

Evandro Moimaz Anselmo

Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul

Versão preliminar para pedido de prorrogação do prazo

São Paulo - SP

2014

Evandro Moimaz Anselmo

Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul

Versão preliminar para pedido de prorrogação do prazo

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	Observações do TRMM sobre a América do Sul.	25
2	Acumulados dos raios e áreas das 154,189 tempestades elétricas identificadas.	27
3	Ciclo diurno e anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 154,189 sistemas identificados.	31
4	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 154,189 sistemas observados.	32
5	Ciclo anual 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 154,189 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir o início e fim das estações de tempestades elétricas.	34
6	Densidade espacial total de tempestades elétricas. Os valores correspondem ao número de sistemas por ano por quilômetro quadrado em cada pronto da grade de 0.25 graus.	37
7	Densidade espacial total de raios. Os valores correspondem ao número de raios por ano por quilômetro quadrado em cada pronto da grade de 0.25 graus.	38
8	Densidade espacial sazonal de raios.	39
9	Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas.	41
10	Eficiencia de tempestade	43
11	Densidade de probabilidade dos valores da série referente aos índices FTA e FT.	44

12	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.	45
13	CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação sem raios.	47
14	CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	48
15	CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação sem raios.	49
16	CCFDs para os extremos de FT entre 20S-10N e 90W-30W. Porção da precipitação sem raios.	49
17	CCFDs para os extremos de FT entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.	51
18	CCFDs para os extremos de FTA entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.	52
19	CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	53
20	CFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	55
21	CCFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.	56
22	CFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	57
23	CCFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.	58
24	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.	59
25	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.	59
26	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.	60
27	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.	61
28	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

29	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.	63
----	---	----

LISTA DE TABELAS

3	Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus.	35
4	Total de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, para cada período de três meses associados as estações do ano.	40

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	12
LISTA DE SÍMBOLOS	14
1 INTRODUÇÃO	16
2 METODOLOGIA	20
2.1 O SATÉLITE TRMM	20
2.1.1 Radar de Precipitação	20
2.1.2 Imageador de relâmpagos	21
2.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho	21
2.1.4 Radiômetro de microondas	21
2.2 FONTE DE DADOS	22
2.3 RAIOS COM DIFERENTES TAXAS DE DESCARGAS DE RETORNO .	22
2.4 IDENTIFICAÇÃO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS	23
2.5 A TAXA DE RAIOS POR TEMPESTADE ELÉTRICA	24
2.6 DENSIDADES ESPACIAIS DE RAIOS E SISTEMAS	24
2.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA 3D DA PRECIPITAÇÃO	28
2.7.1 Estrutura tridimensional da precipitação na óptica dos processos microfísicos	29
3 MARCO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS NA AMÉRICA DO SUL	31
3.1 CICLO DIURNO E CICLO ANUAL	31
3.2 DENSIDADES ESPACIAIS	37

4 A SEVERIDADE DOS SISTEMAS	44
4.1 EXTENSÃO EM ÁREA E TEMPERATURA DE TOPO	45
4.2 SEVERIDADE COM BASE NA ESTRUTURA 3D DA PRECIPITAÇÃO	46
4.2.1 A precipitação dos sistemas severos e o perfil atmosférico de temperatura.	54
4.3 SEVERIDADE REGIONALIZADA	59
Apêndice A – ARTIGO SUBMETIDO	64
Apêndice B – TRABALHOS APRESENTADOS EM CONFERÊNCIAS	70
REFERÊNCIAS	85

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

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>
JBN	Jato de Baixos Níveis
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>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
SACZ	Zona de Convergência do Atlântico Sul
SAMS	Sistema de Monção da América do Sul
SIRT	<i>Sferics Infrared Rainfall Technique</i>
SON	Setembro, outubro e novembro

TMI *TRMM Microwave Imager*
TRMM *Tropical Rainfall Measuring Mission*

VIRS *Visible and InfraRed Scanner*

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
VT_m	Tempo médio de visada do LIS
Z_c	Fator de refletividade corrigida por atenuação, produto TRMM 2A25
\mathbf{VT}_{lis}	Matriz do tempo total da visada do sensor LIS sobre a superfície
$^{\circ}\text{C}$	Grau Celcius
$f(x) = y$	Função de uma variável
$f_{cdf}(x, y)$	Função densidade de probabilidade cumula- tiva 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 per- fis convectivos, estratiformes e outros, respec- tivamente
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 INTRODUÇÃO

As tempestades elétricas são observadas em regiões aonde ocorre levantamento de ar por convecção, pela topografia elevada, propagação de frentes quando combinados com mecanismos de suporte de umidade como aumento da temperatura superficial de oceanos, brisa marítima, brisa de rio e evapotranspiração de florestas.

Observando a climatologia da ocorrência de descargas elétricas atmosféricas sobre a Terra pelos diversos sistemas de detecção de descargas em operação, STARNET, WWLN, WSI, LIS-TRMM, ... é evidente que as tempestades elétricas concentram-se sobre os continentes, indicando que a convecção e a topografia são fatores dominantes que contornam a problemática da microfísica da eletrificação atmosférica.

A região tropical da América do Sul, África e Continente Marítimo são também conhecidas como chaminés globais de descargas elétricas atmosféricas. Whipple, F.J.W., (1929) já observava que a América do Sul é a chaminé dominante para a manutenção do Circuito Elétrico Atmosférico Global.

Estando o Brasil em uma das regiões de maior incidência de raios do planeta, os estudos das tempestades elétricas tornar-se necessário para garantir segurança no tráfego aéreo, fluvial, terrestre, nas linhas de transmissão de dados e de energia elétrica e melhor lidar com problemas como enchentes rápidas, chuvas de granizo, tornados e visar uma melhor forma de gerir recursos naturais.

Williams E. R. e Sátori G., (2004) buscaram entender a maior resposta da Curva de Carnegie associada a atividade de tempestades na América do Sul fazendo um estudo comparativo entre as regiões da bacia Amazônica e bacia do Congo. Sobre a maior bacia hidrográfica do Continente Africano, as taxas de raios por km^2 por ano são maiores enquanto que os sistemas precipitantes sobre a bacia Amazônica, observa-se menor densidade de raios porém maior volume de chuva, indicando que as formações estratiformes no continente sul-americano também funcionam como baterias do Circuito Elétrico Global, em que carga negativa é transferida para a Terra por meio das gotas de chuva carregadas

(SOULA et al., 2003).

Com o experimento de campo LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) realizado na região de Rondônia entre janeiro e fevereiro de 1999, foi possível identificar alguns fatores importantes que regulam a precipitação na região Amazônica. Além disso o LBA foi importante para validação de dados do satélite TRMM que são amplamente utilizados nesta pesquisa (Silva Dias et al., 2002; WILLIAMS et al., 2002; ALBRECHT et al., 2011).

Silva Dias M. A. F. et al, (2002), fazem uma síntese dos principais resultados e objetivos do LBA, entre estes destaco os estudos de Anagnostou e Morales, (2002), Carvalho et al. (2002b) que mostram dois regimes de vento em 700 mb, de Leste e de Oeste, em que observou-se maior precipitação convectiva e atividade elétrica durante o regime de ventos de Leste. Petersen W. A. et al, (2002), investigaram como que esses dois regimes de vento (Leste-Oeste) observados durante o LBA em Rondônia, influenciam no número de descargas elétricas observadas pelo LIS (Lighning Image Sensor), não apenas para região Amazônica mas para toda a América do Sul durante 4 verões entre 1997 e 2000.

A variação intra-sazonal da atividade elétrica durante o período chuvoso mostrou-se evidente. Petersen et al. (2002), identificaram regiões de extremos opostos de atividade elétrica que devem estar associados ao mecanismos de manutenção da monção na América do Sul, principalmente com a dinâmica que envolve Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO et al., 2002b).

Esta pesquisa investiga a morfologia das tempestades elétricas sobre a América do Sul, os sistemas que são as baterias do Circuito Elétrico Atmosférico Global.

Cecil et al. (2005) investigou o subconjunto de dados do TRMM composto por sistemas precipitantes denominado como Precipitation Features (PF), desenvolvido por Nesbitt et al, (2000). As PF classificadas como as mais severas da AS concentraram-se no sul da região tropical, associadas aos mecanismos dinâmicas de formação de Sistemas Convectivos de Meso-escala (VELASCO; FRITSCH, 1987; DURKEE; MOTE, 2009).

Um estudo sobre a morfologia de sistemas individualmente, para a região Sul- amazônia para os regimes de Leste-Oeste, é mostrado também em Petersen W. A. et al, (2002) com base nas PF. Observou-se que apesar da atividade elétrica indicar extremos opostos durante a estação úmida, o volume de chuva produzido pelos sistemas foram iguais, porém os fluxos de calor latente na coluna atmosférica não. No regime de Leste a precipitação associa-se com vigorosas regiões de mistura, enquanto no de Oeste os sistemas possuem

maior área de chuva e são mais estratificados.

Além das PF, identifica-se diversos estudos que definiram clusters de nuvens fazendo o agrupamento regiões com temperatura de brilho mais baixas, observadas por sensores de radiação infravermelha em satélites. Mapes and House, (1993), utilizaram esta metodologia e também fazem uma síntese de trabalhos que buscaram selecionar clusters de nuvens a partir de limiares de temperatura em infravermelho, como por exemplo Maddox R. A., (1980) que observou a ocorrência de duas regiões, uma com temperatura de brilho $\leq -32^{\circ}\text{C}$ (241K) e área $\geq 100000 \text{ km}^2$ e outra região menor, no interior da região maior, com temperatura de brilho $\leq -52^{\circ}\text{C}$ (221K) e área $\geq 50000 \text{ km}^2$ em Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCM) nos Estados Unidos.

Morales C. A. e Anagnostou E. M., (2002) desenvolveram um algoritmo hidro-estimador estudando regiões de temperatura de brilho em infravermelho e a precipitação observada pelo radar a bordo do satélite TRMM. Dados da Sferics Timing and Ranging Network (STARNET) foram utilizados e clusters com raios e sem raios foram identificados. Foi observado que as descargas localizadas pela STARNET, em 90% dos casos, estiveram associados a regiões com temperatura de brilho menores do que 258K.

Porém a radiação infravermelha observada por satélites, corresponde apenas a irradiação do topo das nuvens. Nuvens finas, com formação acima da isoterma de 0°C , como por exemplo as nuvem cirrus, podem cobrir grandes extensões e não estar associadas a precipitação nem descargas elétricas.

Houze R. A. Jr, (1993) define SCM, por exemplo linhas de instabilidades observando extensões com chuva contínua observada por radar. Em Mohr and Zipser (1996) SCMs sobre os trópicos foram observados a partir do espalhamento radiativo em micro-ondas (85-GHz PCT), em que regiões contínuas $\geq 2000 \text{ km}^2$ com PCT $\leq 250 \text{ K}$ foram principais critérios na identificação dos sistemas.

Combinando dados do PR e TMI abordo do TRMM, Nesbitt et. al. (2000) desenvolveu uma metodologia para selecionar sistemas precipitantes, os quais foram definidos com Precipitation Features. Desta forma

...A Rachel já fez uma boa discussão sobre a microfísica dos sistemas da amazônia, períodos seco úmido e de transição. As tempestades foram organizadas em clusters, estudou-se o ciclo de vida, a ocorrência de raios em áreas desmatadas e com floresta/outras, e foi explicado a microfísica dos sistemas basicamente com: taxa de raios positivos e negativos, eco tops, VIL, CAPE, CINE. Falta explotar a os CFADS para essa região.

Como varia a probabilidade de ocorrência por altitude dos perfis de refletividade nos períodos seco de transição e úmido.

Em desenvolvimento ...

2 METODOLOGIA

Consiste fundamentalmente na construção de um subconjunto de dados provindos das observações dos sensores VIRS, LIS, PR e TMI abordo do satélite TRMM, que estiveram em órbita planetária entre 1998 e 2011.

Foram investigadas 68,230 órbitas do TRMM, juntamente com dados em 17 níveis de pressão das reanálises II do NCEP.

As informações dos diferentes sensores foram combinadas de maneira à identificar sistemas denominados como Tempestades Elétricas.

Para melhor entender as implicações que envolvem a construção de uma base de dados de sistemas individualmente a partir das observações do TRMM, inicialmente descreve-se algumas das principais características operacionais do satélite TRMM.

2.1 O SATÉLITE TRMM

O satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) faz parte de uma missão conjunta entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration - EUA*) a JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) (SIMPSON et al., 1988). Os instrumentos a bordo do TRMM são; radar de precipitação (PR), radiômetro de microondas (TMI), radiômetro no visível e no infravermelho (VIRS), sistema de energia radiante da terra e das nuvens (CERES) e sensor para imageamento de relâmpagos (LIS) (KUMMEROW et al., 1998).

Esse satélite possui uma órbita de aproximadamente 320 Km de altura e inclinação de 30°-35° para que possa visitar uma mesma região duas vezes ao dia, em horários distintos, sobre a região tropical do planeta Terra (SIMPSON et al., 1988).

2.1.1 Radar de Precipitação

O PR (*Precipitation Radar*) é um radar que opera na frequência de 13,8 GHz e possui uma resolução horizontal entre 4,3-5 km, 250 m de resolução vertical e uma varredura

215 km. Uma de suas características mais importantes é a capacidade para fornecer a estrutura tridimensional dos hidrometeoros de nuvens, desde a superfície até uma altura de 20 km (KUMMEROW et al., 1998). Para esta pesquisa serão utilizados os dados 2A25 que apresentam o fator de refletividade do radar corrigido por atenuação da chuva (NASA, 2009).

2.1.2 Imageador de relâmpagos

O LIS (*Lightning Imaging Sensor*) é um sensor óptico capaz de detectar e localizar relâmpagos em tempestades individuais, analisando a emissão óptica resultante da dissociação, excitação e recombinação dos constituintes atmosféricos, em resposta a ocorrência de descargas atmosféricas. Este sensor CCD¹, que trabalha no comprimento de onda de 772 nm, identifica descargas nuvem-solo e intranuvens, tanto no período diurno quanto noturno, a partir da amostragem de 500 imagens por segundo. Combinado com a velocidade do satélite (11 km/s) e abertura da CCD, o sensor LIS possui um campo de visão que permite a observação de um ponto na Terra por 80 a 90 s, tempo suficiente para a estimativa da taxa de raios de uma tempestade no momento da observação (CHRISTIAN et al., 1992; NASDA, 2001).

