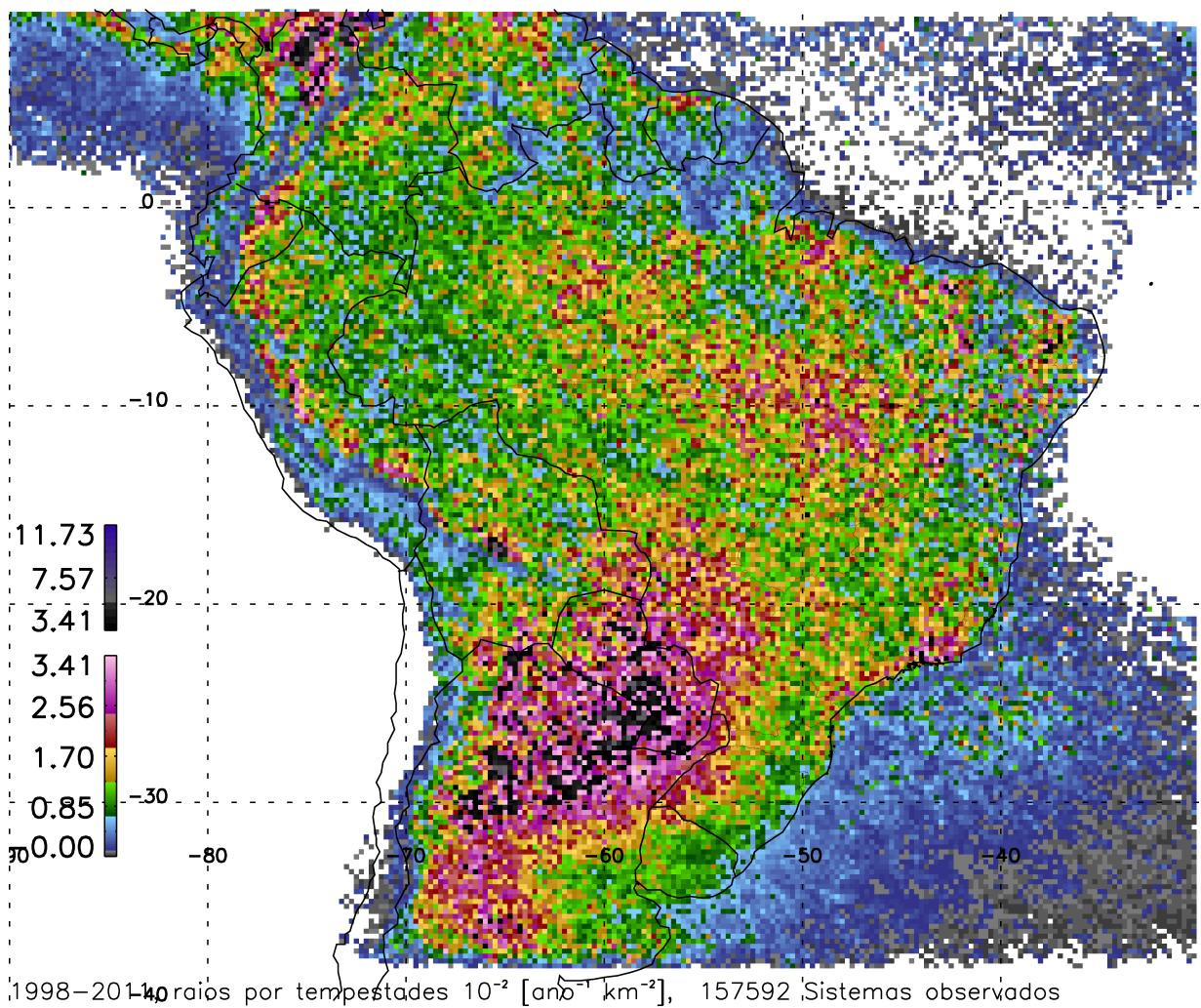


Figura 15: Densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por 10^{-2} por ano por quilômetro quadrado ($10^{-2} [\text{ano}^{-1} \text{km}^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

3 A SEVERIDADE DOS SISTEMAS

Conforme descrito em 1.5, as taxas de raios das tempestades elétricas neste trabalho de pesquisa, estão associadas aos índices FTA e FT. Nesta seção identificamos qual desses índices representaram tempestades elétricas com maior intensidade convectiva, ou seja, os sistemas com as maiores taxas de raios por minuto ou os sistemas com as maiores taxas de raios por minuto por quilômetro quadrado de sua extensão.

Ao aplicar as equações 1 e 2 na base de dados de 94,711 tempestades elétricas, as quais tiveram pelo menos um pixel da varredura do PR contida na área do sistema e com tempo médio de visada do LIS maior ou igual a 1 minuto, foram estudadas as distribuições de probabilidades dos índices FTA e FT. Conforme mostra a figura 16, trata-se de distribuições exponenciais de probabilidade.

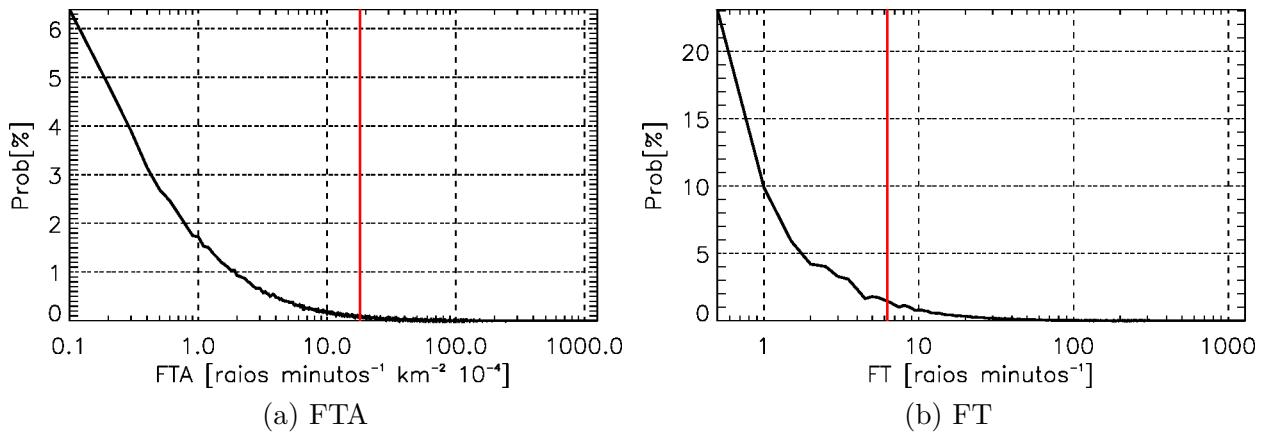


Figura 16: Densidade de probabilidade dos valores da série referente aos índices FTA e FT.

Os sistemas potencialmente severos foram selecionados pelo 90º percentil, associado aos máximos valores de FTA e FT. A linha vermelha nas figuras 16a e 16b marca o limite cuja os índices são considerados extremos. Os valores de FTA e FT a direita da linha vermelha correspondem ao conjunto dos 9472 sistemas, que correspondem aos 10% mais raros da amostragem nos 14 anos de observação do TRMM.

Portanto será investigada a severidade apenas dos sistemas com índices FTA e FT

extremos, os quais possuem valores acima de 18.0×10^{-4} raios por minuto por quilômetro quadrado, como mostra a figura 16a, ou acima de 6.3 raios por minutos, como mostra a figura 16b. Porém, os máximos valores de FTA e FT das tempestades elétricas foram de 1258.8×10^{-4} raios por minuto por quilômetro quadrado e 1283.6 raios por minuto respectivamente.

3.1 EXTENSÃO EM ÁREA E TEMPERATURA DE TOPO

Observa-se que os extremos de FT e FTA correspondem a sistemas com tamanhos bem distintos. Conforme é mostrado na figura 17a, verifica-se que as máximas probabilidades de ocorrência de tempestades elétricas associadas com os extremos de FTA, ocorrem em sistemas com área 3 ordens de grandeza menor do que nos extremos de FT.

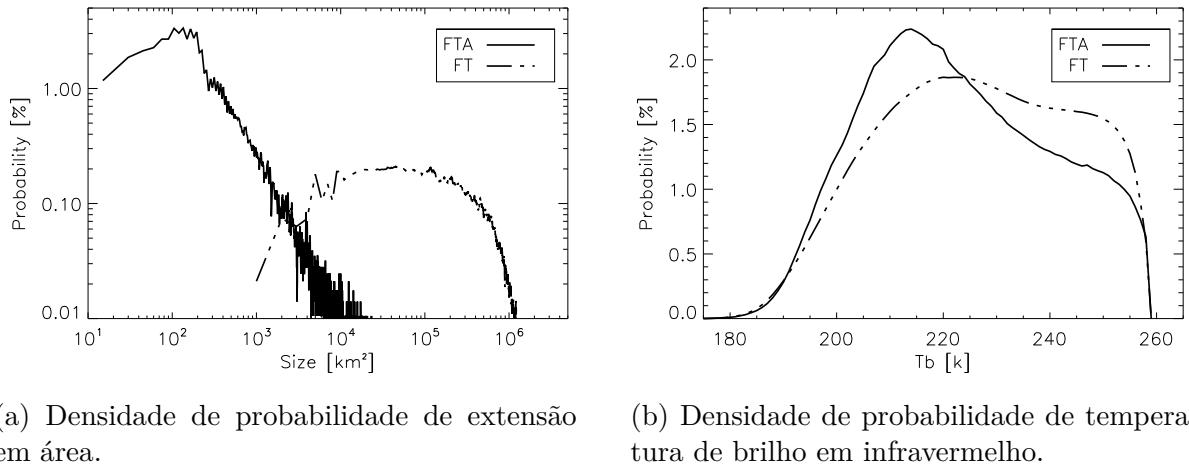


Figura 17: Estudo das frequências de ocorrências de tempestades elétricas selecionas pelo 90º percentil dos índices de FT e FTA, por extensão em área e por temperatura de brilho de topo das nuvens.

As tempestades elétricas ordenadas pelo índice FT são maiores em extensão por que conforme aumenta a área do sistema, maior a probabilidade de haver raios na região. Uma tempestade elétrica com 10^5 km^2 , provavelmente terá maior número de descargas observadas durante o tempo de visada do LIS do que uma com 10^2 km^2 .

Ao normalizar a taxa de raios no tempo por A_t , o número de raios fica diluído na extensão do sistema, evidenciando que os maiores valores de FTA correspondem aos sistemas com as maiores densidades espaciais de raios, cuja a extensão em área e o número de raios possuem maior probabilidade de ser menor do que nos sistemas com extremos de FT.

A frequência de ocorrência das temperaturas de brilho associadas a radiância espectral observada no canal 4 do VIRS para todos os pixels que definiram as áreas dos sistemas, é mostrada na figura 17b. Observa-se que o maior valor de probabilidade para a curva das tempestades elétricas com índice extremo de FTA, possui temperatura de topo de nuvens aproximadamente 10 K mais frias do que nas tempestades elétricas com extremos de FT, indicando que a convecção nos sistemas ordenados por FTA é mais profunda na maioria das situações.