2.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho

O VIRS (*Visible and InfraRed Scanner*) é um radiômetro passivo que realiza medidas de radiância em 5 bandas espectrais, com comprimentos de onda de 0,63 μm , 1,61 μm , 3,75 μm , 10,8 μm e 12 μm . Sua resolução horizontal atinge 2,11 km no nadir e 720 km de varredura (NASDA, 2001).

Nesta pesquisa, utilizamos apenas o canal 10,8 μm , para estimativa da temperatura de topo de nuvens.

2.1.4 Radiômetro de microondas

O TMI (*TRMM Microwave Imager*) é um radiômetro passivo multicanal, 10,65 GHz, 19,35 GHz, 21,3 GHz, 37 GHz, e 85,5 GHz, com dupla polarização. Possui uma varredura cônica combinada com movimento de rotação de sua antena, a qual observa regiões elipsoidais quando projetadas na superfície (KUMMEROW et al., 1998). Sua resolução

¹Um dos dispositivos eletrônicos utilizados para registro de imagens em câmeras digitais.

horizontal varia entre 6-50 km, dependendo do ângulo entre o feixe e o nadir, e varredura de 760 km (NASDA, 2001).

2.2 FONTE DE DADOS

A fonte de dados foi obtida utilizando a infra-estrutura de rede do IAG-USP, aonde os dados foram transferidos a partir do servidor de FTP da NASA (<ftp://disc2.nascom.nasa.gov>) e do NCEP (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov>).

Foram baixados os dados de temperatura em altura geopotencial em 17 níveis de pressão das reanálises II do NCEP e os arquivos orbitais do TRMM na versão 7, produtos 1B01, 2A25 e 1B11 para o período entre 1998 e 2011. Nesta etapa um conjunto de *scripts* foi desenvolvido para download e verificação de integridade dos dados baixados. No total o volume de dados atingiu 28 TB.

Os dados do LIS de *flash*, *group*, *events* e *view time* foram concedidos pela pesquisadora Albrecht (2010), quem já possuía essa base de dados no Brasil.

Como as observações globais do PR, LIS, VIRS e TMI entre 1998-2011 representam um volume de aproximadamente 30 TB, a região de estudo foi limitada entre 10N-40S e 91W-30W. Portanto foi feito um recorte nos dados orbitais apenas para esta região que cobre toda a América do Sul, o que reduziu bastante o volume de dados a serem utilizados e tornou o processamento possível perante a infraestrutura computacional do IAG-USP.

2.3 RAIOS COM DIFERENTES TAXAS DE DESCARGAS DE RETORNO

O estudo da Morfologia das tempestades foi iniciado pela construção de um algoritmo que fez a extração de perfis verticais do fator de refletividade corrigida por atenuação (Z_c), produto 2A25 (IGUCHI et al., 2009), nos pontos de grade onde ocorreram descargas atmosféricas (*flashes*) observadas pelo LIS.

Após a extração dos perfis verticais de Z_c orientada pela ocorrência de raios, foi constituída uma base de dados com as seguintes características:

- Para cada raio observado pelo LIS existia um perfil vertical de refletividade do radar.
- Além dos 80 níveis verticais de cada perfil de refletividade do radar, temos também a classificação do tipo de chuva identificada pelo produto TRMM 2A25 (convectiva, estratiforme, etc).

- Cada raio (*flash*) possui o seu respectivo número de eventos (pixels da CCD iluminados), número de grupo (grupos de *pixels* iluminados na CCD que compõem o raio), e tempo de duração em milisegundos.

A morfologia da estrutura 3D da precipitação observada pelo PR foi estudada para diferentes classes de perfis separados conforme o número de descargas de retorno (*groups*) de cada raio (*flash*).

Nesta etapa foi investigada se a taxa de descargas de retorno representa maior definição de precipitação em altitude principalmente na região de fase mista, entre 5 e 7 km de altitude.

2.4 IDENTIFICAÇÃO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS

Após uma análise ponto a ponto, buscando associar cada raio com um perfil de refletividade do PR, partimos para uma análise de grupo, buscando identificar quais as tempestades elétricas que representam maior intensidade convectiva.

Técnicas numéricas de mudança de eixo ordenados foram utilizadas para projetar as observações orbitais do VIRS, PR e LIS em uma grade regular com $0,05^\circ$ de resolução, a qual foi utilizada para verificar regiões com medidas coincidentes entre os sensores.

A equação de Planck foi aplicada nos dados de radiância espectral do produto 1B01, canal 4 do VIRS ($10,8\ \mu\text{m}$), e áreas com temperaturas de corpo negro em infravermelho mais frias do que 258 K delimitaram os *clusters* de nuvens. Após, o algoritmo verifica se houve raios detectados pelo LIS na mesma área da nuvem. Havendo pelo menos um raio, o sistema era classificado como uma tempestade elétrica.

Desta forma, cada tempestade elétrica foi armazenada na forma de um arquivo HDF contendo medidas coincidentes do VIRS, LIS e PR. Os arquivos de tempestades elétricas são compostos pelas seguintes informações contidas nos produtos do TRMM:

- VIRS: 1B01 – *latitude*, *longitude*, *Radiance channel 4* ($10,8\ \mu\text{m}$)
- PR: 2A25 – *latitude*, *longitude*, *Corrected Z-factor*, *Rain Type*
- LIS: *latitude and longitude of*, *flashes*, *groups*, *events and View Time*

Foram identificadas 154,189 tempestades elétrica e devido a varredura do PR ser

menor do que a do VIRS, apenas 96,281 tiveram pelo menos um perfil de chuva válido observado pelo radar a bordo do satélite.

2.5 A TAXA DE RAIOS POR TEMPESTADE ELÉTRICA

A taxa de raios no tempo (FT), foi definida como a razão entre o número de flashes (N_{fl}) e o tempo médio (VT_m) em que o sensor LIS observou a tempestade elétrica, da mesma forma como foi calcula para as *precipitation features* (CECIL et al., 2005; NESBITT et al., 2000).

A taxa de raios no tempo também foi normalizada pela área da tempestade elétrica (A_t), obtendo também o índice da taxa de raios no tempo por área (FTA).

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

$$FTA = \frac{N_{fl}}{VT_m A_t} 86400 \text{ [raios dia}^{-1} \text{ km}^{-2}\text{]} \quad (2)$$

Para cada sistema foram calculados os dois índices que podem estar associados com a severidade de tempo, o FT e FTA, conforme mostra as equações 1 e 2 .

2.6 DENSIDADES ESPACIAIS DE RAIOS E SISTEMAS

Neste trabalho, buscamos identificar espacialmente as regiões mais eficientes nos processos de eletrificação, as quais possuem pouca densidade de sistemas porém alta densidade de raios em comparação com as demais regiões da América do Sul.

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. Qualquer análise de densidade espacial 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, entre 1998 e 2011, o satélite passou 10,000 vezes mais sobre a região extra-topical do que na região tropical, como mostra a figura 1b, com todas as órbitas e as varreduras do VIRS projetadas e acumuladas sobre a América do Sul.

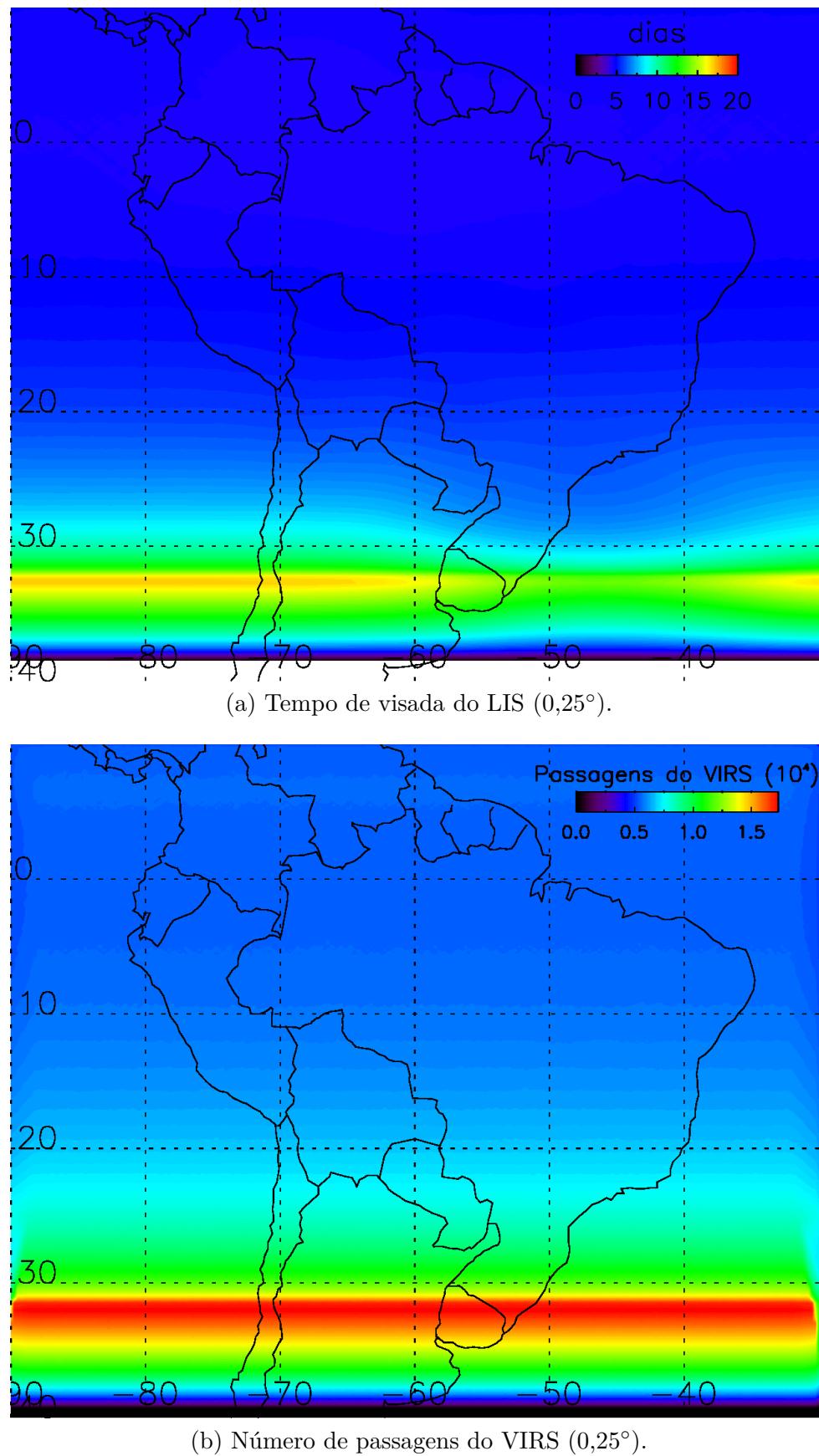


Figura 1: Observações do TRMM sobre a América do Sul.

Fazendo o acumulado do tempo de visada do LIS na superfície, como mostra a figura 1a, observa-se que em 14 anos o LIS passou 10 dias a mais na latitude -34°S do que em 0°.

Na figura 1, estão representadas 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}) do tempo total da visada do sensor LIS sobre a superfície e a matriz (\mathbf{VT}_{virs}), do número de vezes que o satélite passou conforme o tamanho da varredura do radiômetro VIRS na superfície.

Com as mesmas dimensões e resolução de grade que o tempo de observação e o número de passagens do satélite foram acumulados em duas matrizes, os raios foram acumulados na matriz (\mathbf{FL}_{lis}) e todos os pixels do VIRS com radiância espectral associada com temperaturas de brilho inferiores a 258 K e que definiram as áreas das tempestades elétricas, foram acumulados na matriz (\mathbf{P}_{te}) que representa os locais com maior cobertura de nuvens de tempestades elétricas.

A matriz \mathbf{FL}_{lis} projeta sobre a América do Sul está representada na figura 2a e a matriz \mathbf{P}_{te} , na figura 2b. Principalmente na figura 2b é notável o alto número de sistemas na região Sul da AS, com mesma ordem de magnitude do que em locais ao Norte onde atua a Zona de Convergência Intertropical. Mas esse máximo no Sul da AS 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 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 espaciais.

Portanto, a densidade espacial de raios (\mathbf{DE}_{fl}) é calculada conforme a equação 3. Note que a razão de \mathbf{FL}_{lis} por \mathbf{VT}_{lis} e \mathbf{A}_g é multiplicada por $24 \times 60 \times 60 \times 365,25$, o que converte o tempo de observação do LIS de segundos para anos. Então as densidades espaciais de raios, possuem dimensões de número de [raios] por [tempo] por [quilômetro quadrado].