Morales e Anagnostou (2003) ao desenvolver a *Sferics Infrared Rainfall Technique* (SIRT), mostram que as regiões com temperatura de brilho inferior a 215 K e com ocorrência de *sferics* foram as regiões categorizadas como de maior precipitação associada.

Neste trabalho de pesquisa, ao selecionar as tempestades elétricas com índice extremo de FTA, os maiores valores de probabilidade de ocorrência, conforme é mostrado na figura 17b, concentram-se em temperaturas de brilho abaixo de 215 K.

Os sistemas selecionados pelo 90º percentil do índice FT possuem maior extensão em área e maior volume de chuva. São sistemas com vasta extensão estratiforme conforme descrevem Rasmussen e Houze Jr. (2011). As regiões das tempestades elétricas com precipitação convectiva, as quais são capazes de gerar chuva de granizo, frentes de rajada, tornados, enchentes rápidas, ocupam área bem menor do que as áreas estratiformes (Houze Jr. et al., 2007).

Avaliando a densidade de probabilidade de fração de chuva total, convectiva e estratiforme das tempestades elétricas, os máximos valores de ocorrência associados aos extremos valores de FTA concentraram-se nas tempestades elétricas com 70% de área convectiva e 40% de área estratiforme, enquanto que para os extremos de FT possuíram 20% de fração convectiva e 75% de fração estratiforme.

Talvez alguns sistemas com extremos valores de FTA estejam em estágio de maturação e conforme vão se dissipando vão ganhando área de chuva estratiforme e se enquadrando no grupo dos maiores índice de FT.

3.2 SEVERIDADE COM BASE NA ESTRUTURA 3D DA PRECIPITAÇÃO

Nesta etapa iremos avaliar a intensidade convectiva com base nos perfis de Z_c do PR, contidos nos sistemas com índices extremos de FTA e FT. Como os sistemas com extremos de FT possuem área na ordem de 10^5 km^2 , o PR observou com maior frequência apenas

30% da área total destas tempestades elétricas. Pois, geralmente a varredura do PR não contempla toda a sua extensão. Para os sistemas escolhidos pelos extremos de FTA o PR teve maior probabilidade de observar entre 90-100% da área dos sistemas.

Nas figuras 19, 18, 24 e 20 foram calculados os CFADs para as tempestades elétricas com índices FTA e FT extremos, distribuídas conforme cada região de 10 por 10 graus na superfície terrestre. Para localizar a caixa de 10 por 10 graus em que cada sistema esteve contido, foi considerado a latitude e longitude do centro geométrico da área definida por cada sistema.

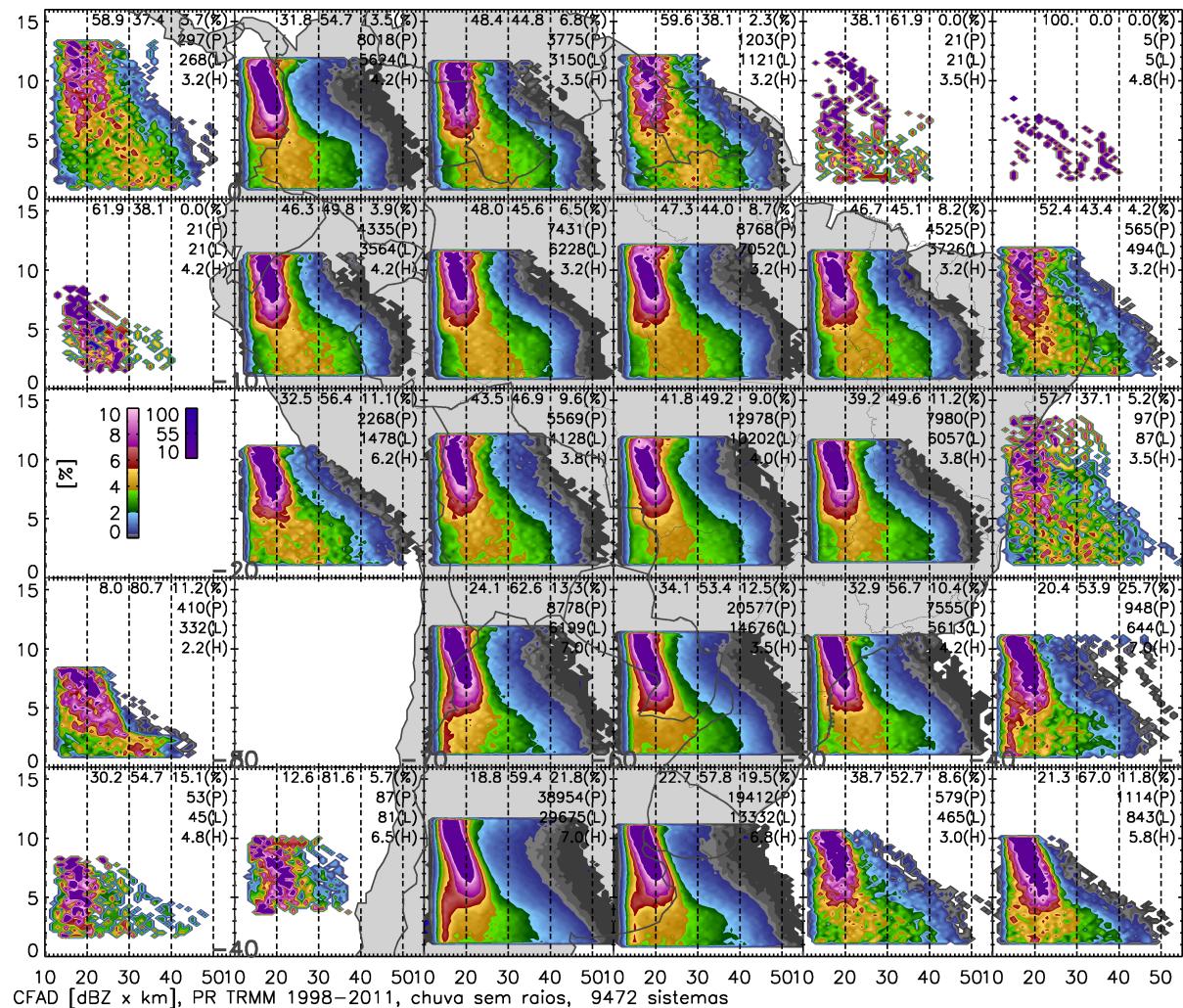


Figura 18: CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação sem raios.

As posições geográficas dos eventos do LIS e dos perfis de Z_c válidos do PR, foram projetadas em uma grade regular de 0.05 graus. Os perfis de Z_c projetados em pontos de grade em que tiveram eventos do LIS, definiram as regiões aqui denominadas como precipitação dos núcleos de raios. Os CFADs foram calculados para a porção da chuva com, figuras 19 e 24, e sem, figuras 18 e 20, atividade elétrica de nuvem.

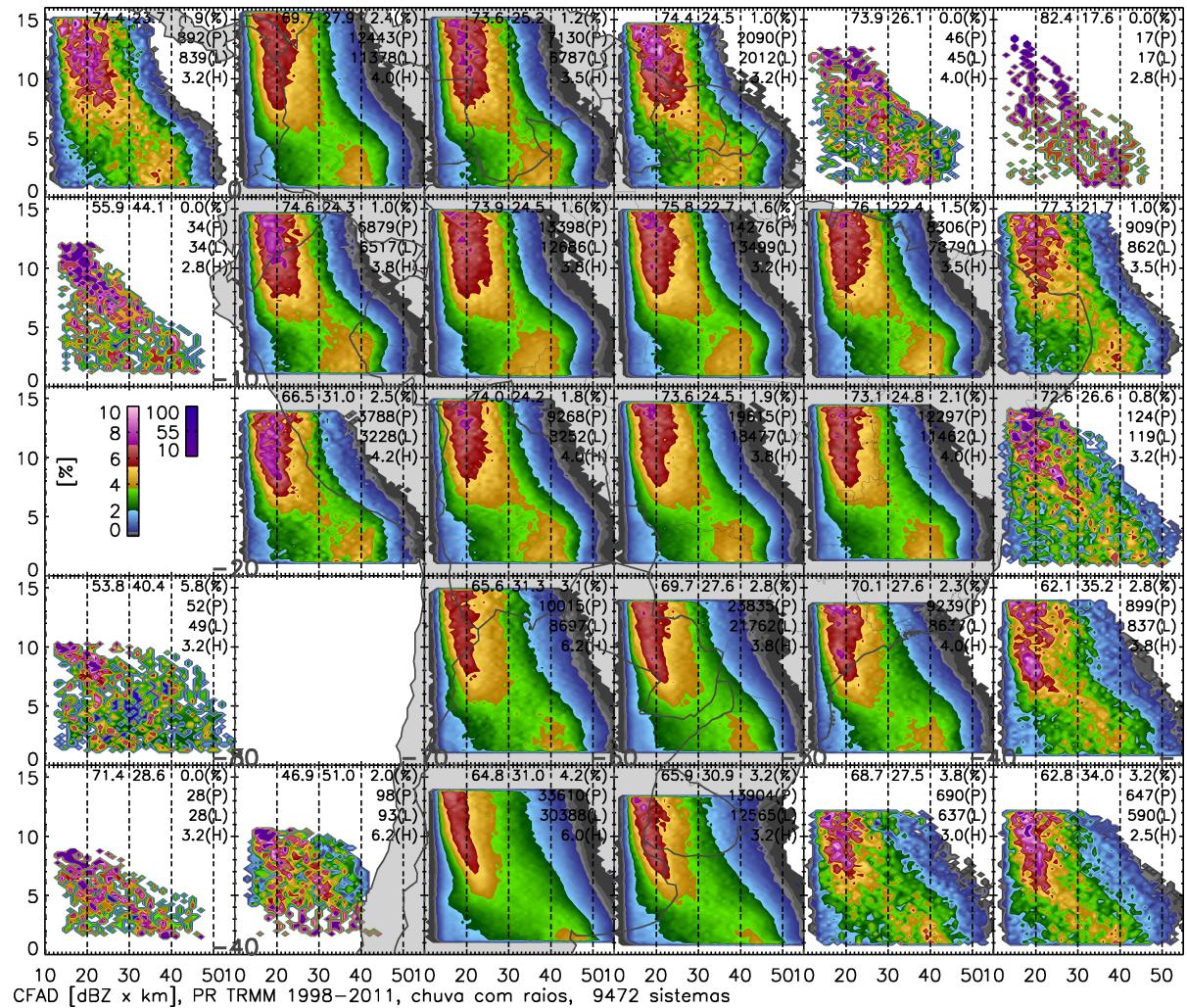


Figura 19: CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

Note que no canto superior direito de cada CFAD temos alguns valores estatísticos que representam: (%) a porcentagem de perfis convectivos, estratiformes e outros, respectivamente; (P) o número de perfis do PR computados; (L) o número de ocorrência de Z_c no nível de altitude de máxima ocorrência; (H) o nível de altitude, em quilômetros, aonde ocorreu o máximo de ocorrências de Z_c .

Comparando os CFADs da chuva com e sem raios, representados para os extremos de FTA nas figuras 18 e 19 e para os extremos de FT, nas figuras 18 e 20, é evidente que a porção sem raios é a parte menos severa dos sistemas. Os níveis de contorno de probabilidades dos CFADs da precipitação sem raios possuem suas máximas altitudes aproximadamente 3 quilômetros abaixo das máximas altitudes atingidas pelos contornos dos CFADs da precipitação com raios. A porção sem raios dos sistemas possuíram maior percentual de perfis estratiformes e menores valores de Z_c com os contornos de probabilidades entre 1-10%, em todos os níveis de altitude.

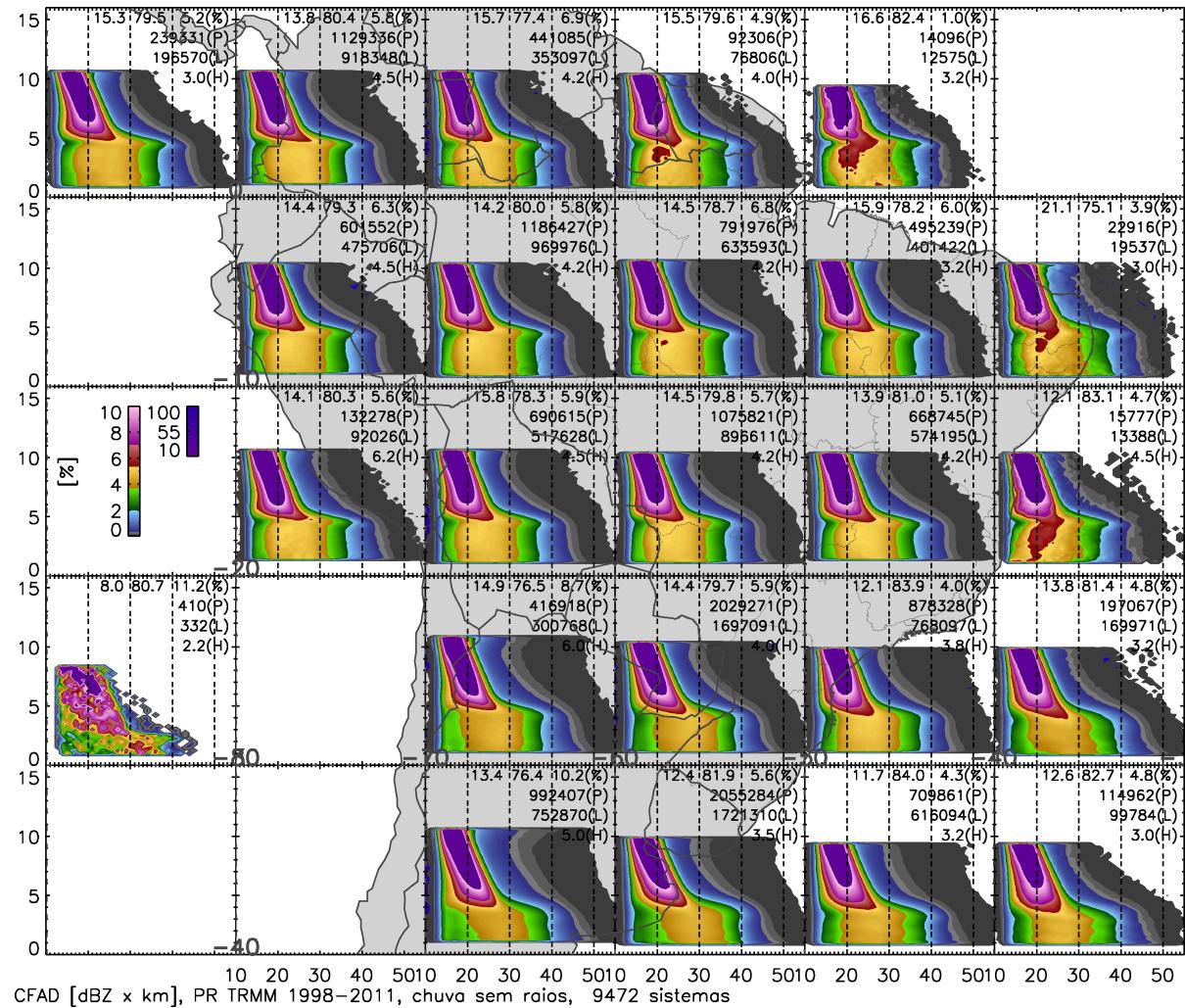


Figura 20: CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação sem raios.

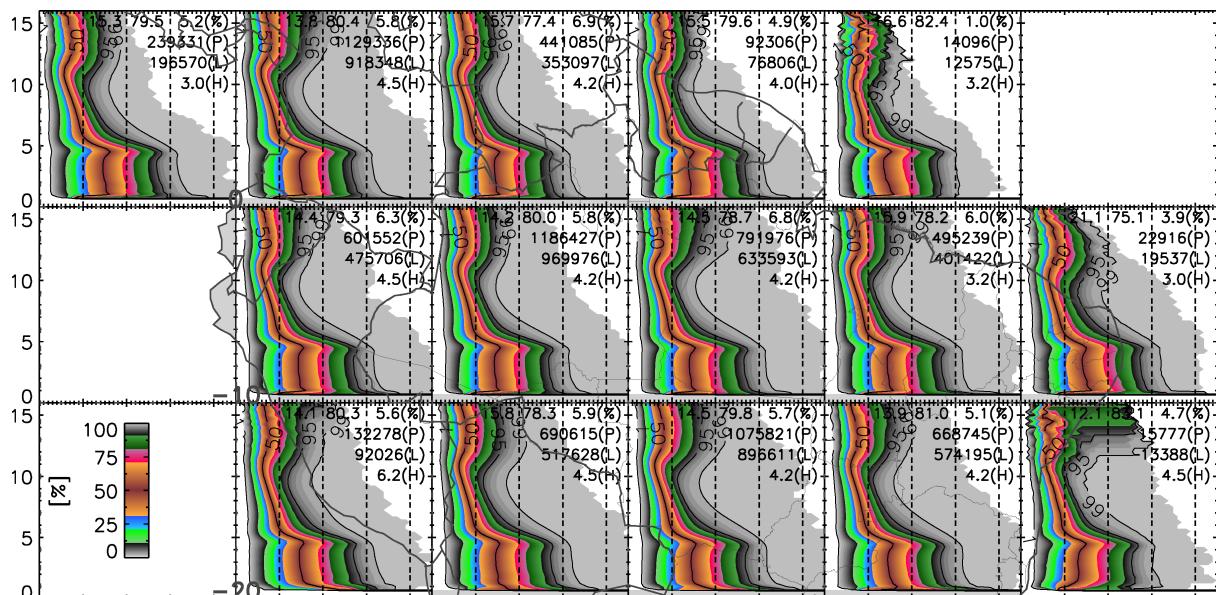


Figura 21: CCFDs para os extremos de FT entre 20S-10N e 90W-30W. Porção da precipitação sem raios.

A porção eletricamente ativa possui maior percentual de perfis convectivos e com maiores valores de Z_c associado aos contornos de probabilidade, confirmado a correlação positiva entre descargas elétricas e a produção de precipitação (PETERSEN; RUTLEDGE, 1998).

A convecção é mais ativa nas regiões dos núcleos de raios, aonde a precipitação está associadas com frentes de rajadas, chuvas de granizo e enchentes rápidas. Fora dos núcleos de raios temos a parte da precipitação mais estratiforme, composta por hidrometeoros que não possuem velocidade terminal suficiente para precipitar nos núcleos de raios, e caem mais afastados da região eletricamente ativa.

Se avaliarmos apenas os níveis de contorno com probabilidade entre 2-3.7% (cor verde), observa-se que os máximos de Z_c associados à chuva da porção sem raios, figuras 18 e 20, não ultrapassaram os 40 dBZ em nenhuma região, enquanto que para a porção de chuvas com raios, figuras 19 e 24, os valores de Z_c entre 0-5 km de altitude registram valores entre 45-50 dBZ.

A figura 20 mostra que a precipitação sem raios dos extremos de FT na região tropical, entre 20S-10N e 90W-30W, possui banda brilhante marcada entre 4-5 km de altitude, principalmente nos perfis com probabilidade de ocorrência entre 2-5.3%, nas cores de contorno em verde e amarelo.

Podemos observar a banda brilhante dos sistemas com índice extremo de FT na porção sem raios de maneira mais elucidativa por meio dos CCFADs da figura 21, os quais evidenciam que entre o 12º e o 95º percentil da $f_{pdf}(x, y)$ normalizada por altitude, que define cada CFAD entre 20S-10N e 90W-30W na figura 20, há uma queda no valor de Z_c logo abaixo de 5 quilômetros de altitude em cada região de 10 por 10 graus.

Na figura 18, que representa a porção sem raios da precipitação tridimensional dos sistemas com índice extremo de FTA, não se observa banda brilhante marcada nos contornos de probabilidade de Z_c por altitude. Há um aumento contínuo de Z_c , conforme os níveis de altitude diminuem, sem a diminuição abrupta de Z_c logo abaixo de 5 quilômetros.

As chuvas na superfície associadas com a precipitação sem raios das tempestades elétricas entre 20S-10N e 90W-30W, região tropical, referentes aos extremos de FT têm maiores valores de probabilidades com valores de Z_c mais moderados do que quando compara-se com os extremos de FTA, os quais possuem perfis de Z_c com maior aleatoriedade, mas podem atingir valores em dBZ superiores. Note como os contornos de probabilidade, principalmente entre 0.3-3.7% representados pelas cores em azul e verde,

são mais alargados na chuva sem raios dos extremos de FTA, figura 18 do que na chuva sem raios dos extremos de FT, figura 20. Na chuva sem raios dos sistemas com extremos de FT, os contornos da figura 20 são mais estreitos, indicando menor aleatoriedade nos valores de Z_c observados.

Na região entre 40-20S e 70-50W que engloba a Bacia do Prata, a banda brilhante foi menos evidente nos contornos de probabilidade associados a estrutura tridimensional da precipitação fora dos núcleos de raios, tanto para os extremos de FT, figura 21, quanto para os extremos de FTA, figura 18.

Entre 40-20S e 70-50W, a porção sem raios da chuva dos extremos de FTA mostra que entre 0-5 km de altitude, a probabilidade de valores inferiores de Z_c em relação as porções sem raios dos extremos de FT é maior. Observe como a mediana das amostras de probabilidades, marcada pela linha de contorno na cor preta no 50º percentil do CCFAD em cada caixa de 10 por 10 graus nas figuras 22 e 23, indica maior taxa de precipitação entre 0-5 km na porção sem raios das tempestades elétricas com índice FT extremo, figura 22, mesmo que a estatística na parte superior direita de cada CCFAD indique maior percentual de perfis convectivos para a porção sem raios dos extremos de FTA, figura 23.