No mesmo caminho as densidades espaciais de tempestades elétricas (\mathbf{DE}_{te}) foram obtidas conforme a equação 4. Porém a constante de conversão de tempo na equação 4 é diferente da equação 3, pois o tempo que o VIRS observou a AS, foi estimado a partir do número de vezes que o satélite passou sobre a AS e considerando que cada ponto de

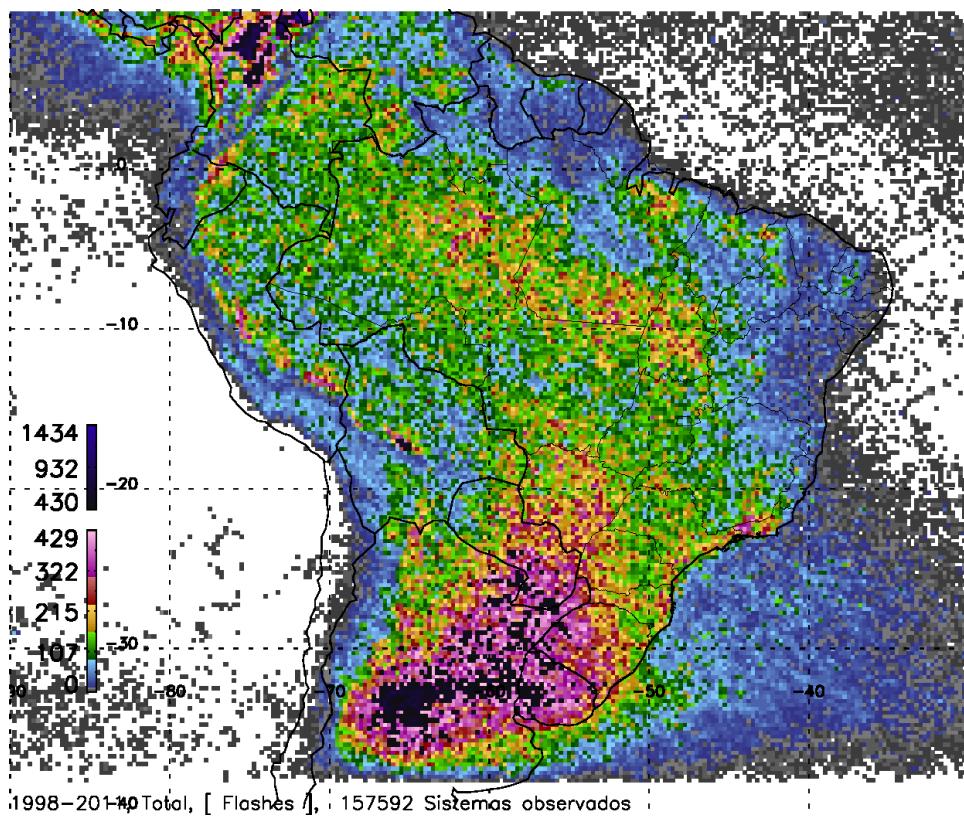
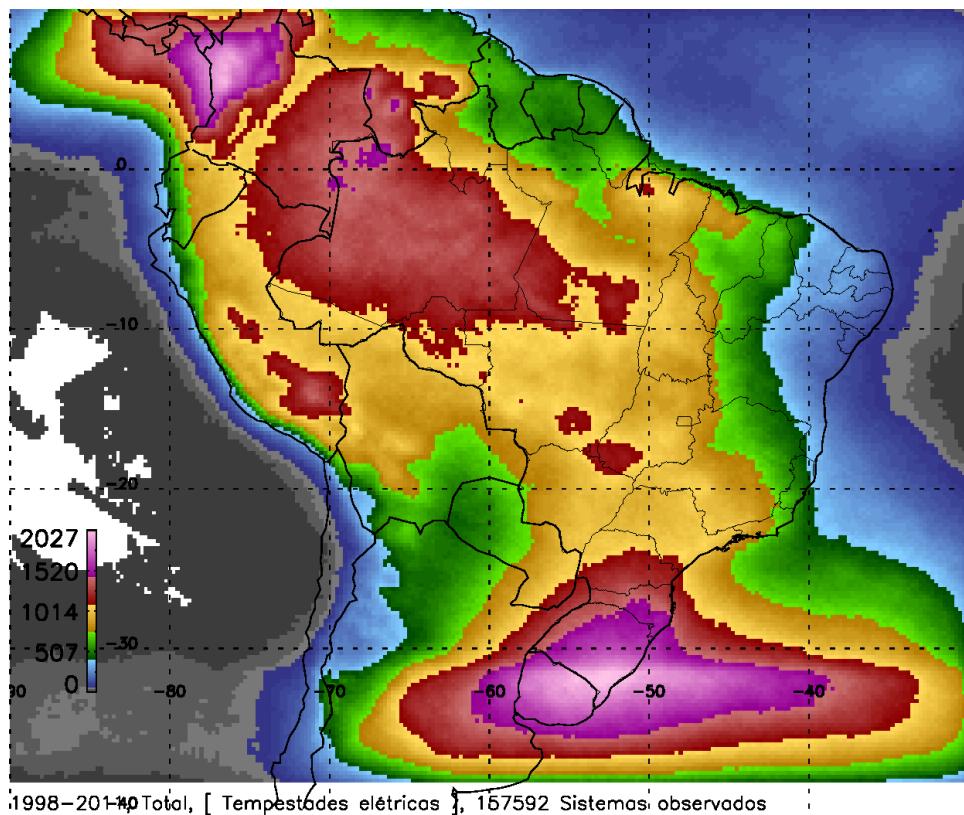
(a) Acumulado de raios observados pelo LIS ($0,25^\circ$).(b) Acumulado das áreas de tempestade elétrica ($0,25^\circ$).

Figura 2: Acumulados dos raios e áreas das 154,189 tempestades elétricas identificadas.

grade na órbita foi observado por 90 segundos.

Portanto ao converter a matriz \mathbf{VT}_{virs} para segundos de observação, temos um fator de 90 no denominador, que está implícito na equação 4.

$$\mathbf{DE}_{fl} = \frac{\mathbf{FL}_{lis}}{\mathbf{VT}_{lis}\mathbf{A}_g} 31557600 \text{ [raios ano}^{-1} \text{ km}^{-2}] \quad (3)$$

$$\mathbf{DE}_{te} = \frac{\mathbf{P}_{te}}{\mathbf{VT}_{virs}\mathbf{A}_g} 350640 \text{ [sistemas ano}^{-1} \text{ km}^{-2}] \quad (4)$$

2.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA 3D 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 de eletrificação.

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. Desta forma, foram obtidos Diagramas de Contorno de Frequência por Altitude, os CFADs.

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.

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 função de densidade de probabilidade ($f_{pdf}(x, y)$) 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.

2.7.1 Estrutura tridimensional da precipitação na óptica dos processos microfísicos

Em Fabry e Zawadzki (1995), é mostrado que processos como a agregação, acreção e colisão coalescência, podem ser estudados em função da espessura da camada de derretimento e flutuações nos valores do fator de refletividade no perfil atmosférico.

Pois, sendo o fator de refletividade do radar proporcional ao diâmetro das gotas no volume iluminado elevado a 6 potência, os processos de crescimento de flocos de neve, granizo e gotas, são marcados por aumentos abruptos no fator de refletividade do radar.

E considerando um regime de precipitação estratiforme, o qual é muito mais governado por processos de agregação do que acreção, será observado um aumento acentuado no fator de refletividade do radar em torno da isotermia de 0 °C associado ao derretimento de flocos de neve. Como o índice de refração de micro-ondas no gelo é de $\sim 0,1$ e na água líquida de $\sim 0,9$, a transição de fase sólida para líquida representa um aumento de 7 dBZ na potência do sinal do radar.

Em um ambiente de precipitação convectiva a transição de fase é perturbada por correntes ascendentes e os processos de agregação, acreção e colisão coalescência, os quais são os maiores responsáveis pelo aumento do diâmetro dos hidrometeoros de nuvem, tornam-se mais eficientes.

A mudança do índice de refração da água não ocorre em torno de 0 °C, pois no ambiente convectivo teremos água super-resfriada em temperaturas de -15 °C, o que intensifica o processo de acreção podendo gerar gelo sólido que cai até a superfície.

Portanto, quanto maior a espessura da camada de derretimento, podemos pressupor que, o ambiente terá maior intensidade convectiva, pois terá processos de crescimento de granizo mais ativos.

Consequentemente, a taxa de raios associa-se com a intensidade convectiva devido a acreção² ser o processo mais eficiente de eletrificação de nuvens, principalmente quando há presença de flocos de neve embebidos na região de fase mista (TAKAHASHI, 1978; TAKAHASHI; MIYAWAKI, 2002).

²A acreção é o processo de *rimming* descrito no trabalho de Takahashi (1978).

Então, objetivando uma análise dos processos de crescimento de hidrometeoro no perfil atmosférico e na mesma óptica de trabalhos como Takahashi (1978), Saunders et al. (1999), Takahashi e Miyawaki (2002), Ávila et al. (2009), ou seja, em função de diferentes condições de temperatura, nesta pesquisa construímos o diagrama denominado como Diagrama de Contorno de Frequência por Temperatura (CFTD), .

Nos CFTDs, os níveis de temperatura não correspondem as condições controladas em laboratório, e sim às variações de temperatura do perfil atmosférico.

Foram utilizados os dados de reanálises II do NCEP entre 1998 e 2011, mais especificamente os dados em 17 níveis de pressão, de altura geopotencial e temperatura (KANAMITSU et al., 2002).

Os perfis de altura geopotencial e temperatura mais próximos ou coincidentes com cada região de tempestade elétrica observada pelo TRMM, foram extraídos. Utilizando interpolação de dados, os 80 níveis de altitudes referentes as observações do PR, foram convertidos em 80 níveis de temperatura.

Desta maneira, obteve-se a função $f_{pdf}(x, y)$, 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).

3 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. Determina-se a sazonalidade, o ciclo diurno, a distribuição espacial de raios e das tempestades elétricas.

3.1 CICLO DIURNO E CICLO ANUAL

Utilizando a base de dados de tempestades elétricas construída nesta pesquisa, foi estudada a frequência de ocorrências dos sistemas no decorrer das horas do dia, figura 3a, e meses do ano, figura 3b. Deste modo, obtivemos na figura 3, o ciclo diurno e anual das tempestades elétricas por meio da distribuição de probabilidade de ocorrências.

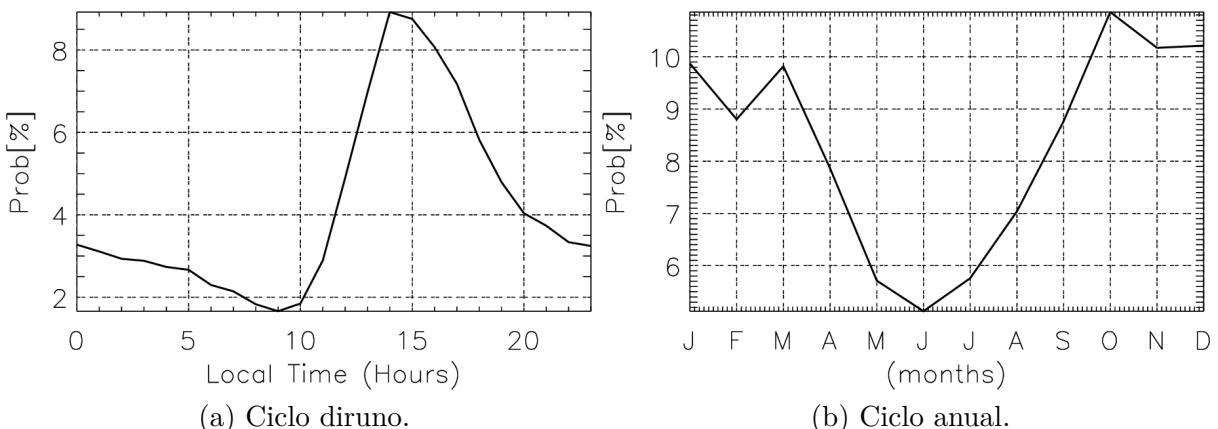


Figura 3: Ciclo diurno e anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 154,189 sistemas identificados.

A figura 3a, mostra que, entre 14h e 15h as tempestades elétricas são mais prováveis, 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 até 4,6 vezes em relação aos horários de menor fluxo de calor sensível para a atmosfera. Enquanto o TRMM observou 2312 tempestades elétricas às 9h (hora local), às 14h foram observadas 13,877.

No ciclo anual, conforme mostra a figura 3b, observa-se que a estação de tempestades elétricas na América do Sul possui dois picos, um em outubro e outro em março, porém contempla os meses de outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março. A maior probabilidade de ocorrência esteve associada ao mês de outubro, que concentrou 16,961 tempestades elétricas observadas em 14 anos.

O ciclo diurno também foi estudado para cada região de 10 por 10 graus, como mostra a figura 4.

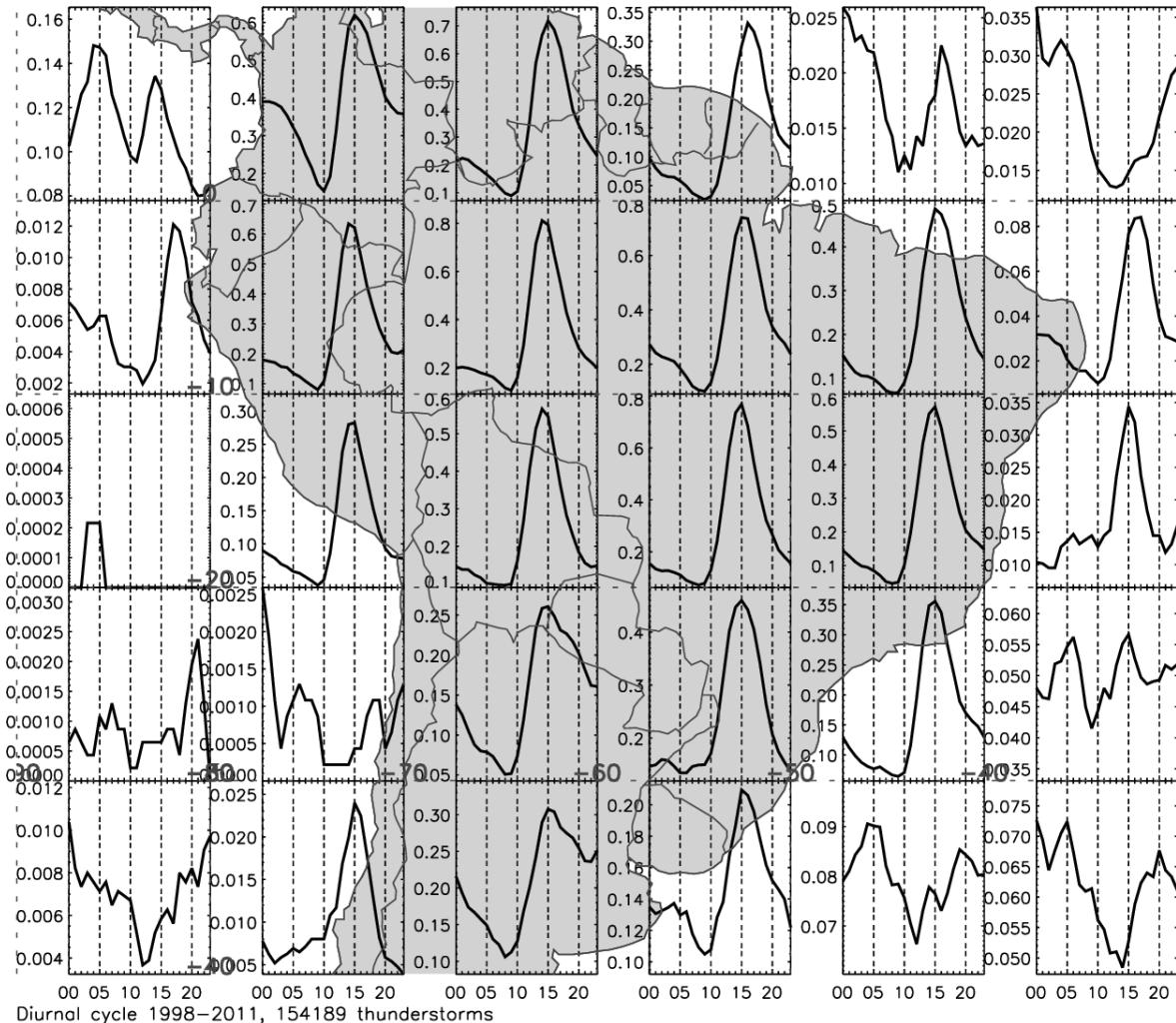


Figura 4: Ciclo diurno em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 154,189 sistemas observados.