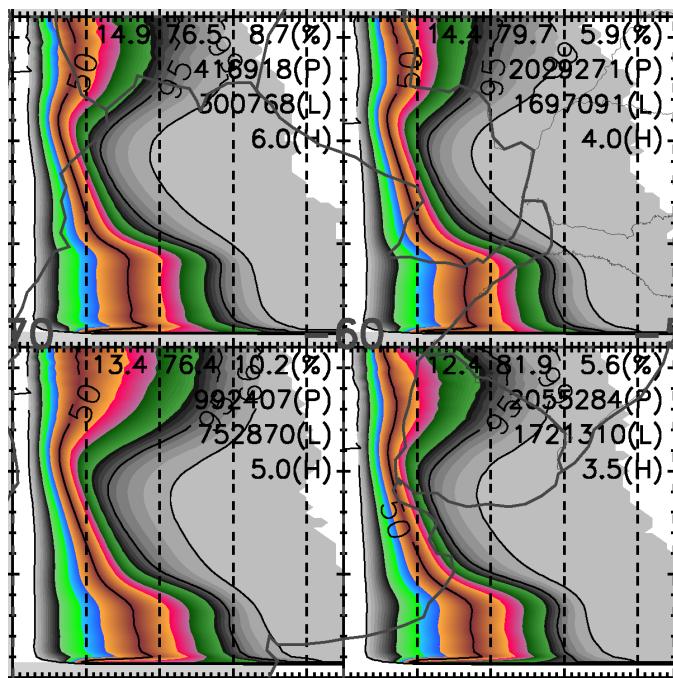


Figura 22: CCFDs para os extremos de FT entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.

Porém, a precipitação contida fora dos núcleos de raios dos sistemas extremos selecionados pelo índice FTA, situados entre 40-20S e 70-50W, e que é explicitada por meio dos

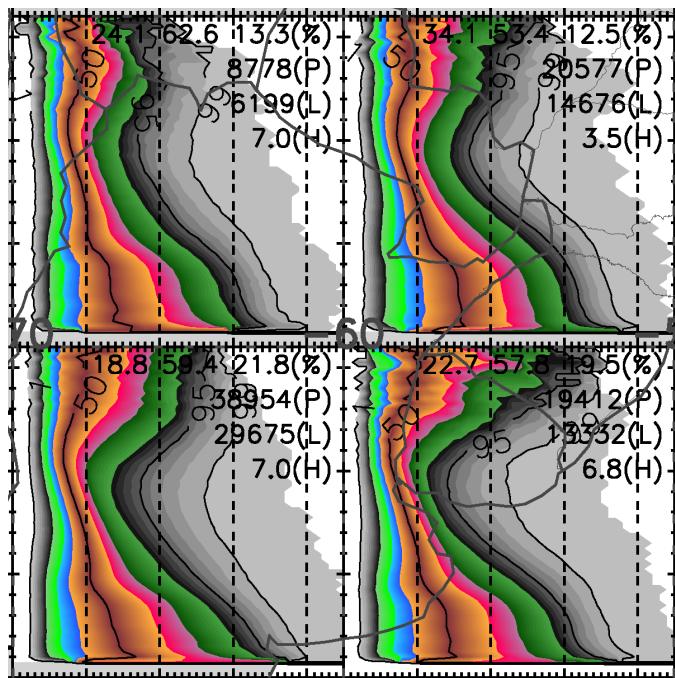


Figura 23: CCFDs para os extremos de FTA entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.

CFADs da figura 18, revela que a probabilidade entre 0.001-2%, representados pelas cores de contorno em preto e azul, atingem valores superiores de Z_c do que quando compara-se com os sistemas extremos de FT, na figura 20, também entre 40-20S e 70-50W.

Apesar da mediana das probabilidades dos CFADs mostrarem que a precipitação entre 0-5 km de altitude foi mais intensa para os sistemas extremos de FT e localizados entre 40-20S e 70-50W, ao avaliar os contornos de probabilidade cumulativa dos CCFADs na figura 23, referente ao estudo da estrutura tridimensional da precipitação fora dos núcleos de raios dos extremos de FTA, observa-se que, acima do 80º percentil os valores de Z_c foram superiores em relação aos sistemas com índice extremo de FT, na figura 22.

Os CFADs referentes as tempestades elétricas selecionadas por FTA possuem contornos de probabilidade em níveis de altitude mais elevados do que os CFADs dos sistemas selecionados por FT, tanto para a porção com raios quanto para a porção sem raios da precipitação dos sistemas.

Como o último nível de altitude dos CFADs deste trabalho é limitado por altitudes com até 10% de L, a maior definição de probabilidades de ocorrência de Z_c em altitude para as tempestades selecionadas pelo índice FTA, indica que a convecção é mais intensa nos extremos de FTA do que nos extremos de FT. Principalmente quando observamos a morfologia da estrutura tridimensional da precipitação dos núcleos de raios, para os

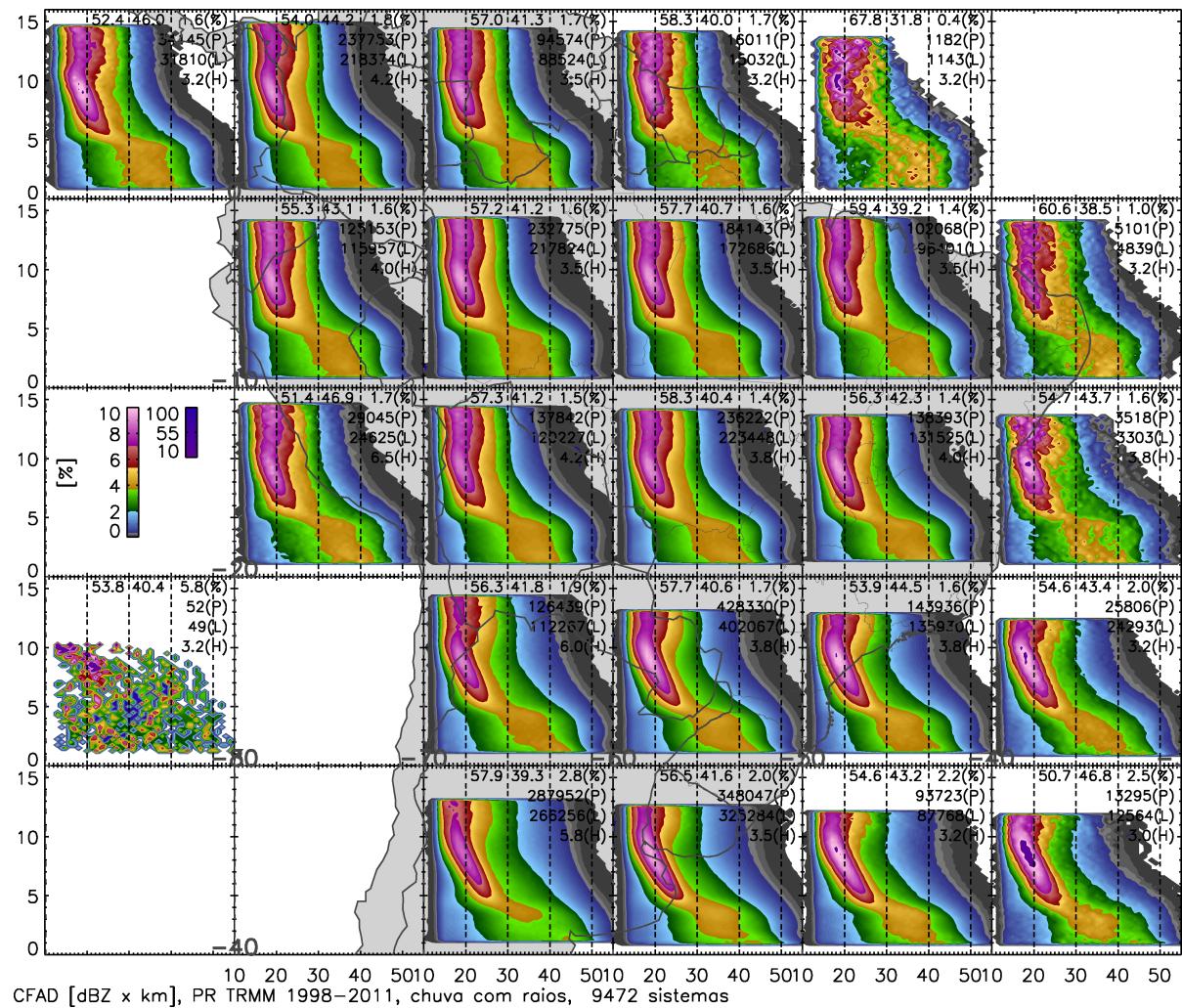


Figura 24: CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

extremos do FTA e FT, expressa nos CFADs das figuras 19 e 24, aonde os perfis de precipitação são classificados majoritariamente como convectivos.

A precipitação é bem mais frequente próxima da superfície, entre 0-5 km de altitude. Acima da região de mistura, a precipitação é mais rara de ocorrer. Em (LIU et al., 2008), é mostrado que a densidade espacial de sistemas com no mínimo 20 dBZ em 2 km de altitude é globalmente maior do que os sistemas que atingem 20 dBZ em níveis superiores de altitude.

Por exemplo na região do Panamá, Colômbia e Equador, entre 10N-0S e 70W-80W, o CFAD da figura 19 possui contornos de probabilidade até 16 km de altitude. Na figura 24, os níveis de contorno param em 15 km.

A precipitação tridimensional observada nos núcleos de raios, explicitada nos contorno dos CFADs a cada 10 graus na figura 19, referente ao índice FTA, mostram valores de refletividade entre 1-3 dBZ maiores do que na figura 24, referente ao índice FT, principal-

mente quando observa-se os contornos de probabilidade de Z_c acima de 5 km de altitude. Para a precipitação entre 1-2 km de altitude os valores são mais semelhantes entre as tempestades elétricas selecionadas por FTA e FT.

As mais baixas probabilidades de Z_c observadas nos CFADs das figuras 19 e 24, estão associadas com a estrutura tridimensional da precipitação mais severa. Observe os contornos de probabilidade entre 0.001-0.5%. Estes níveis de contorno revelam os valores de Z_c da precipitação mais rara entre os sistemas com índice extremo de FTA e FT, os quais provavelmente estiveram associados com enchentes rápidas, alta taxa de raios, chuva de granizo, fortes rajadas de vento e até mesmo ocorrência de tornados em algumas regiões.

Os valores maiores valores de Z_c foram registrados na figura 19 entre 20S-40S e 40W-70W, sobre a Bacia do Rio da Prata, que abrange o Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. A dinâmica de formação de Sistemas Convectivos de Meso-escala, como é discutido em (VELASCO; FRITSCH, 1987) e (DURKEE; MOTE, 2009), somados com efeitos de topografia, como por exemplo na região da Serra de Córdoba na Argentina, a qual (RASMUSSEN; Houze Jr., 2011) mostram grande ocorrência de convecção profunda, promoveram sistemas em que a estrutura tridimensional da precipitação dos núcleos de raios atingiram valores de Z_c superiores a 45 dBZ entre 10-15 km de altitude e chuvas na superfície com Z_c acima de 55 dBZ, como mostram os contornos de probabilidade entre 0.001-0.5%.

3.2.1 A precipitação dos sistemas severos e o perfil atmosférico de temperatura.

Os diagramas CCFTD e CFTD, descritos em ??, são expostos nas figuras 26, 28, 25 e 27, associados as tempestades elétricas com índice extremo de FTA e FT, apenas em suas porções com raios.

A partir dos CCFTDs das figuras 26 e 28, iremos avaliar a intensidade convectiva dos sistemas com índice extremo de FTA e FT em determinadas regiões, com base na velocidade de crescimento ou decrescimento dos valores de Z_c associados os contornos de probabilidade do 30º, 50º, 70º e 95º percentil das amostras de probabilidades expressas nos CFTDs das figuras 25 e 27.

Então, para a região central da Bacia do Rio Amazonas, entre 10-0S e 70-60W, extraí-se as linhas de contorno do CCFTD referentes as probabilidades acumulativas de 30%, 50%, 70% e 95%. Desta forma obtemos quatro funções $f(x) = y$, em que y corresponde

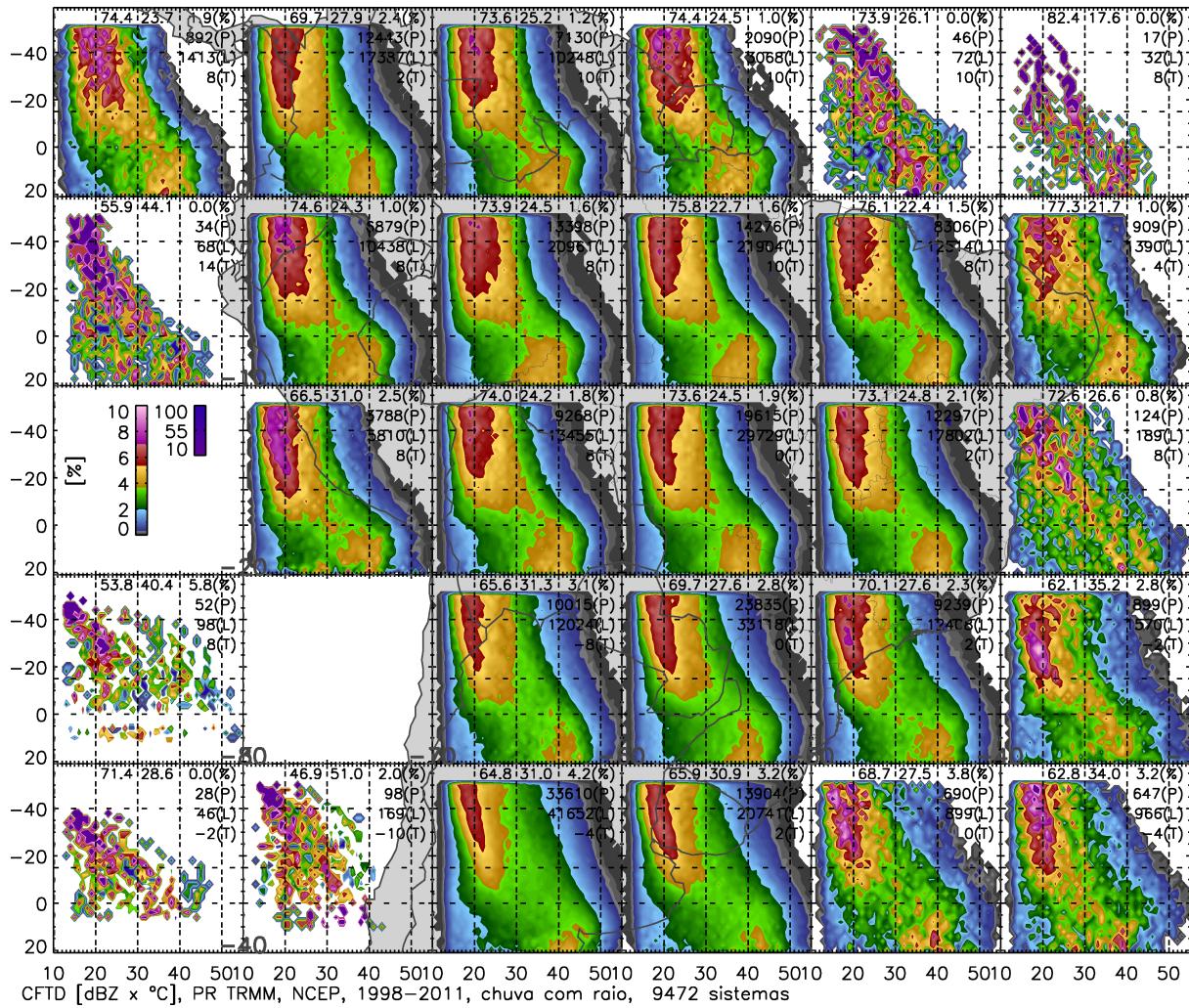


Figura 25: CFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

aos valores de Z_c e x o perfil atmosférico de temperatura. Fazendo a derivada $\frac{dy}{dx}$ pode-se avaliar taxa de variação de Z_c por temperatura ($\text{dBZ}/^\circ\text{C}$), para diferentes regimes de chuva, das mais frequentes até as mais raras, como mostra a figura 29.

Na figura 29, observa-se que a taxa de aumento de Z_c em torno de -40°C e -15°C , é maior para os extremos de FTA, porém em torno de 0°C , a taxa de aumento de Z_c é maior para os extremos de FT, mostrando que os hidrometeoros dos sistemas extremos de FTA, crescem em regiões mais frias do que nos extremos de FT.

O aumento do fator de refletividade em torno de 0°C está associado a mudança do índice de refração da água devido a sua fusão. Já o aumento do fator de refletividade em torno de -40°C e -15°C representam o crescimento de hidrometeoros por agregação e acreção (FABRY; ZAWADZKI, 1995; TAKAHASHI, 1978).

Note na figura 29, como a precipitação do 95º percentil de probabilidade de ocorrência

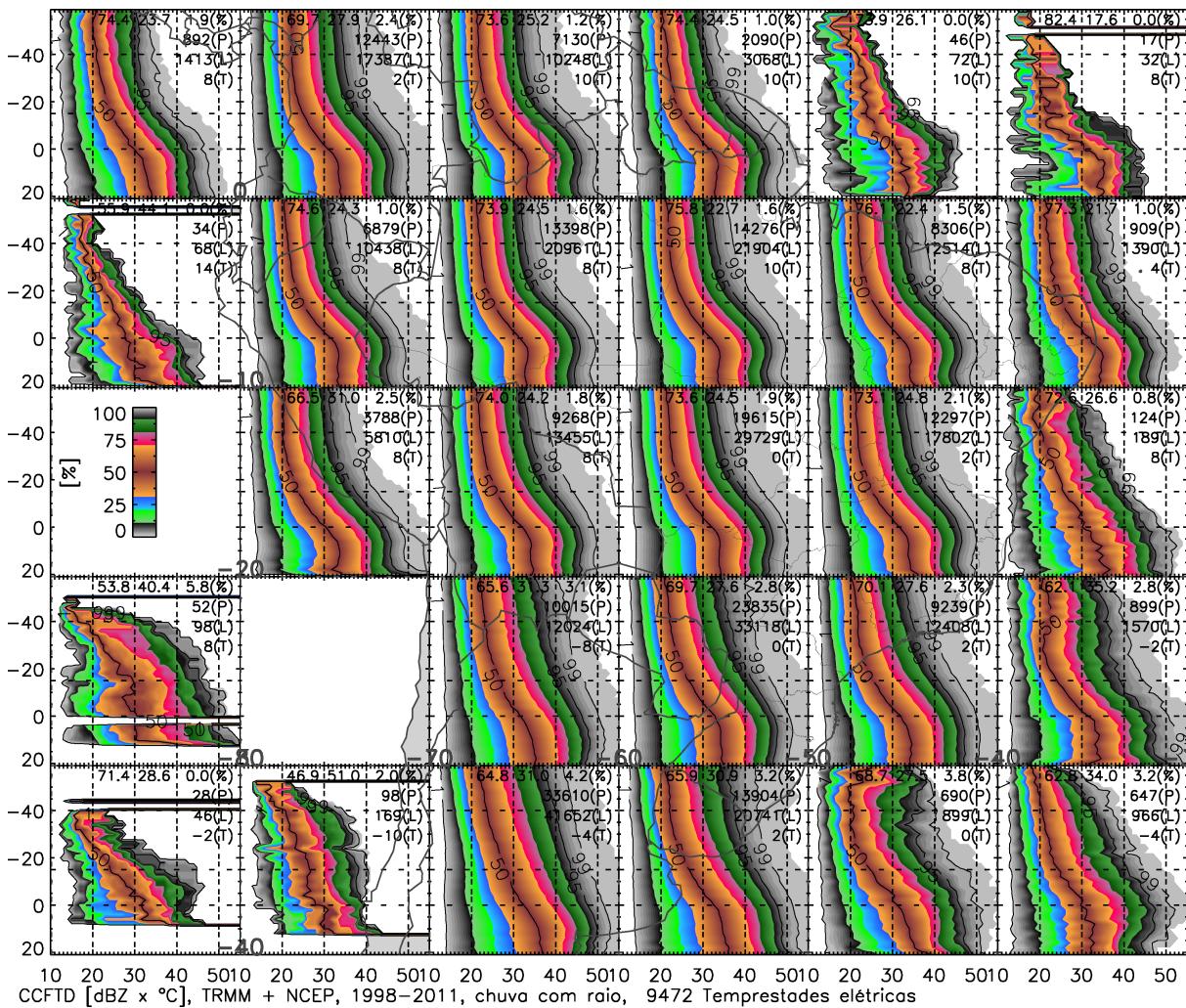


Figura 26: CCFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

tanto para FTA quanto para FT, é o regime de precipitação mais severa. Pois, há o crescimento de Z_c em torno de -10 °C e -15 °C e não há banda brilhante, indicando precipitação a partir de granizo². No 30º, 50º e 70º percentil dos extremos de FT, o efeito da banda brilhante associada ao derretimento é mais evidente do que para os extremos de FTA.

Quando comparamos a região central da Bacia do Rio Amazonas, com a região central da Bacia do Rio da Prata, entre 30-20S e 60-50W, a microfísica de eletrificação se mostra diferente em cada local. Observa-se que no 50º percentil, a taxa de crescimento de Z_c entre -40 °C e -20 °C é maior para a região da Bacia do Prata, figura 30, do que para a região da Bacia Amazônica, figura 29, tanto para os sistemas extremos de FTA quanto para os sistemas extremos de FT, indicando maior crescimento de flocos de neve na precipitação severa sobre a Bacia do Prata.

²Em (FABRY; ZAWADZKI, 1995), este tipo de perfil é discutido como chuva a partir de gelo compacto.