Mesmo que em uma análise geral mostre a importância do aquecimento superficial do continente para a ocorrência de tempestades elétricas, sistemas noturnos sobre a Colômbia e Venezuela são bastante frequentes. Na figura 4, entre 0° – 10° Norte e 80° – 70° Oeste, às 0h em hora local, temos o maior valor de probabilidade (0.4%) de tempestades elétricas noturnas da América do Sul, o que representou um número de 617 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, combinados com 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.

No Oceano Pacífico, entre 0° – 10° Norte e 90° – 80° Sul abrangendo o Parque Nacional da Ilha do Coco na Costa Rica e parte das ilhas Galápagos no Equador, foi a região oceânica com a maior probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas. Esta possui um ciclo diurno duplo de tempestades elétricas. Elas ocorrem às 4h, em hora local, e às 14h. A maior probabilidade de ocorrência (0.15%) foi observada às 4h, que correspondeu à 231 sistemas.

No Pacífico Sul, as tempestades elétricas são mais raras do que as demais regiões devido a atuação permanente da subsidênci 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.

Na região do Atlântico Subtropical, a probabilidade de tempestades elétricas é maior do que no Atlântico Norte. A passagem de sistemas transitantes 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 e não às 14-15h igual no continente.

O pico de atividade de tempestades elétricas durante o ciclo diurno, figura 4, ocorreu entre 10° – 0° Sul e 70° – 50° Oeste e 20° – 10° Sul e 60° – 50° Oeste. Em cada uma destas três caixas, observou-se a probabilidade de aproximadamente 0.8% entre as 14h e 15h, mostrando que em toda esta região, o TRMM observou uma média de 3 tempestades elétricas a cada 2 dias, apenas nessas duas horas.

Entre 30° – 20° Sul e 60° – 50° Oeste, na figura 4, 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. Na figura 5, há um máximo de atividade em outubro que antecede a estação de tempestades elétricas entre dezembro e março. O máximo é observado em janeiro com 1234 sistemas identificados na região.

A tabela 3 mostra os meses de duração das estações de tempestades elétricas com base no estudo mostrado na figura 5. Os períodos em que a probabilidade de ocorrência de sistemas foram superiores à 0.7 do máximo observado na região, foram considerados como os períodos das estações de tempestades elétricas.

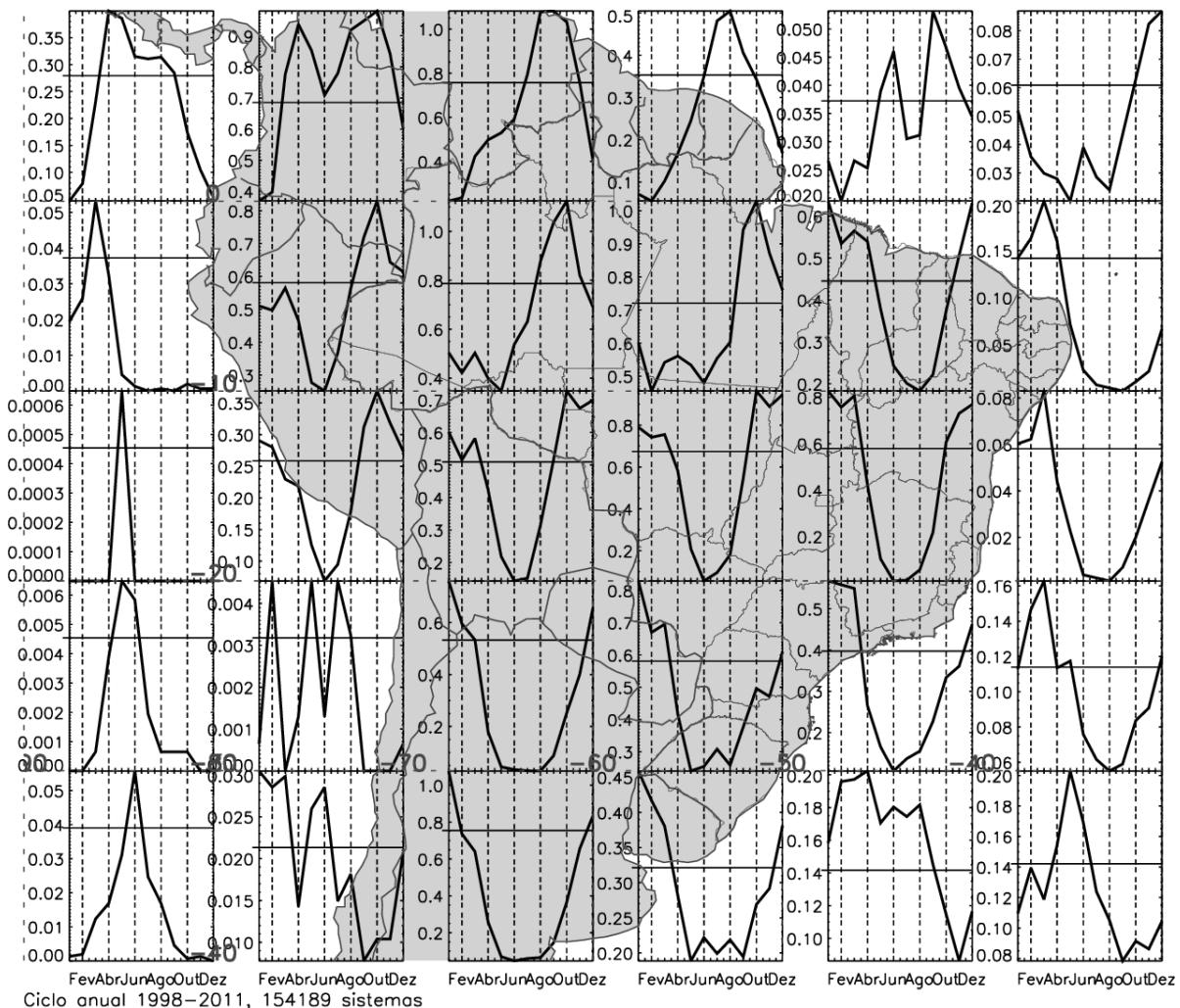


Figura 5: Ciclo anual em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 154,189 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir o início e fim das estações de tempestades elétricas.

Na região entre o clima semi-árido na Argentina e parte da Bacia do Prata, entre 40°–20° Sul e 70°–60° Norte, figura 5, local das tempestades mais severas e convecção mais profunda da América do Sul como apontam Cecil et al. (2005), Romatschke e Houze

Tabela 3: Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus.

	Localização	Número de sistemas	Estação (meses)	Duração (meses)	Máximo
1	0°–10°N, 90°–80°O	4159	Abr–Set	6	Abr
2	0°–10°N, 80°–70°O	14,047	Mar–Nov	9	Out
3	0°–10°N, 70°–60°O	11,787	Jul–Out	4	Set
4	0°–10°N, 60°–50°O	4868	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	821	Out–Dez	3	Dez
7	10°–0°S, 90°–80°O	217	Mar	1	Mar
8	10°–0°S, 80°–70°O	9721	Set–Dez	4	Out
9	10°–0°S, 70°–60°O	12,168	Ago–Nov	4	Out
10	10°–0°S, 60°–50°O	12,231	Set–Dez	4	Out
11	10°–0°S, 50°–40°O	7731	Jan–Abr, Nov–Dez	6	Jan
12	10°–0°S, 40°–30°O	1349	Jan–Abr	4	Mar
13	20°–10°S, 90°–80°O	1	–0–	1	Mai
14	20°–10°S, 80°–70°O	4254	Jan–Fev, Set–Dez	6	Out
15	20°–10°S, 70°–60°O	8585	Jan–Mar, Set–Dez	7	Out
16	20°–10°S, 60°–50°O	10,414	Jan–Mar, Out–Dez	6	Out
17	20°–10°S, 50°–40°O	8201	Jan–Mar, Out–Dez	6	Jan
18	20°–10°S, 40°–30°O	611	Jan–Mar	3	Mar
19	30°–20°S, 90°–80°O	32	Mai–Jun	2	Mai
20	30°–20°S, 80°–70°O	32	Fev, Mai, Jul–Ago	4	Fev, Mai, Jul
21	30°–20°S, 70°–60°O	5558	Dez–Mar	4	Jan
22	30°–20°S, 60°–50°O	8676	Dez–Mar	4	Jan
23	30°–20°S, 50°–40°O	5996	Dez–Mar	4	Jan
24	30°–20°S, 40°–30°O	1849	Fev–Mar, Mai, Dez	4	Mar
25	40°–30°S, 90°–80°O	258	Jun	1	Jun
26	40°–30°S, 80°–70°O	370	Jan–Mar, Mai–Jun	5	Jan
27	40°–30°S, 70°–60°O	7638	Dez–Jan	2	Jan
28	40°–30°S, 60°–50°O	5403	Dez–Mar	4	Jan
29	40°–30°S, 50°–40°O	2966	Jan–Set	9	Abr
30	40°–30°S, 40°–30°O	2288	Abr–Jun	3	Mai

(2010), foi encontrada uma estação de tempestades elétricas bastante definida entre dezembro e janeiro, sendo que entre maio e agosto, a probabilidade de ocorrência de sistemas

é praticamente 0%.

As estações de tempestades elétricas se configuram conforme o Sistema de Monção da América do Sul (SAMS) . Na região central da América do Sul, observa-se que com o aumento da temperatura da superfície entre julho e setembro, o máximo de precipitação começa a se deslocar do Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul e desta forma iniciando a estação chuvosa meridional pela região Oeste da Bacia Amazônica (ZHOU; LAU, 1998; GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; MARENKO et al., 2012).

Entre 10° - 0° Sul e 80° - 60° Norte, na figura 5, observa-se que o pico da estação de tempestades elétricas ocorreu em outubro, nos primeiros passos da estação chuvosa da América do Sul. Porém o máximo de precipitação nesta região ocorre depois de 4 ou 5 meses.

Em Petersen e Rutledge (2001), o estudo realizado referente a estrutura tridimensional da precipitação observada pelo TRMM sobre a região Central da Amazônia, mostrou que a convecção mais profunda ocorre também na transição do período seco para o chuvoso, exatamente quando começa a reversão sazonal do vento em baixos níveis associado ao SAMS conforme apontam Zhou e Lau (1998).

Com o início do verão austral, o máximo de precipitação caminha até a região Centro Oeste e Sudeste do Brasil. Em janeiro, o SAMS se configura mais ativamente com a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) e intensificação do Jato de Baixos Níveis (JBN). A atuação do JBN, principalmente nas regiões abaixo de 20° Sul, ativa a estação chuvosa e de tempestades elétricas em sincronismo.

Durante abril e maio, o SAMS vai se desconfigurando e o máximo de chuva começa a retornar para o Hemisfério Norte caminhando de Sudeste para o Nordeste do Brasil e subindo pelo lado Leste da Bacia Amazônica. Neste retorno é que ocorrem os máximos de precipitação em toda a região da Bacia Amazônica, porém o máximo de ocorrência de tempestades elétrica ocorreu na vinda da estação chuvosa para o Hemisfério Sul.

Na região Nordeste do Brasil, entre 10° - 0° Sul e 40° - 30° Norte, o máximo de chuva ocorre juntamente com o máximo de ocorrência de tempestades elétricas, depois da atuação da SACZ no continente.

3.2 DENSIDADES ESPACIAIS

Considerando o método descrito em 2.6, referente ao cálculo da densidade espacial de tempestades elétricas, equação 4, e densidade espacial de raios, equação 3, nesta seção será possível avaliar se as regiões aonde ocorrem o maior número de sistemas, correspondem as regiões com maior número de raios.

Na figura 6, observa-se que as regiões de máxima ocorrência de tempestades elétricas estão situadas sobre a Colômbia e região central da Bacia Amazônica, abrangendo a parte brasileira, colombiana, venezuelana e peruana.

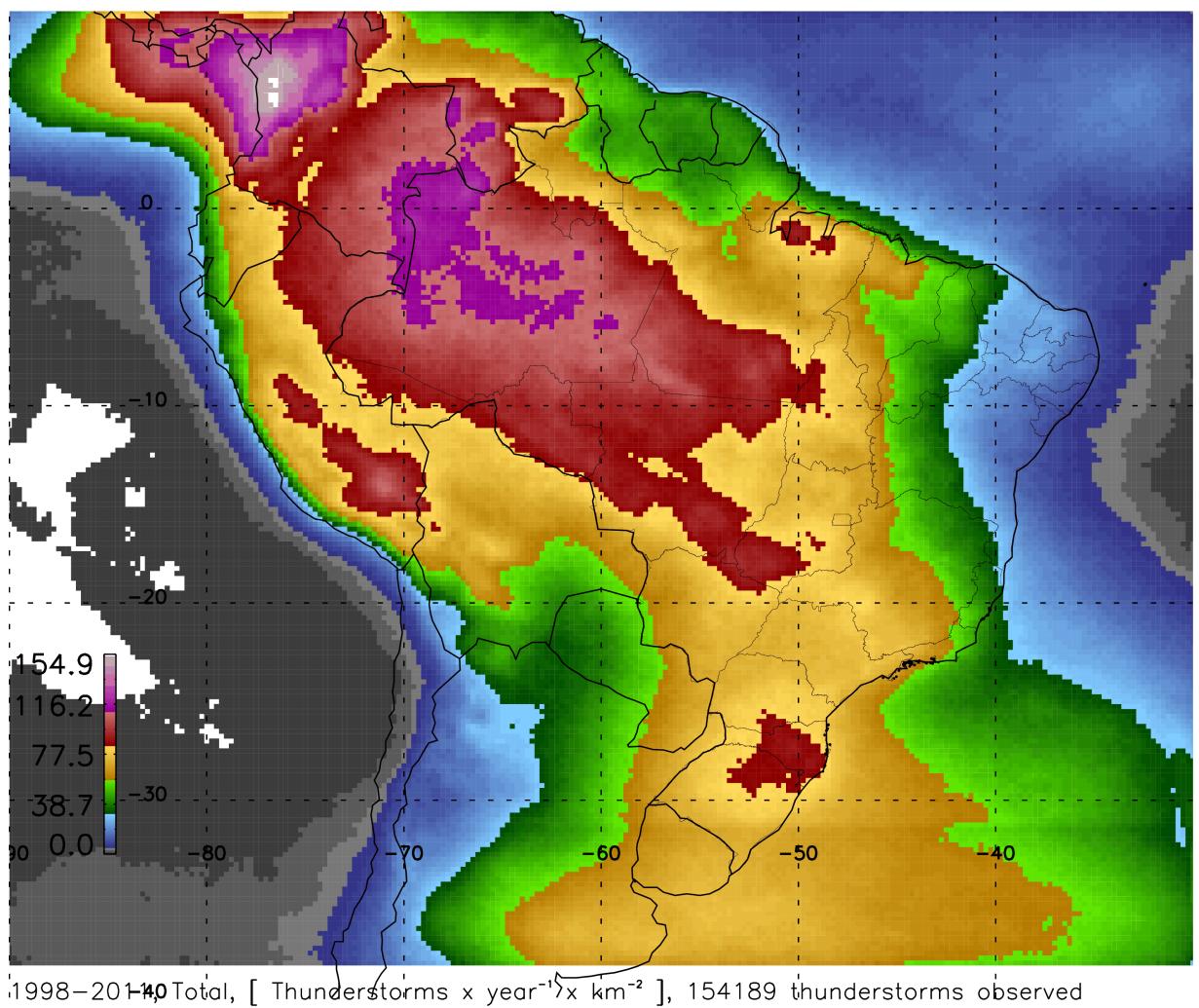


Figura 6: Densidade espacial total de tempestades elétricas. Os valores correspondem ao número de sistemas por ano por quilômetro quadrado em cada ponto da grade de 0.25 graus.