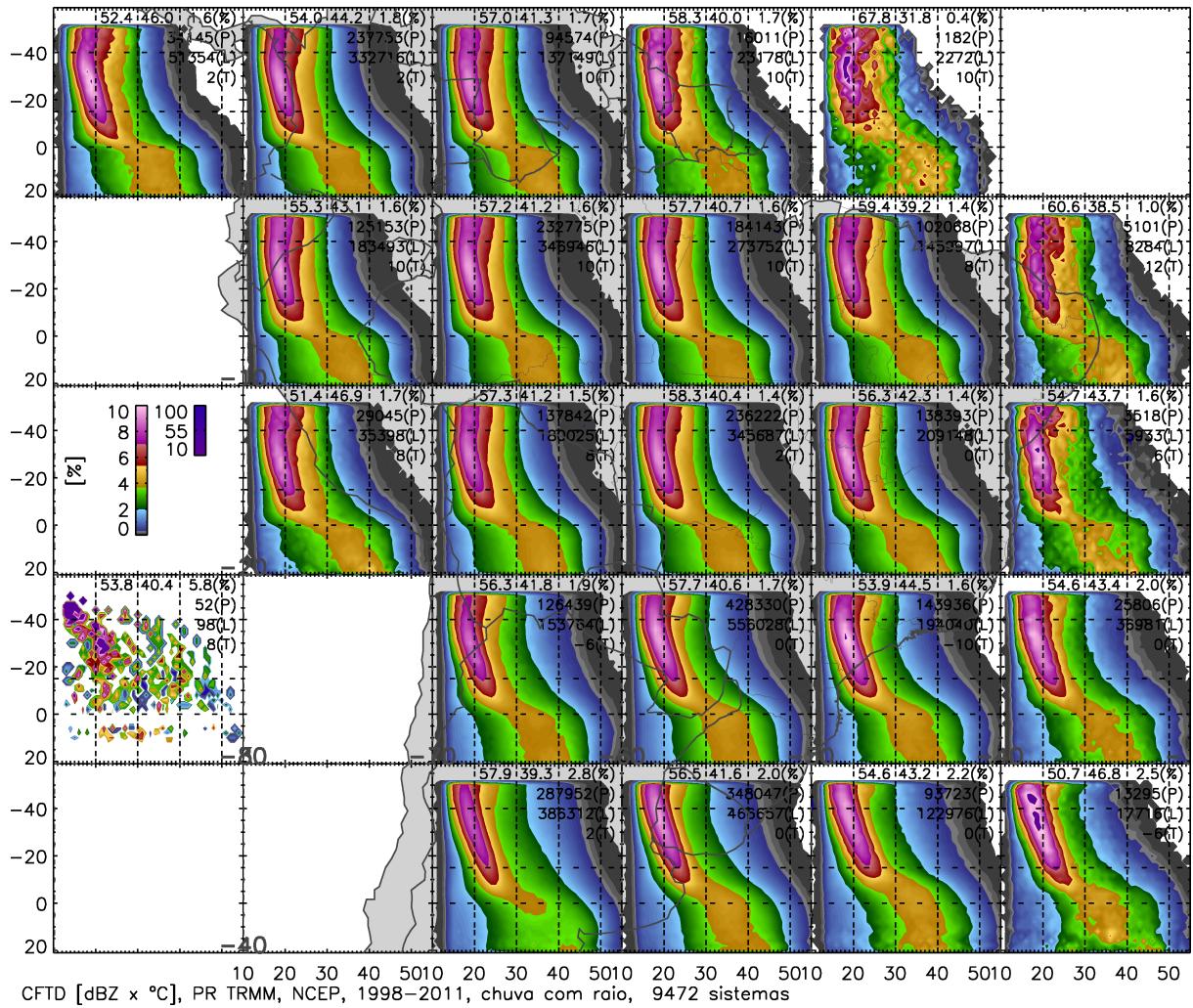


Figura 27: CFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

Apesar do 95º percentil mostrar maiores taxas de dBZ/°C, em -15 °C tanto para FTA quanto FT sobre a Bacia do Rio Amazonas, na figura 29, do que sobre a Bacia do Rio da Prata, na figura 30, os contorno de probabilidade acumulativa de 95% nos CCFTD das figuras 26 e 28, em -15 °C, mostram valores de Z_c de aproximadamente 3 dBZ superiores na região da Bacia Platina. Mesmo que o 95º percentil mostre maior crescimento de hidrometeoros na região mista sobre a Bacia Amazônica, a precipitação do 95º percentil na Bacia do Prata foi mais severa, pois possui maiores valores de Z_c .

O aumento abrupto de Z_c associado a fusão da água, entre 30-20S e 60-50W, figura 30, principalmente do 50º e 70º percentil, ocorrem em -4 °C, enquanto que, entre 10-0S e 70-60W, figura 29, o aumento de Z_c ocorre mais próximo de 0 °C, o que indica maior presença de água super-resfriada associada ao processo de derretimento da precipitação entre 30-20S e 60-50W, região da Bacia do Rio da Prata.

Na região da Bacia do Prata, representada na figura 30, o efeito de banda brilhante

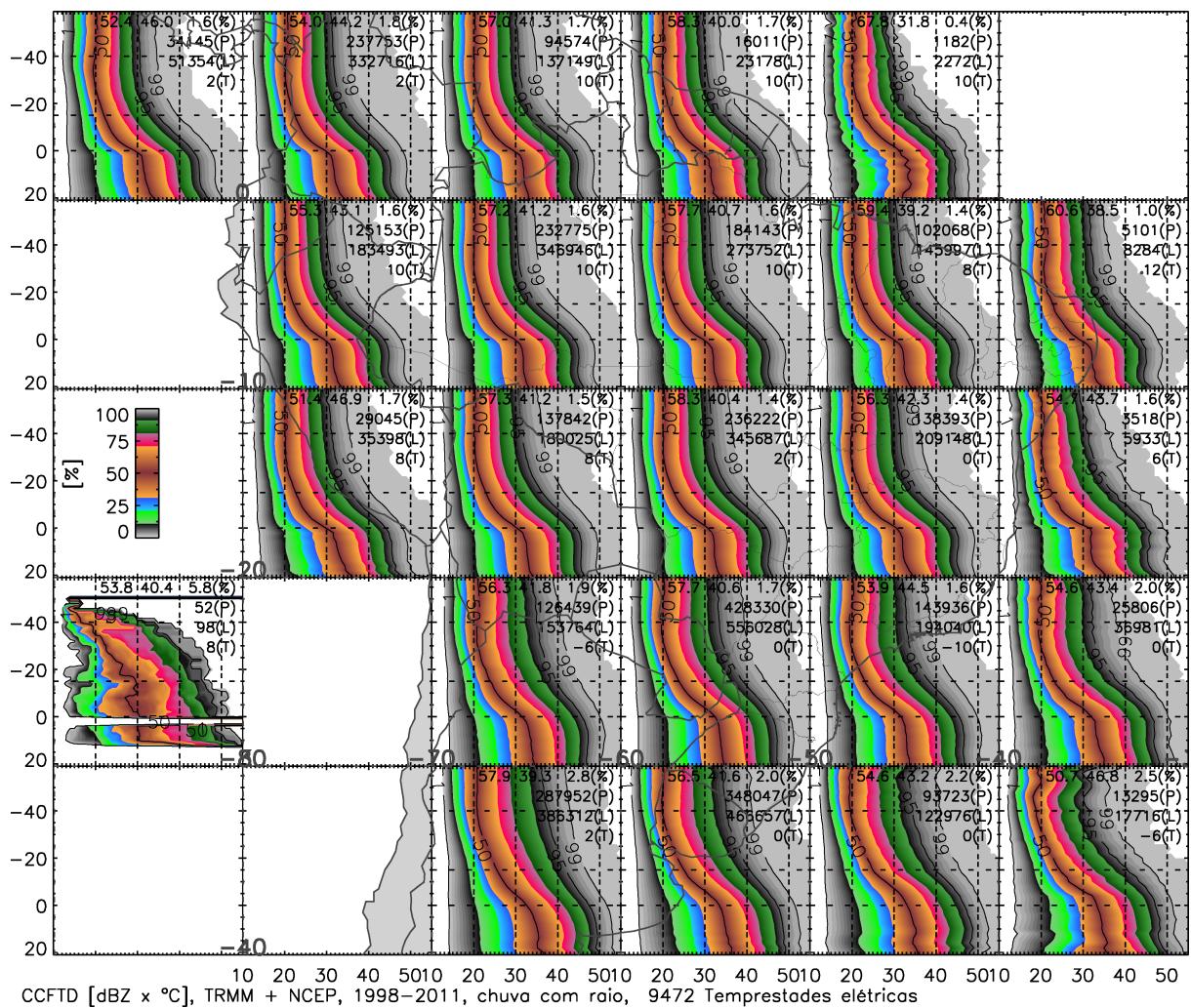


Figura 28: CCFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

também é mais pronunciado para a precipitação com raios dos extremos de FT, o que mostra que as regiões eletricamente ativas da precipitação dos sistemas com índice extremo de FTA é menos estratificada do que nos extremos de FT, em ambas as Bacias Hidrológicas: da Prata e do Amazonas.

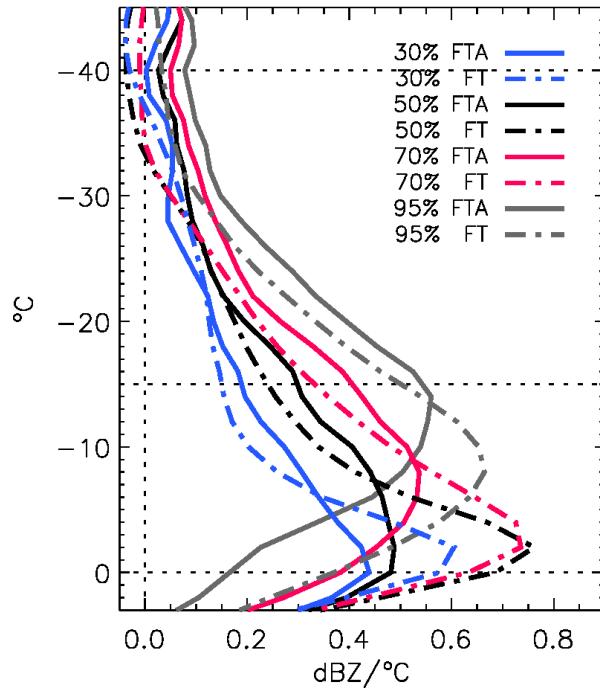


Figura 29: Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio Amazonas, entre 10-0S e 70-60W.

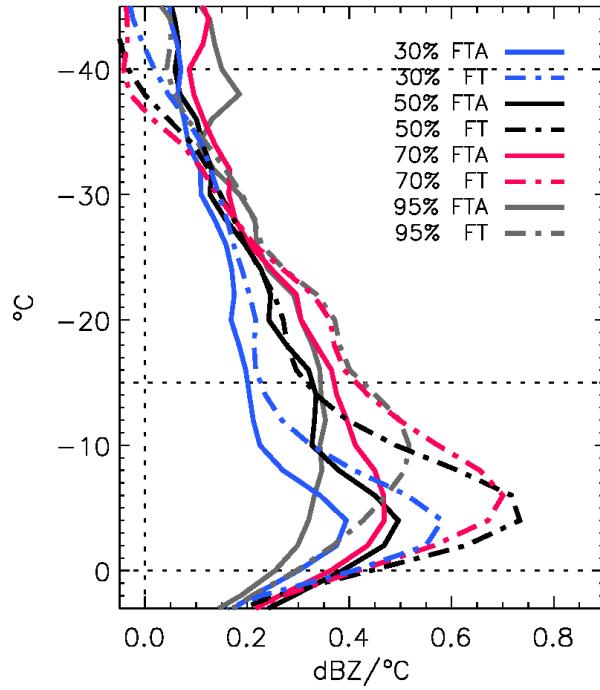


Figura 30: Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio da Prata, entre 30-20S e 60-50W.