Mesmo que os sistemas com as maiores taxas de raios no tempo observados pelo TRMM, estejam mais concentrados no Sul da América do Sul conforme mostram Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006), as tempestades elétricas são bem mais frequentes à Noroeste da AS.

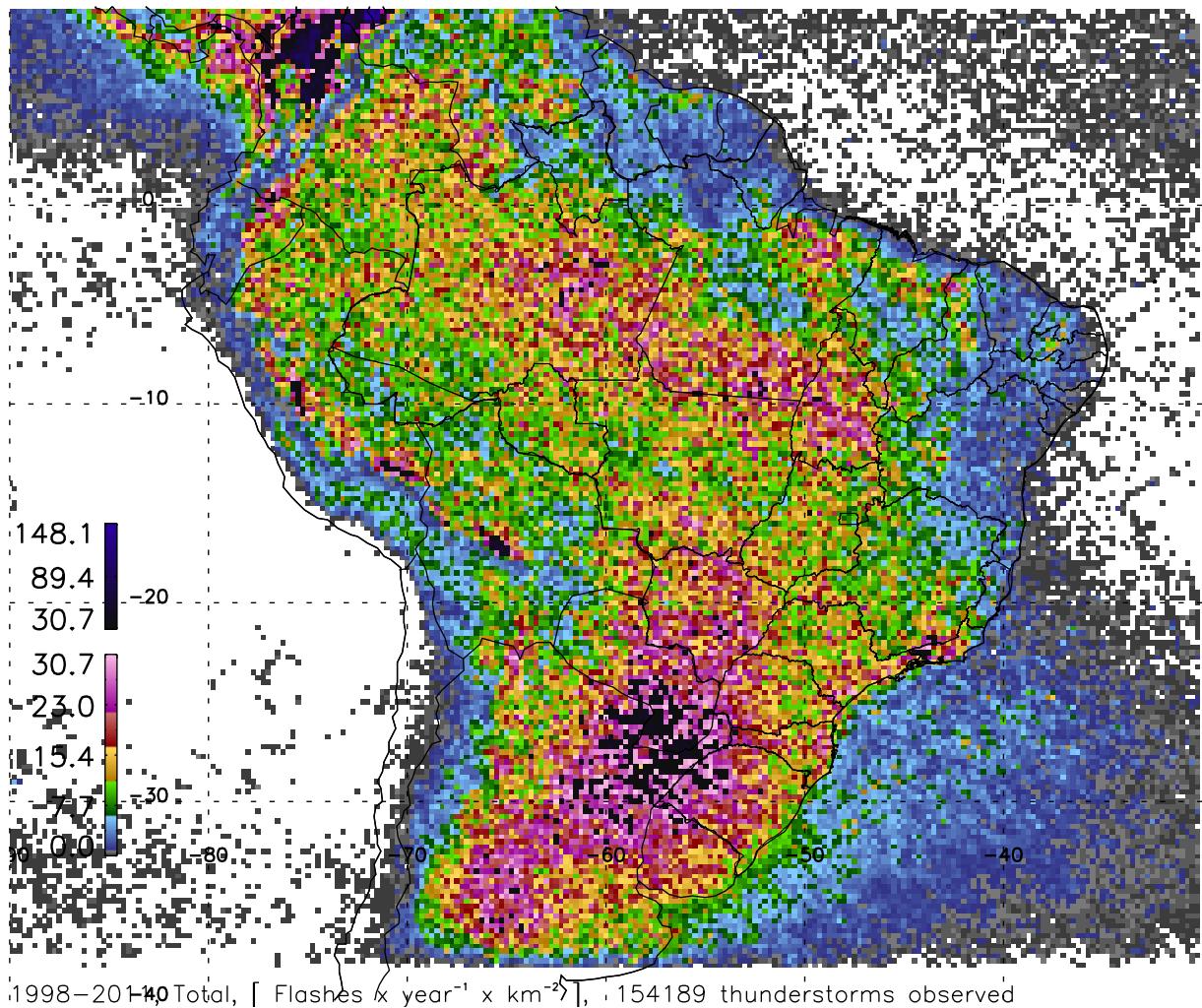


Figura 7: Densidade espacial total de raios. Os valores correspondem ao número de raios por ano por quilômetro quadrado em cada pronto da grade de 0.25 graus.

A atuação da ITCZ combinada com a convergência de umidade e liberação de calor latente e sensível na Floresta Amazônica, além que regular o SAMS, são os principais propulsores de tempestades elétricas da América do Sul.

No entanto, os mecanismos de eletrificação são bem mais eficientes nas tempestades elétricas no Sul da AS, sobe a Bacia do Prata. Na figura ??, observa-se que na Amazônia, as regiões com taxa de raios superiores $30\text{ (ano}^{-1}\text{ km}^{-2}\text{)}$, possuíram taxa de sistemas acima de $120\text{ (ano}^{-1}\text{ km}^{-2}\text{)}$, enquanto na região da Argentina e Paraguai, as mesmas taxas de raios são atingidas com uma taxa de sistemas em torno de $40\text{ (ano}^{-1}\text{ km}^{-2}\text{)}$.

Nas figuras 8 e 9, 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 4 mostra o acumulado de sistemas observados em cada estação do ano.

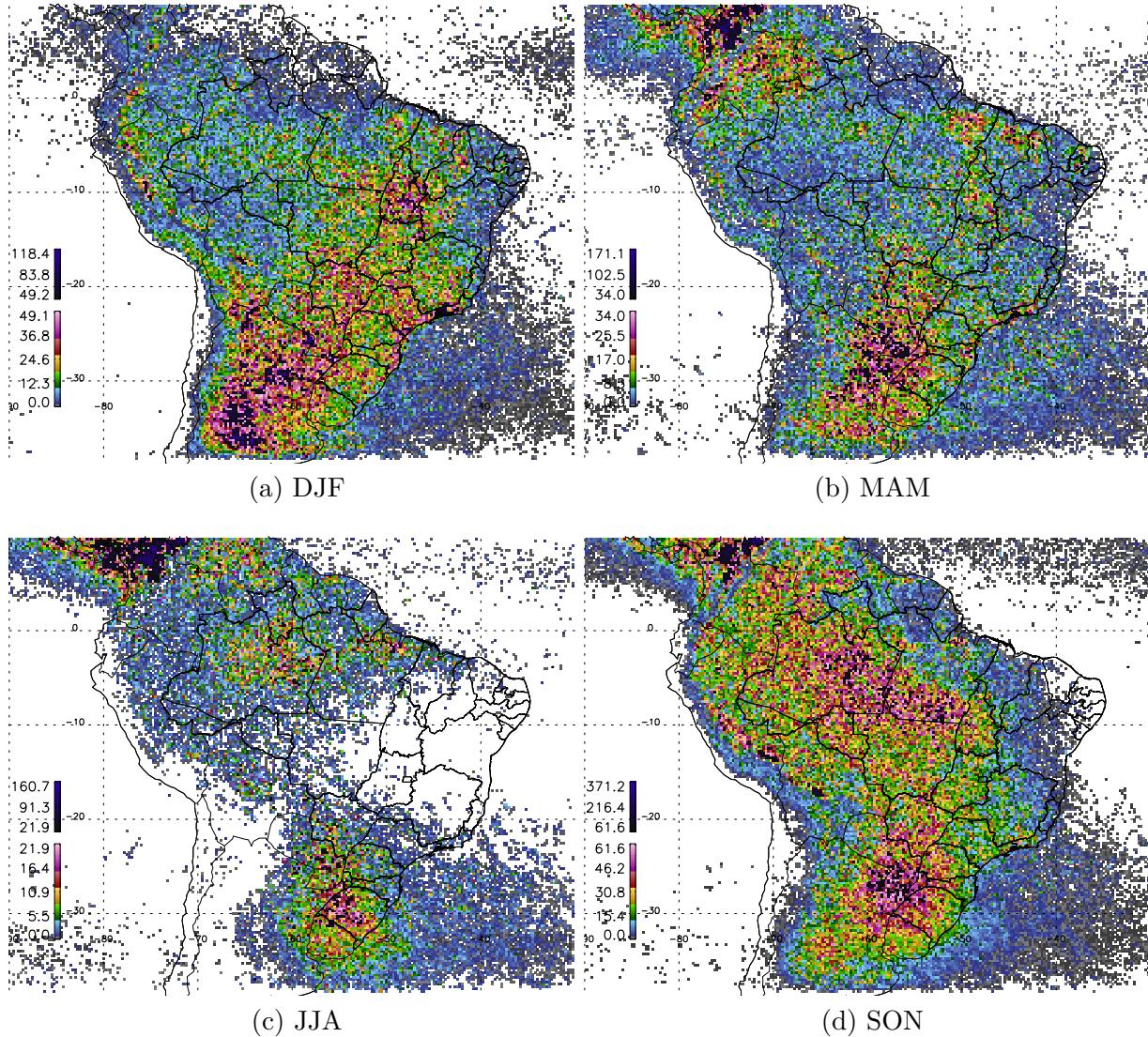


Figura 8: Densidade espacial sazonal de raios.

Na primavera austral (SON), início do SAMS, a intensificação dos alísios vindos do Atlântico Norte, e o aumento gradativo da evapotranspiração na Floresta Amazônica vão intensificando o transporte de umidade da bacia do Amazônia para a bacia do Prata (MARENGO et al., 2004). Esse processo de início da configuração do SAMS provoca a estação com a maior taxa de raios do continente Sul Americano, e esta, ocorre em regiões no centro no continente principalmente a Leste da Cordilheira dos Andes: na Amazônia Central, Argentina, Paraguai e Sul do Brasil.

Neste período destaca-se a taxa de raios sobre o Lago Maracaibo durante SON, na Venezuela, que no acumulado dos 14 anos atingiu o valor de 30 raios por mês de observação por quilômetro quadrado em cada ponto da gade de 0.25 graus. Em Albrecht et al.

(2009), a região do Lago Maracaibo foi apontada como o máximo global das observações do TRMM.

Tabela 4: Total de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, para cada período de três meses associados as estações do ano.

Estação	Número de sistemas
DJF	44,534
MAM	36,096
JJA	16,786
SON	56,773

Durante DJF, os máximos de raios são observados em Mato Grosso do Sul; Sul de Mato Grosso; Sudeste Brasileiro, entre costa de Santa Catarina e o Vale do Ribeira em São Paulo, região de fronteira entre São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, aonde localiza-se o Parque Nacional Itatiaia e o Pico das Agulhas Negras; interior de São Paulo; Goias; e na Bacia do Rio Tocantis. Apesar de observarmos o maior número de raios durante a estação de transição entre seca e chuvosa, essas regiões Centrais e Sudeste da AS possuem os processos de eletrificação regulados durante a estação chuvosa.

Em Petersen et al. (2002), é mostrado que mesmo que se tenha observado diminuição na taxa de raios e redução da intensidade convectiva durante o regime de vento de Oeste no experimento TRMM *Large-scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA), em outras regiões da AS durante o período chuvoso, há um aumento da taxa de raios.

Considerando que o regime de ventos de Leste e Oeste identificado no LBA está associado com as fases ativas e inativas do SAMS conforme descrevem Carvalho et al. (2002a), pode-se considerar que as máximas taxas de raios apresentadas na figura 8a são moduladas pelas variações na circulação sinóptica associadas com o processos de formação e dissipação da SACZ (PETERSEN et al., 2002; ALBRECHT et al., 2011; Silva Dias et al., 2002).

Durante MAM, quando o máximo de chuvas começa a retornar para o Hemisfério Norte, observamos as tempestades elétricas bastante concentradas na região Norte e Nordeste da AS, como mostra a figura 9b. Neste período, principalmente nas regiões das cidade de Belém, estado do Maranhão, Piauí, Rio Grande do Norte e Paraíba, ocorrem: os máximos de chuva, os máximos de densidade de raios e os máximos de densidade de tempestades elétricas. Esse sincronismo não é comum.

Ao comparar as figuras 8 e 9 observa-se que as regiões de máxima densidade espacial de raios não são as regiões de máxima densidade de tempestades elétricas. Os máximos

de raios ficam situados em regiões de transição, deslocados dos máximos de sistemas, reforçando a hipótese de Williams et al. (2002), em que se espera maior atividade elétrica de nuvem em um ambiente de transição entre seco e úmido.

Por exemplo, a maior área continua da América do Sul com taxas anuais de raios superiores a 20 raios por ano por quilômetro quadrado, como mostra a figura 7, ocorre na região Sul da AS. Tanto na figura 6 quanto na figura 9, podemos observar um forte gradiente de sistemas nesta região, que marca a transição entre o clima Desértico no Deserto do Atacama e Semi-árido na Argentina para o clima Subtropical úmido, promovendo um ambiente de transição seco/úmido permanente para os sistemas que iniciam-se principalmente na região da Serra de Córdoba na Argentina e se propagam para Noroeste.

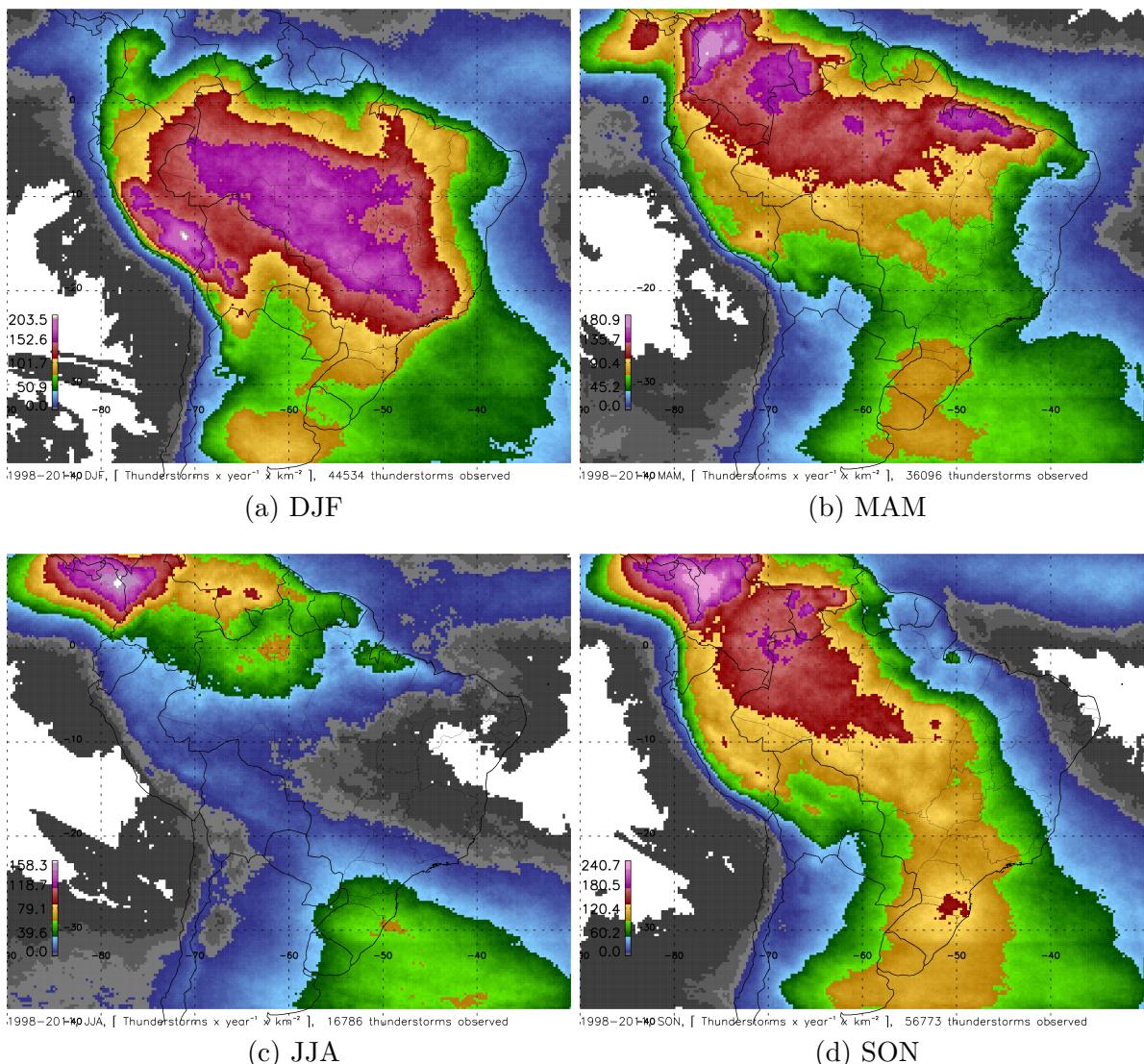


Figura 9: Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas.

A partir do estudo das densidades de tempestades elétricas e raios, a figura 10, repre-

senta as regiões em que as tempestades elétricas são mais eficientes na produção de raios. Foi calculada a taxa de raios por tempestade elétrica por ano por quilômetro quadrado. Os maiores valores desta dimensão que associa-se com eficiência espacial que cada região de 0.25 graus tem em produzir raios, representam os locais em que se tem menor número de sistemas em relação ao número de raios durante os 14 anos de dados.

A região da bacia do Prata é a maior extensão contínua com os maiores valores de eficiência espacial de produção de raios. Porém destacam-se regiões menores como no 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 regiões de tempo severo. Locais em que a topografia ou a circulação local intensifica os sistemas.

Na região do Parque Nacional Natural Paramillo na Colômbia e no Lago Maracaibo na Venezuela, a taxa de raios por em cada área de tempestade de 0.25 graus mostra valores com a mesma magnitude de regiões na Bacia do Prata, mesmo que o número de raios e de sistemas produzidos ao Norte sejam maiores.

Algumas regiões no pico da Cordilheira dos Andes são bastante eficientes, principalmente na região da cidade de Cochabamba na Bolívia.

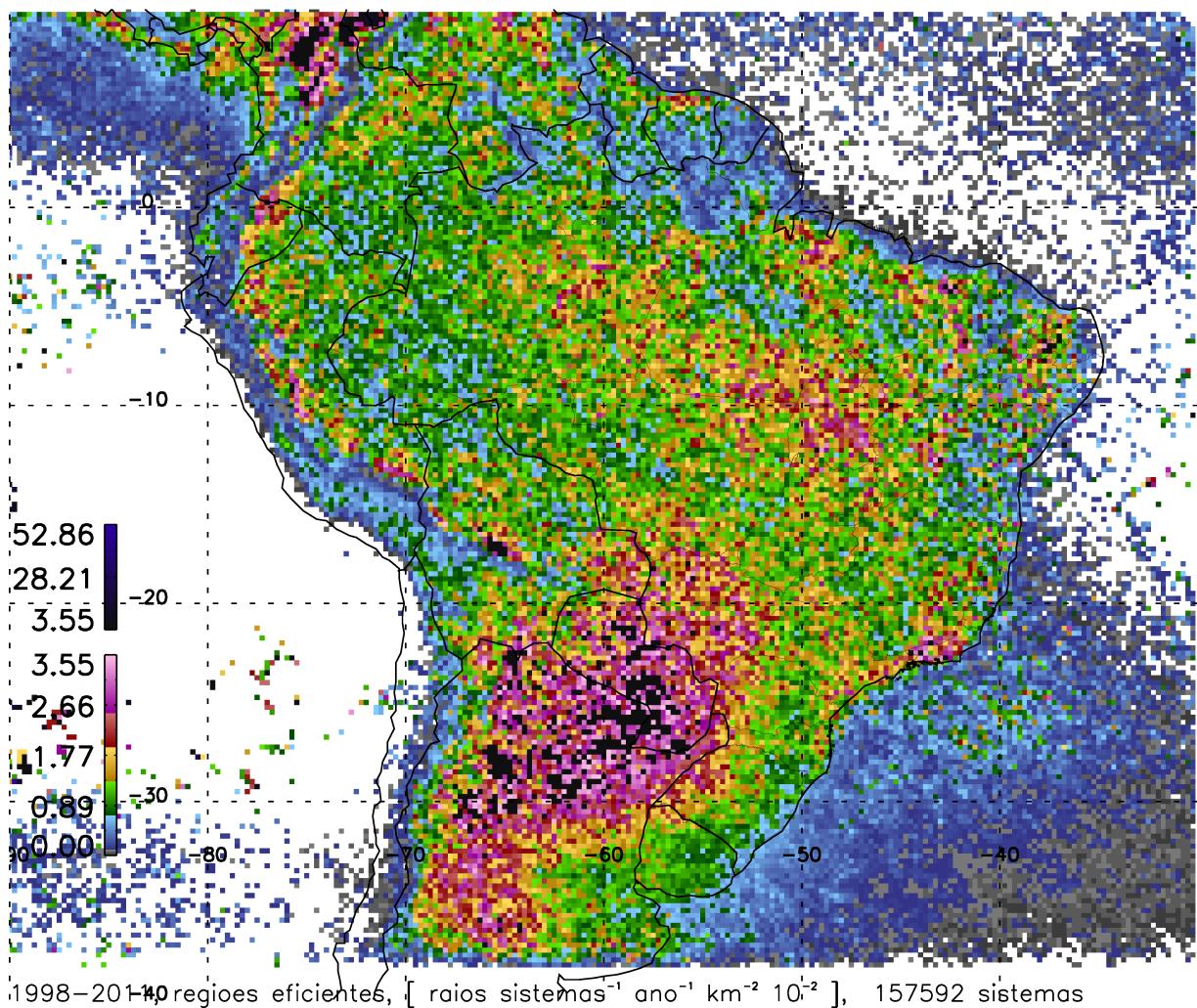


Figura 10: Eficiencia de tempestade

4 A SEVERIDADE DOS SISTEMAS

Conforme descrito em 2.5, 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 11, trata-se de distribuições exponenciais de probabilidade.

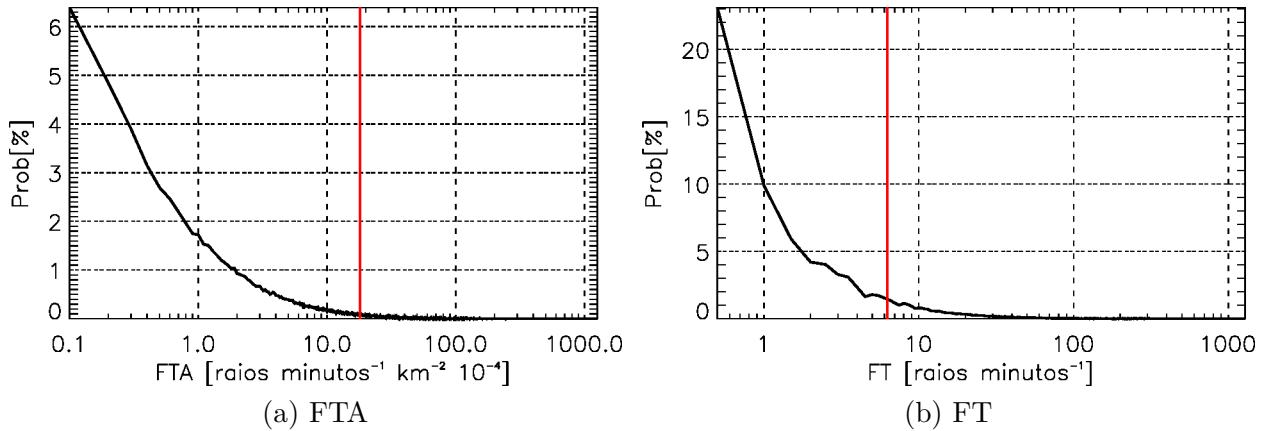


Figura 11: Densidade de probabilidade dos valores da série referente aos índices FTA e FT.

Os sistemas potencialmente severos foram selecionados pelo 90º percentil, associado aos máximos valores de FTA e FT. A linha vermelha nas figuras 11a e 11b 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 11a, ou acima de 6.3 raios por minutos, como mostra a figura 11b. 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.

4.1 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 12a, 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.

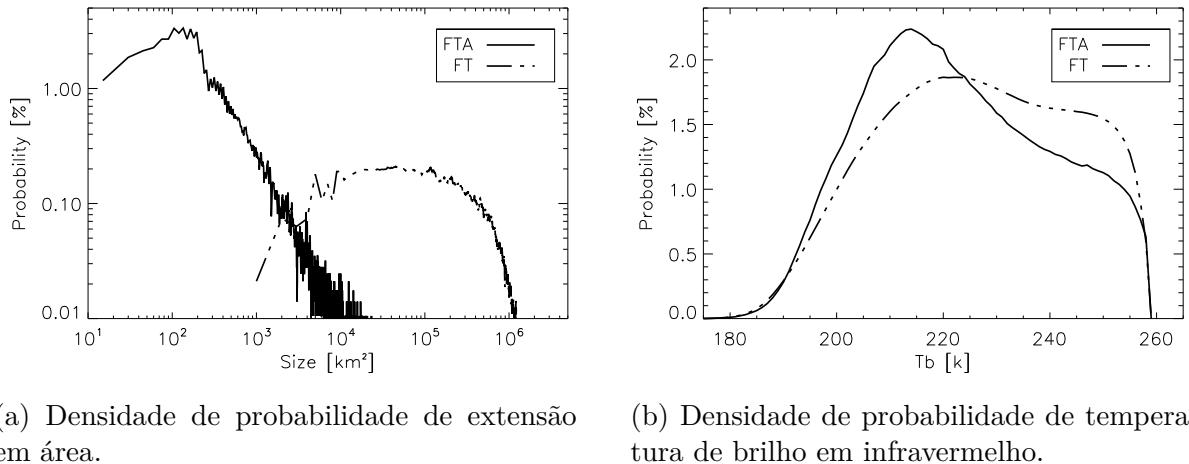


Figura 12: Estudo das frequências de ocorrências de tempestades elétricas selecionas pelo 90º percentil dos índices de FT e FTA, por extensão em área e por temperatura de brilho de topo das nuvens.

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 12b. 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 12b, 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.

4.2 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 14, 13, 19 e 15 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.