3.3 SEVERIDADE REGIONALIZADA

Aqui, o estudo da densidade de probabilidade de FTA e FT, conforme mostrado na figura 16, foi feito para os sistemas ocorridos em cada região de 2.5 por 2.5 graus de

latitude e longitude entre 40N-10S e 90-30W. Verifica-se a distribuição geográfica, dos valores de FTA e FT mais frequentes e mais raros conforme cada localidade.

Buscando identificar quais dos índices, FTA ou FT foi mais sensível para indicar a intensidade convectiva das tempestades elétricas, torna-se interessante verificar quais são as regiões aonde sistemas com os menores valores de FTA e FT são mais frequentes.

Nas figuras 31 e 32, temos os valores de FTA e FT para o 5º e 10º percentil, das distribuições de probabilidades regionalizadas a cada 2.5 por 2.5 graus.

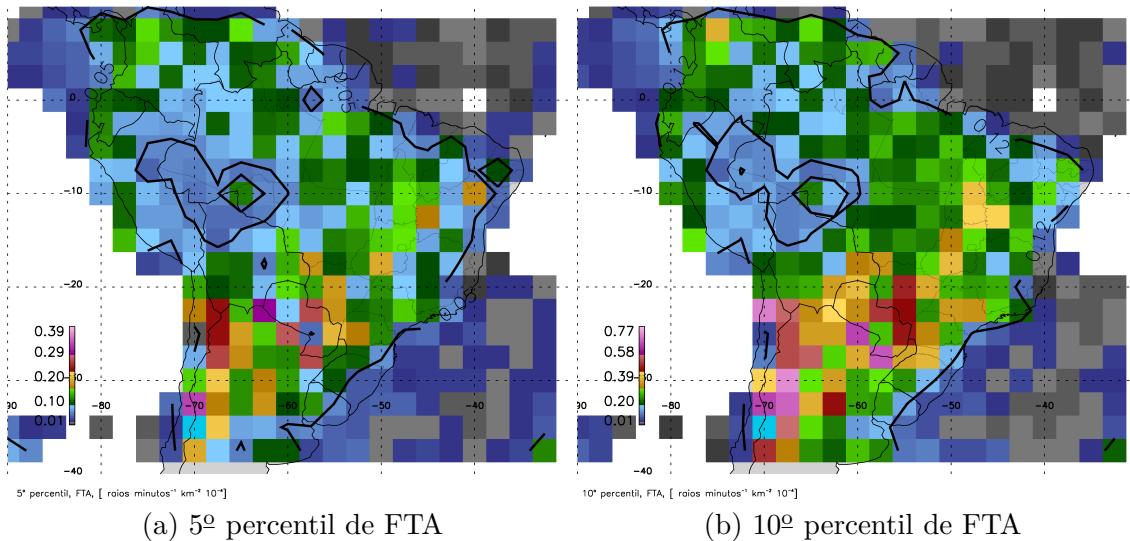


Figura 31: Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FTA a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

A linha de contorno na cor preta em cada mapa apresentado nesta seção, corresponde ao valor do percentil determinado para a análise regional, porém, é referente a amostragem total exposta na figura 16.

No ambiente oceânico e costeiro, as tempestades elétricas mais frequentes devem possuir menores índices de severidade do que no continente, pois na costa e oceano observa-se as maiores probabilidades de ocorrência de chuva quente (LIU; ZIPSER, 2009).

Nas figuras 31a e 31b, os contornos com valores de 0.05×10^{-4} e 0.12×10^{-4} raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$ respectivamente, demarcam claramente a divisão entre a convecção oceânica e a continental. O Oceano Verde, conceito associado a convecção durante o regime de ventos de Oeste na estação chuvosa Amazônica, discutido por Silva Dias et al. (2002), Williams et al. (2002), é bastante evidente. A região central da Bacia Amazônica possui os valores de FTA na mesma ordem de magnitude e no mesmo percentil das densidades de probabilidades de FTA regionalizadas das tempestades elétricas oceânicas e

costeiras.

Os valores de FT associados ao 5º e 10º percentil, mostrados nas figuras 32a e 32b, revelam os menores valores de FT no centro do continente, principalmente nas regiões continentais fora da área de atuação da ZCIT e de sistemas transitantes subtropicais.

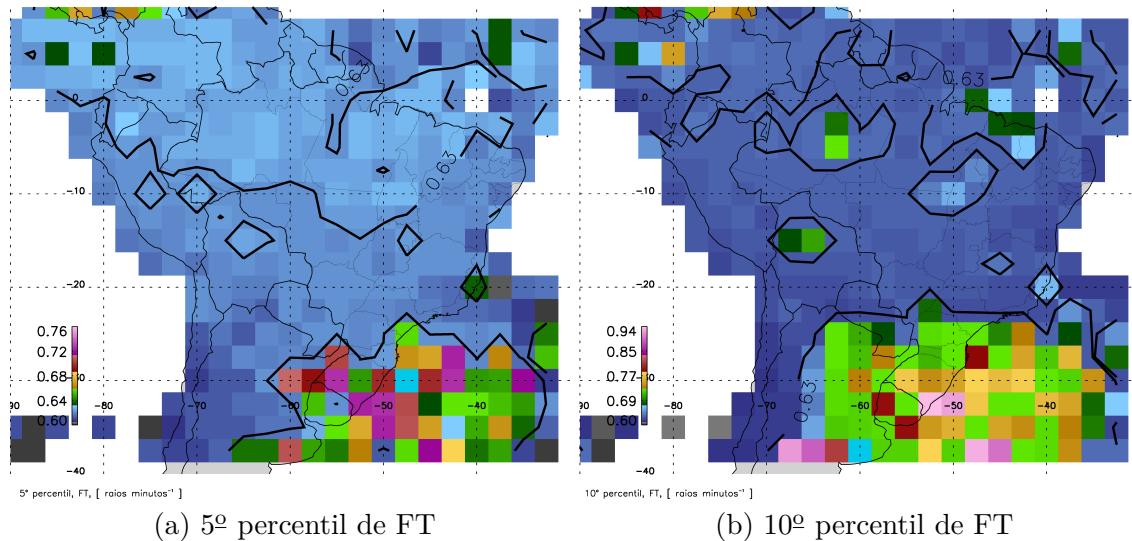


Figura 32: Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

Para avaliar a distribuição geográfica dos extremos superiores dos índices FTA e FT, verificou-se os valores do 95º e 99º percentil das amostragens, os quais são expostos nos mapas das figuras 33 e 34.

Observa-se na figura 33a que os sistemas com índice FTA superior à 52.76×10^{-4} raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$, são considerados de severidade extrema, pois correspondem a valores superiores ao valor do 95º percentil da amostragem total de FTA da figura 16a. Porém, em regiões no interior do continente, os valores de FTA do 95º percentil das amostragens regionalizadas, atingiram 111.97×10^{-4} raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$.

Os valores do 99º percentil na figura 33b, mostram que no Leste do estado do Amazonas, no Acre e Tocantis e Sudeste do Peru e Norte da Bolívia, regiões estas que compõem o Oceano Verde, a severidade extrema de FTA possui valores entre $148.93-230.00 \times 10^{-4}$ raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$, valores que correspondem aos mais extremos do continente Sul-americano.

Mesmo que a Floresta Amazônica seja um Oceano Verde para atmosfera durante as fases ativas do SAMS, durante o regime de ventos de Leste na estação chuvosa que associa-se as fases inativas da SAMS e durante a estação de transição seca-úmida (SON), “o Mar

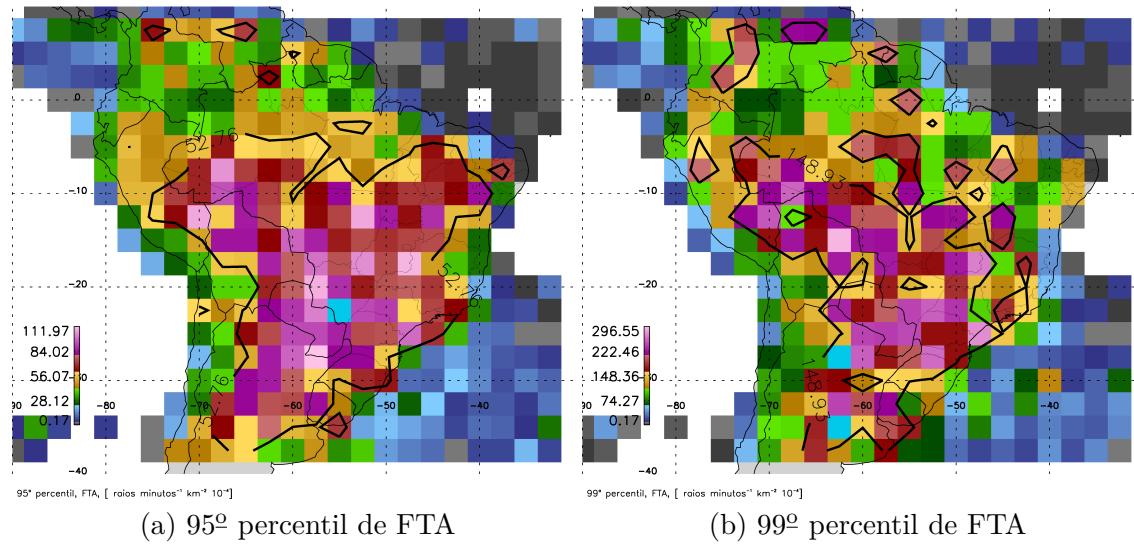


Figura 33: Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

Verde” fica revolto. Mesmo que a Floresta Amazônica dialogue com a precipitação como um oceano, este oceano possui temperatura superficial média na classe das maiores temperaturas superficiais continentais globais e está cercado por um vasto continente. Portanto, tem a capacidades de gerar tempestades elétricas extremamente severas, mostrando que a interação entre a Floresta Amazônica e a atmosfera é bastante diversificada.

As regiões dos maiores valores do 95º e 99º percentil do índice FTA, os quais são expostos nas figuras 33a e 33b, são principalmente: a Bacia do Rio da Prata, a região Leste Amazônia e as regiões do planalto Brasileiro, que se estendem por quase todo o país.

Observa-se que os sistemas mais severos da América do Sul ocorrem associados ao relevo nas regiões entre o Pantanal Mato-grossense e o Planalto Central Brasileiro, entre as Bacias dos Rios: Xingu, Araguaia e Tocantis e também o Planalto Central Brasileiro, entre a Bacia do Rio Paraná e o Planalto Meridional Brasileiro, aonde está localizado os planaltos e chapadas da Bacia do Paraná. Nestas regiões os sistemas severos possuem índice FTA superiores à 80×10^{-4} raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$, como mostram as cores das figuras 33a e 33b.

Note que para saber aproximadamente o número de raios produzidos pelos sistemas extremos de FTA temos que multiplicar o índice FTA pela área do sistema. Por exemplo, a equação 5, descreve que nas regiões em que os sistemas extremos possuem 100×10^{-4} raios minutos $^{-1}$ km $^{-2}$, um sistemas severo com área de 10^3 km 2 então possui 10 raios observados pelo LIS em 1 minuto.

$$100 \times 10^{-4} \left[\frac{\text{raios}}{\text{minutos } km^2} \right] 10^3 [km^2] = 10 \left[\frac{\text{raios}}{\text{minutos}} \right] \quad (5)$$

Os mapas das figuras 34a e 34b, mostam que nas Bacias: do Rio da Prata principalmente, do Rio Araguaia, Rio Xingu e Rio Tocantis, são locais em que os sistemas possuem os maiores índices de FT tanto no 95º quanto no 99º percentil.

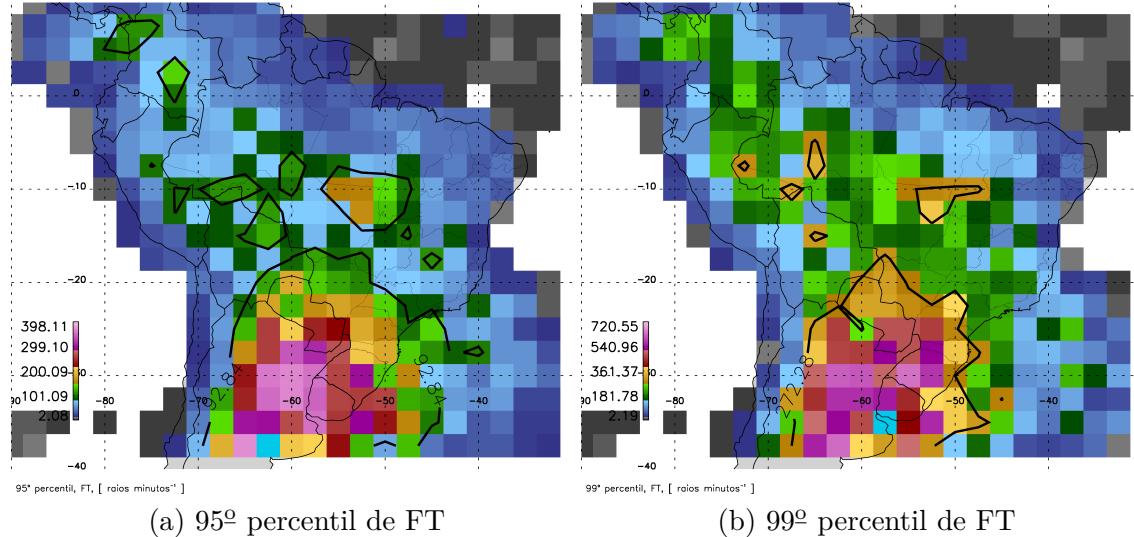


Figura 34: Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

Os maiores valores do 95º e 99º percentil do índice FT, figuras 34a e 34b, ficam situados na região Sul da América do Sul, compatível com a região em que Cecil et al. (2005), apontam como o local das tempestades categoria 5, ou seja, das mais severas do globo.

REFERÊNCIAS

- ALBRECHT, R.; GOODMAN, S.; BUECHLER, D.; CHRONIS, T. Tropical frequency and distribution of lightning based on 10 years of observations from space by the lightning imaging sensor (lis). In: **Conference on the meteorological applications of lightning data.** [S.l.: s.n.], 2009.
- ALBRECHT, R. I. **Comunicação Pessoal.** São Paulo: [s.n.], 2010.
- ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; DIAS, M. A. S. Electrification of precipitating systems over the amazon: Physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 116, n. D8, 2011.
- ALCÂNTARA, C. R. **Um estudo da Relação entre o Jato de Baixos Níveis e as linhas de instabilidade na amazônia.** Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2010.
- AWAKA, J.; IGUCHI, T.; KUMAGAI, H.; OKAMOTO, K. Rain type classification algorithm for trmm precipitation radar. In: **IEEE. Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS'97. Remote Sensing-A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International.** [S.l.], 1997. v. 4, p. 1633–1635.
- BOCCIPPIO, D. J.; KOSHAK, W. J.; GOODMAN, S. J.; MACH, D. M. Science data validation plan for the lightning imaging sensor (lis). 1996.
- BOMBARDI, R. J. **Variabilidade do regime de monções da América do Sul: o clima presente e projeções para o século XXI.** Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2008.
- BÜRGESSER, R. E.; NICORA, M. G.; AVILA, E. E. Characterization of the lightning activity of “relámpago del catatumbo”. **Journal Of Atmospheric And Solar-Terrestrial Physics**, Elsevier, v. 77, p. 241–247, 2012.
- CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 103, n. D12, p. 13979–14000, 1998.
- CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.
- CECIL, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D.; ZIPSER, E.; NESBITT, S. Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 543–566, 2005.

- CECIL, D. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J. Gridded lightning climatology from trmm-lis and otd: Dataset description. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 135, p. 404–414, 2014.
- CHRISTIAN, H.; BLAKESLEE, R.; GOODMAN, S.; MACH, D. Algorithm theoretical basis document (atbd) for the lightning imaging sensor (lis). **NASA TM**, 2000.
- CHRISTIAN, H. J.; RICHARD, J. B.; J., G. S. **Lightning Imaging Sensor (LIS) for the Earth Observing System**. Alabama, 1992. 193 p. NASA Technical Memorandum TM-4350.
- COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995.
- CUSTÓDIO, M. d. S. **Impacto da resolução dos modelos globais na América do Sul: climatologia, variabilidade e ciclo diurno**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2013.
- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 30, n. 3, p. 418–431, 2009. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1893/abstract>>.
- FABRY, F.; ZAWADZKI, I. Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 7, p. 838–851, 1995. ISSN 0022-4928.
- GRIMM, A. M. The el niño impact on the summer monsoon in brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003.
- Houze Jr., R. A.; WILTON, D. C.; SMULL, B. F. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 133, n. August, p. 1389–1411, 2007. ISSN 1477870X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.106>>.
- IGUCHI, T.; KOZU, T.; MENEGHINI, R.; AWAKA, J.; OKAMOTO, K. Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2038–2052, 2000.
- IGUCHI, T.; MENEGHINI, R. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 11, n. 6, p. 1507–1516, 1994.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, 2002.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J. et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.

- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.; HNILO, J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 83, p. 1631–1643, 2002. Doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. *Monthly Weather Review*, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980.
- KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 15, p. 809–817, 1998.
- LIU, C.; ZIPSER, E. J. "Warm rain" in the tropics: Seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM data. *Journal of Climate*, v. 22, n. 3, p. 767–779, 2009.
- LIU, C.; ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; NESBITT, S. W.; SHERWOOD, S. A cloud and precipitation feature database from nine years of trmm observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, v. 47, p. 2712–2728, 2008.
- MACGORMAN, D. R.; BURGESS, D. W.; MAZUR, V.; RUST, W. D.; TAYLOR, W. L.; JOHNSON, B. C. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 may 1981. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 46, n. 2, p. 221–251, 1989.
- MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin American Meteorological Society*, 1980.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; Silva Dias, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep-ncar reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of climate*, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MASON, B. J. *The Physics of Clouds*. Londres: Oxford University Press, 1971. 671 p. Second edition.
- MENECHINI, R.; IGUCHI, T.; KOZU, T.; LIAO, L.; OKAMOTO, K.; JONES, J. A.; KWIATKOWSKI, J. Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the trmm precipitation radar. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, n. 12, p. 2053–2070, 2000.
- MORALES, C. A.; ANAGNOSTOU, E. N. Extending the capabilities of high-frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations. *J. Hydrometeor*, v. 4, p. 141–159, 2003.
- NASDA. *TRMM Data Users Handbook*. National Space Development Agency of Japan: [s.n.], 2001.
- NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of trmm measurements. *Journal of Climate*, v. 16, n. 10, p. 1456–1475, 2003.

- PETERSEN, W. A.; NESBITT, S. W.; BLAKESLEE, R. J.; CIFELLI, R.; HEIN, P.; RUTLEDGE, S. A. Trmm observations of intraseasonal variability in convective regimes over the amazon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 11, p. 1278–1294, 2002.
- PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D12, p. 14025–14040, 1998.
- RASMUSSEN, K. L.; Houze Jr., R. A. Orogenic convection in subtropical south america as seen by the trmm satellite. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011. ISSN 00270644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-10-05006.1>>.
- REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R. d.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.
- ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Extreme Summer Convection in South America. **Journal of Climate**, AMER METEOROLOGICAL SOC, v. 23, n. 14, p. 3761–3791, 2010. ISSN 08948755. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3465.1>>.
- SAUNDERS, C.; AVILA, E.; PECK, S.; CASTELLANO, N.; VARELA, G. A. A laboratory study of the effects of rime ice accretion and heating on charge transfer during ice crystal/graupe collisions. **Atmospheric Research**, v. 51, p. 99–117, mar. 1999.
- SHI, W.; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The Annual Cycle and Variability of Precipitation in Brazil**. 2009. Disponível em: <http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9>. Acesso em: 17 set. 2010.
- Silva Dias, M. A. F. d.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P. d. S.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the amazon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, p. LBA–39, 2002.
- SIMPSON, J.; ADLER, R.; NORTH, G. A proposed tropical rainfall measuring mission (trmm) satellite. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 69, p. 278–295, 1988.
- TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms. **J. Atmos. Sci.**, v. 35, p. 1536–1548, 1978.
- TAKAHASHI, T.; MIYAWAKI, K. NOTES AND CORRESPONDENCE Reexamination of Riming Electrification in a Wind Tunnel. n. 1980, p. 1018–1025, 2002.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591, 1987. ISSN 0148-0227.
- WILLIAMS, E.; BOLDI, B.; MATLIN, A.; WEBER, M.; HODANISH, S.; SHARP, D.; GOODMAN, S.; RAGHAVAN, R.; BUECHLER, D. The behavior of total lightning activity in severe florida thunderstorms. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 51, n. 3, p. 245–265, 1999.

- 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 (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, p. LBA-50, 2002.
- YUTER, S. E.; Houze Jr., R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **J. Appl. Meteor.**, v. 123, p. 1941–1963, 1995.
- ZIPSER, E.; CECIL, D.; LIU, C.; NESBITT, S.; YORTY, D. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, p. 1057–1071, 2006.
- ÁVILA, E. E.; CASTELLANO, N. E.; SAUNDERS, C. P. R.; BüRGESSER, R. E.; VARELA, G. G. A. Initial stages of the riming process on ice crystals. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 9, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009GL037723>>.