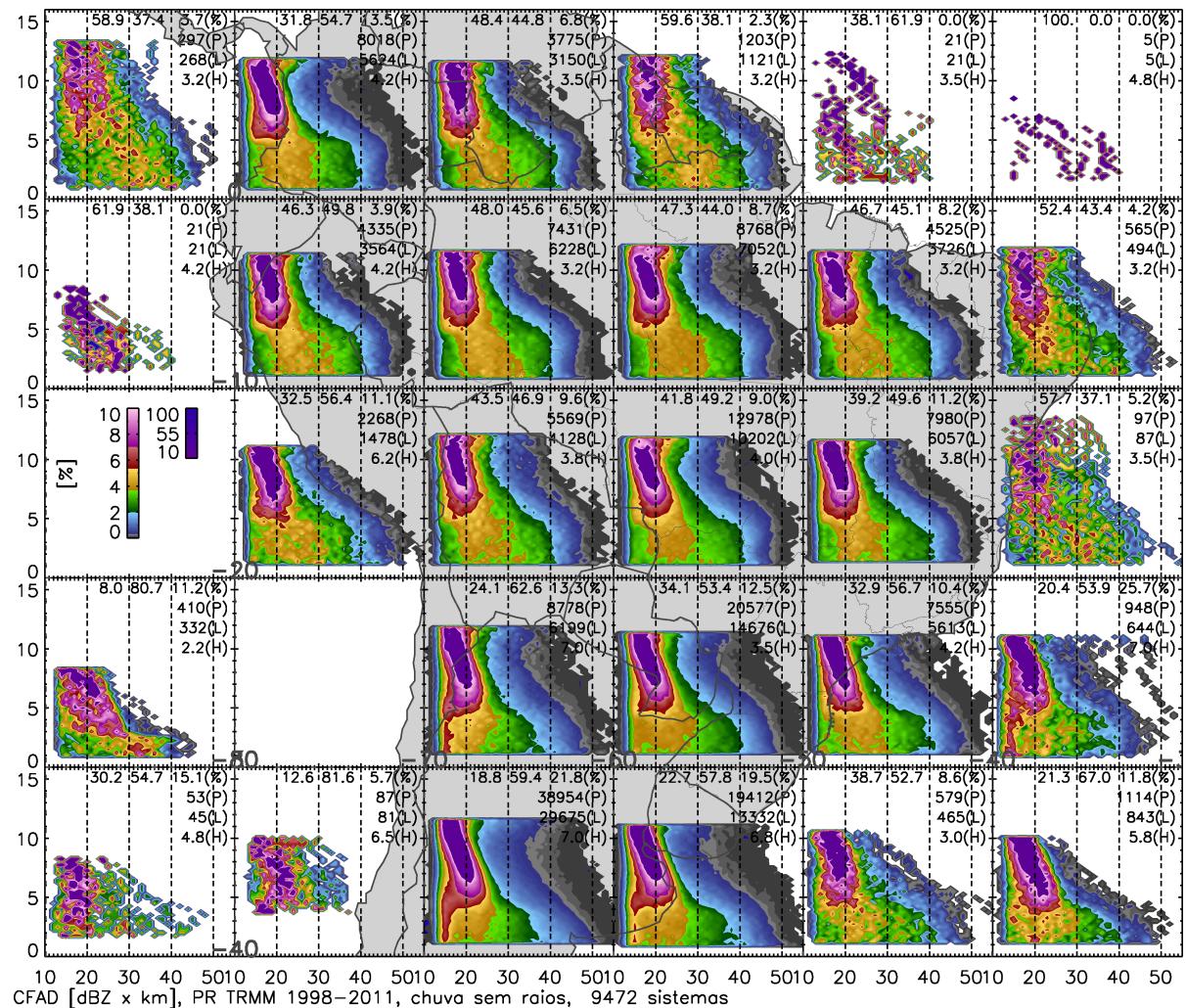


Figura 13: CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação sem raios.

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 14 e 19, e sem, figuras 13 e 15, atividade elétrica de nuvem.

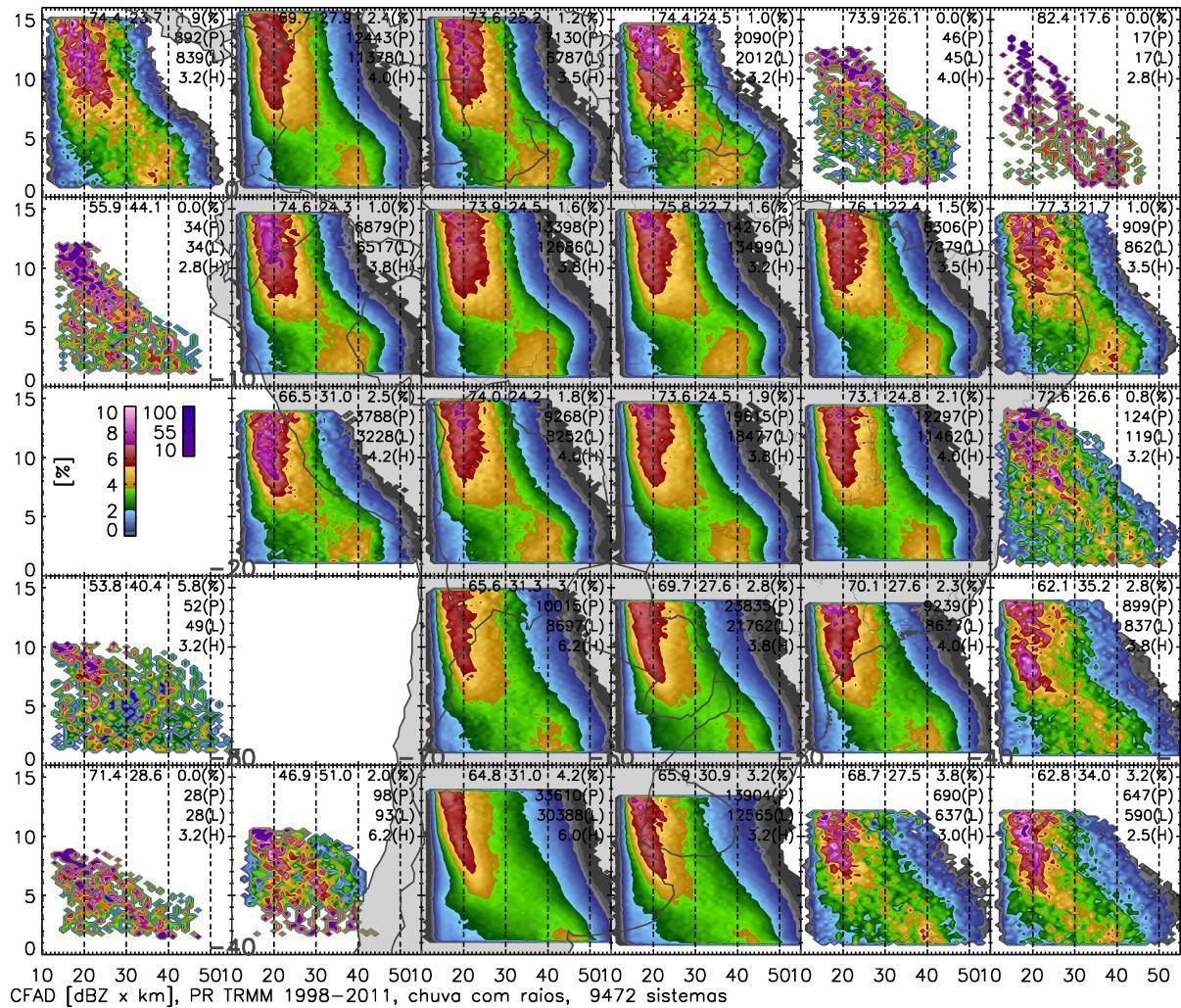


Figura 14: CFADs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

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 13 e 14 e para os extremos de FT, nas figuras 13 e 15, 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.

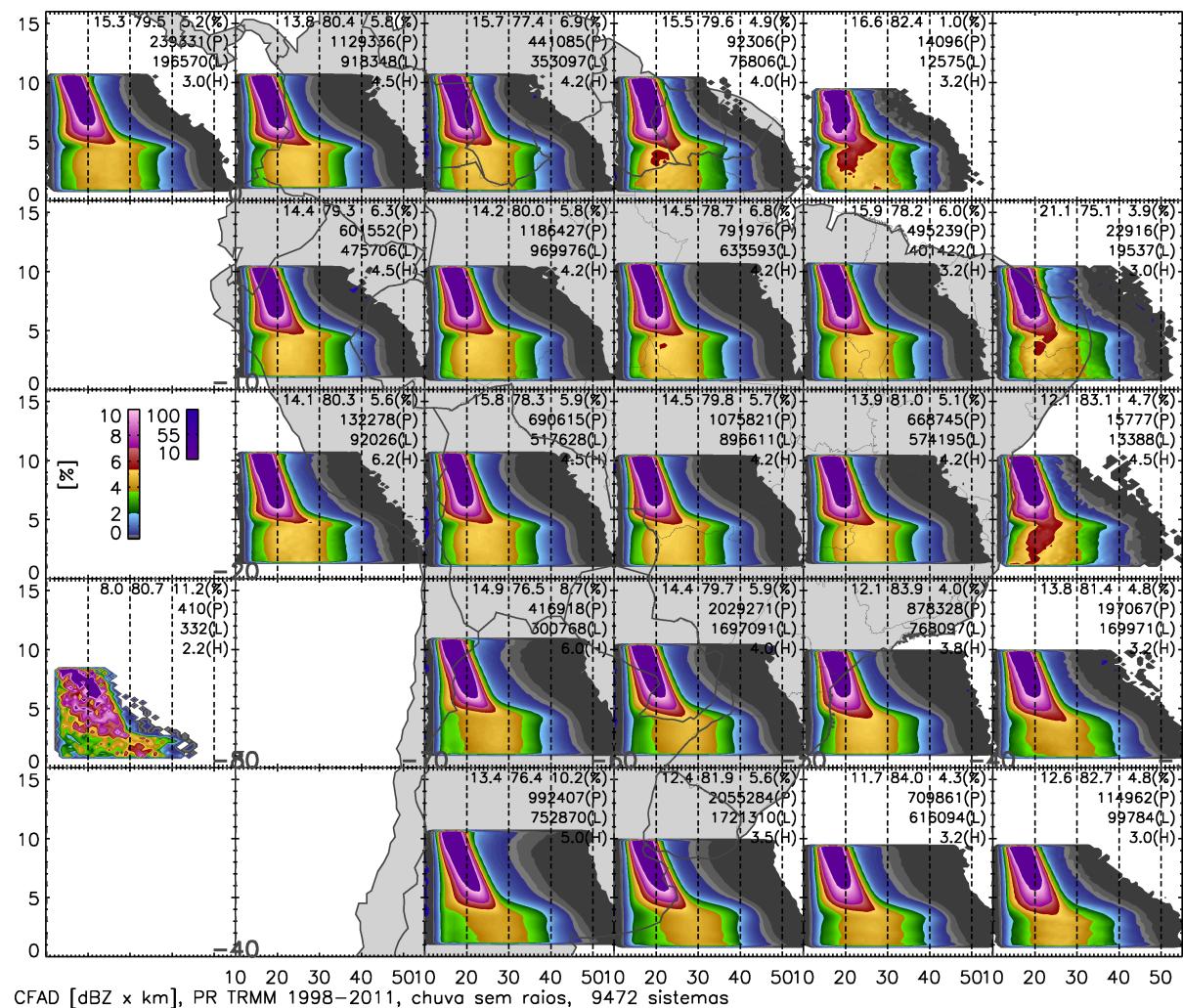


Figura 15: CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação sem raios.

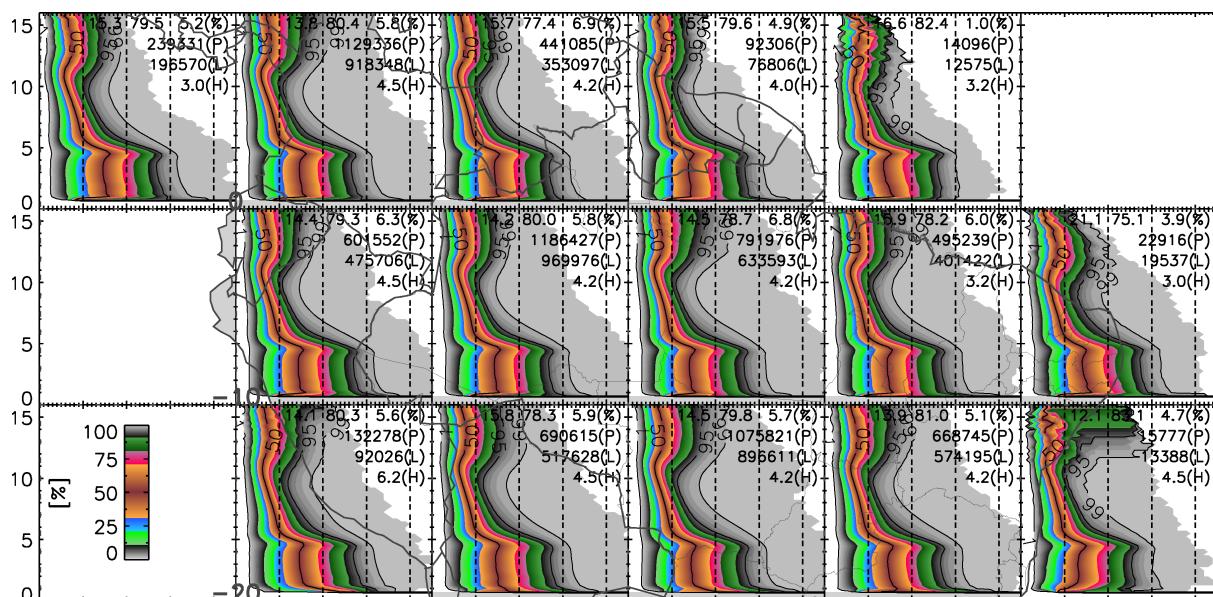


Figura 16: CCFDs para os extremos de FT entre 20S-10N e 90W-30W. Porção da precipitação sem raios.

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 13 e 15, não ultrapassaram os 40 dBZ em nenhuma região, enquanto que para a porção de chuvas com raios, figuras 14 e 19, os valores de Z_c entre 0-5 km de altitude registram valores entre 45-50 dBZ.

A figura 15 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 16, 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 15, 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 13, 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 13 do que na chuva sem raios dos extremos de FT, figura 15. Na chuva sem raios dos sistemas com extremos de FT, os contornos da figura 15 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 16, quanto para os extremos de FTA, figura 13.

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 17 e 18, indica maior taxa de precipitação entre 0-5 km na porção sem raios das tempestades elétricas com índice FT extremo, figura 17, 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 18.

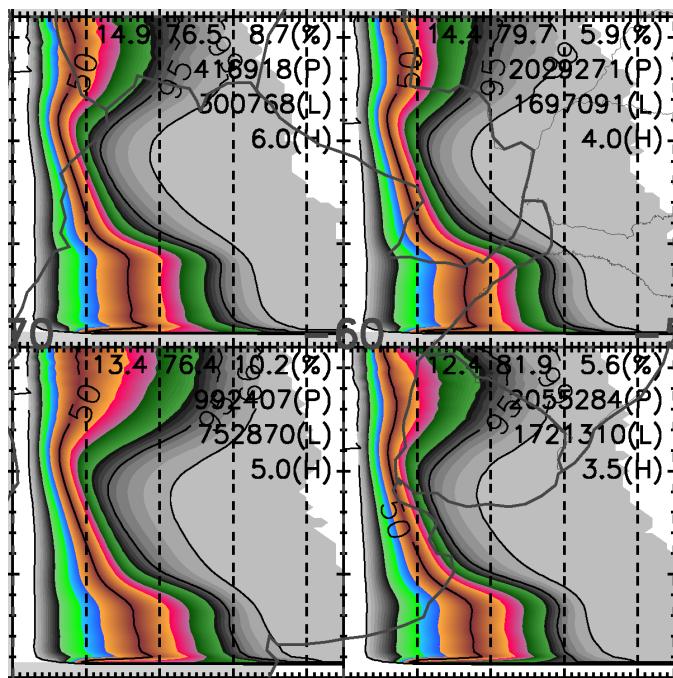


Figura 17: CCFDs para os extremos de FT entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.

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

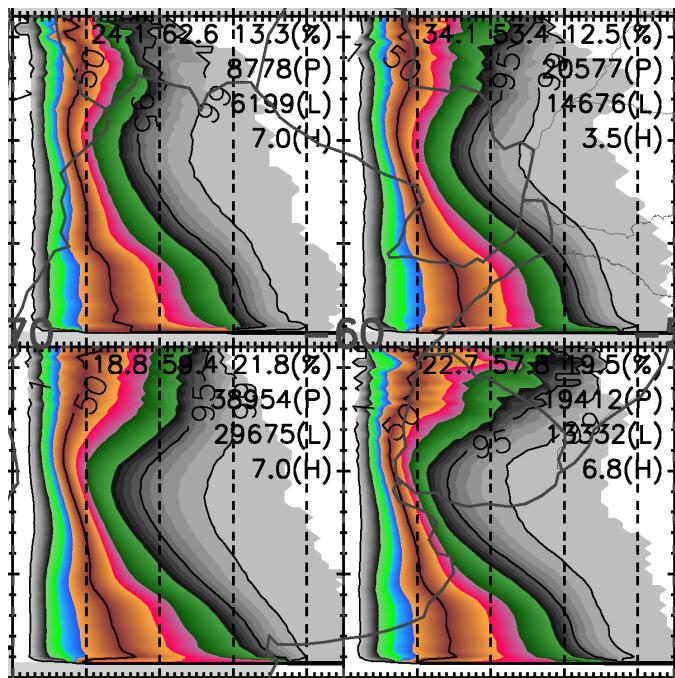


Figura 18: CCFDs para os extremos de FTA entre 40-20S e 70-50W. Porção da precipitação sem raios.

CFADs da figura 13, 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 15, 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 18, 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 17.

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

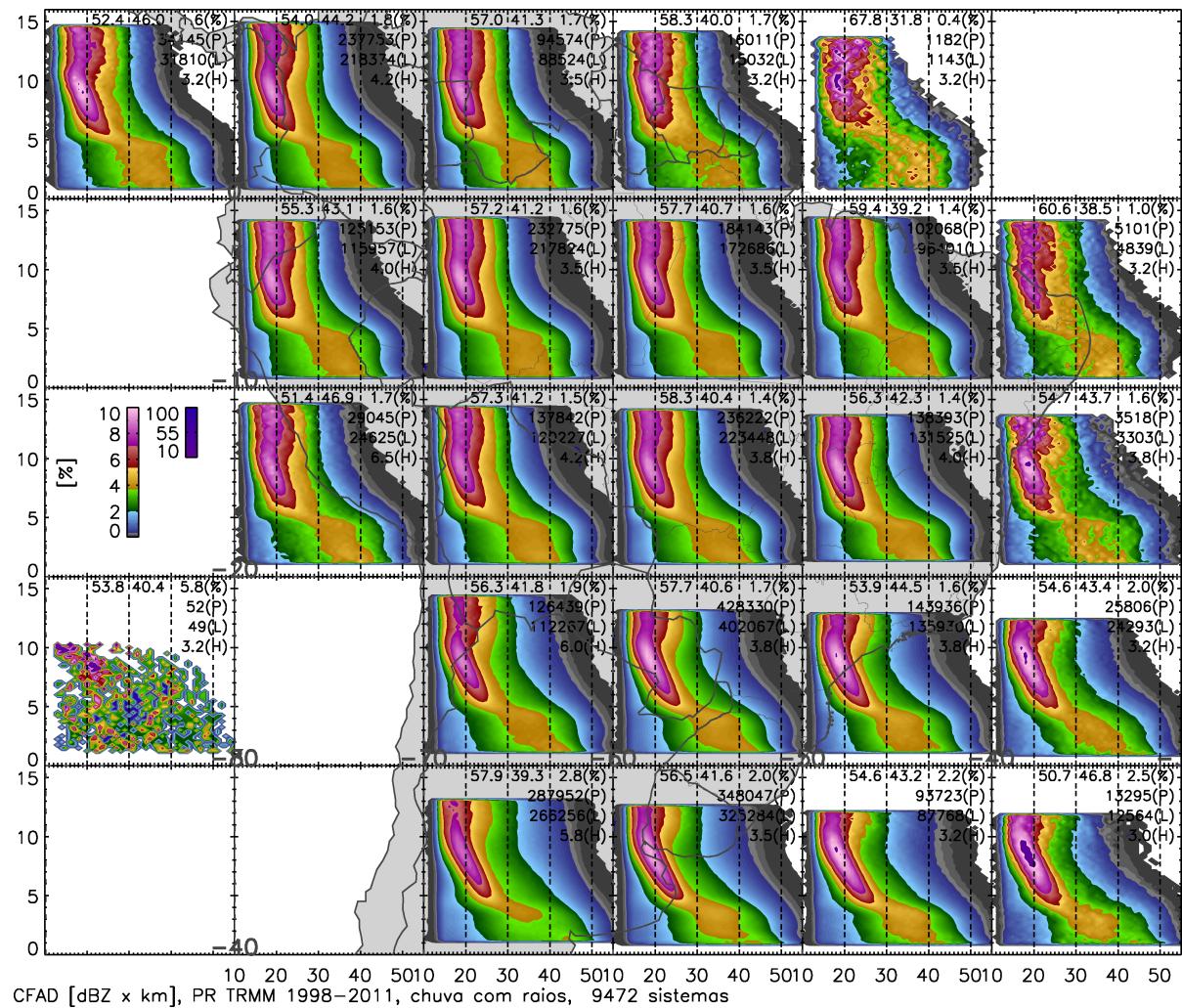


Figura 19: CFADs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

extremos do FTA e FT, expressa nos CFADs das figuras 14 e 19, 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 14 possui contornos de probabilidade até 16 km de altitude. Na figura 19, 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 14, referente ao índice FTA, mostram valores de refletividade entre 1-3 dBZ maiores do que na figura 19, 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 14 e 19, 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 14 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%.

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

Os diagramas CCFTD e CFTD, descritos em 2.7.1, são expostos nas figuras 21, 23, 20 e 22, associados as tempestades elétricas com índice extremo de FTA e FT, apenas em suas porções com raios.

A partir dos CCFTDs das figuras 21 e 23, 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 20 e 22.

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

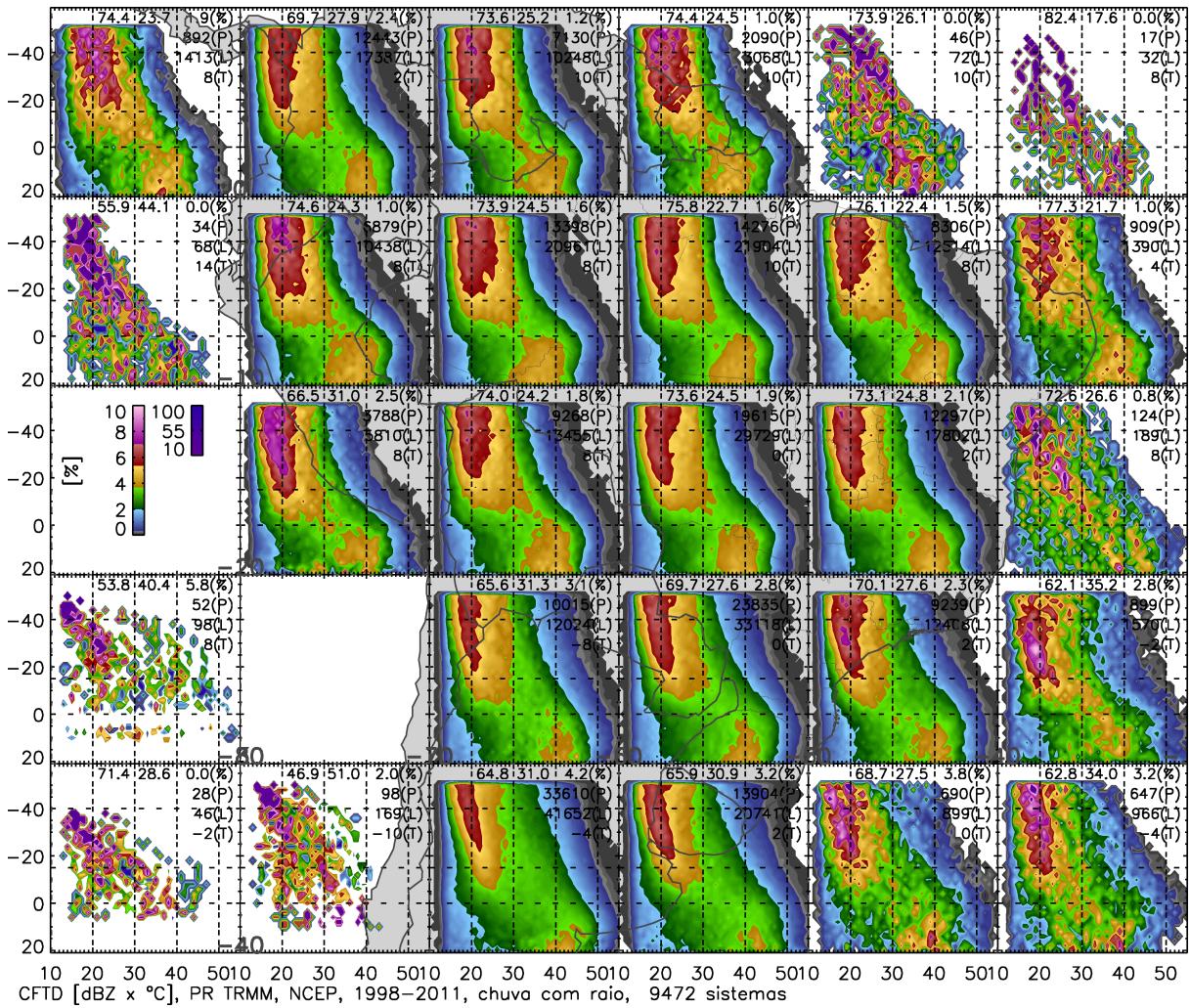


Figura 20: CFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

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 24.

Na figura 24, 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 24, como a precipitação do 95º percentil de probabilidade de ocorrência

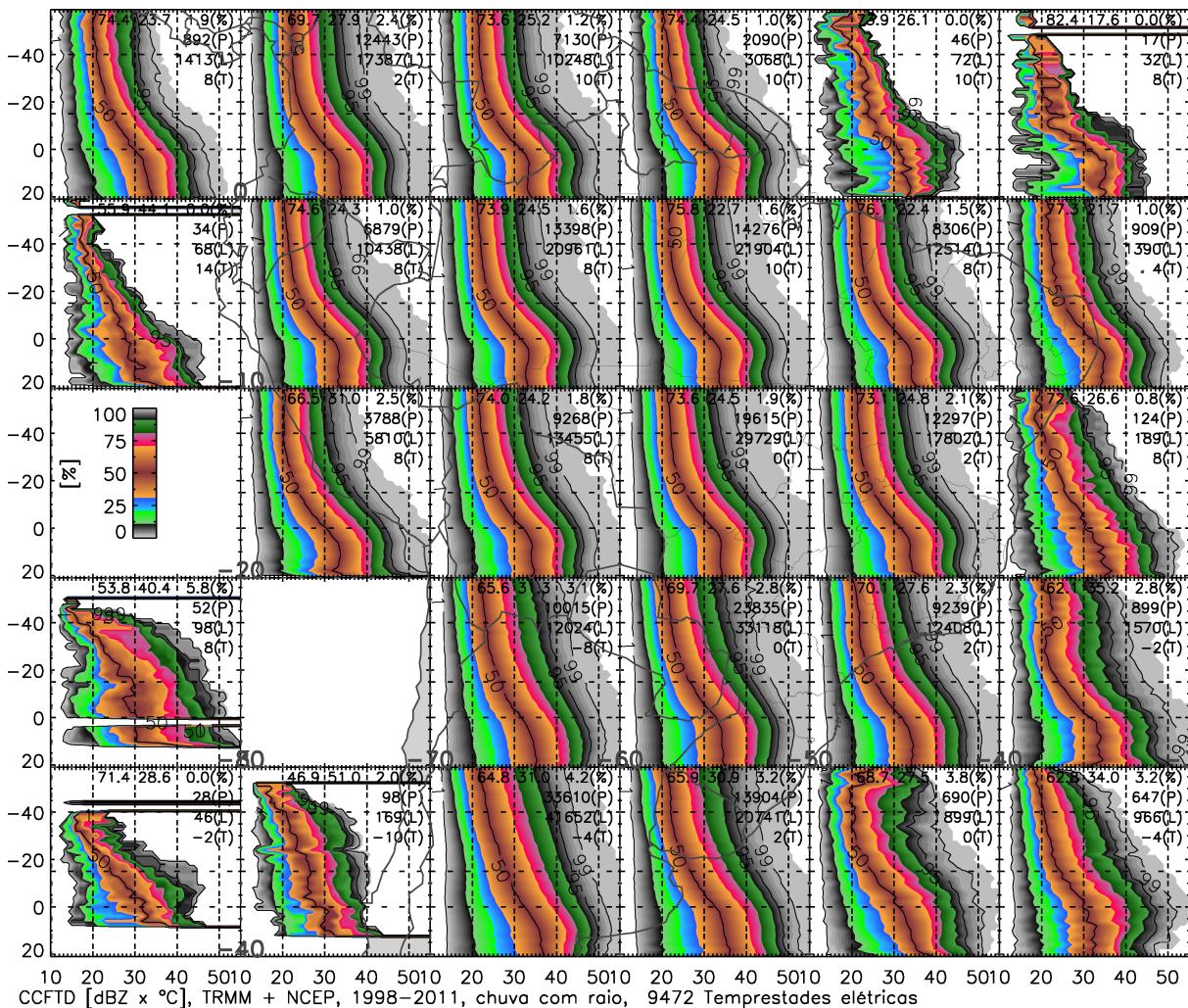


Figura 21: CCFTDs para os extremos de FTA. Porção da precipitação com raios.

tanto para FTA quanto para FT, é o regime de precipitação mais severa. Pois, há o crescimento de Z_c em torno de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ e não há banda brilhante, indicando precipitação a partir de granizo³. No 30° , 50° e 70° 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 $30\text{--}20\text{S}$ e $60\text{--}50\text{W}$, a microfísica de eletrificação se mostra diferente em cada local. Observa-se que no 50° percentil, a taxa de crescimento de Z_c entre $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ é maior para a região da Bacia do Prata, figura 25, do que para a região da Bacia Amazônica, figura 24, 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.

³Em (FABRY; ZAWADZKI, 1995), este tipo de perfil é discutido como chuva a partir de gelo compacto.

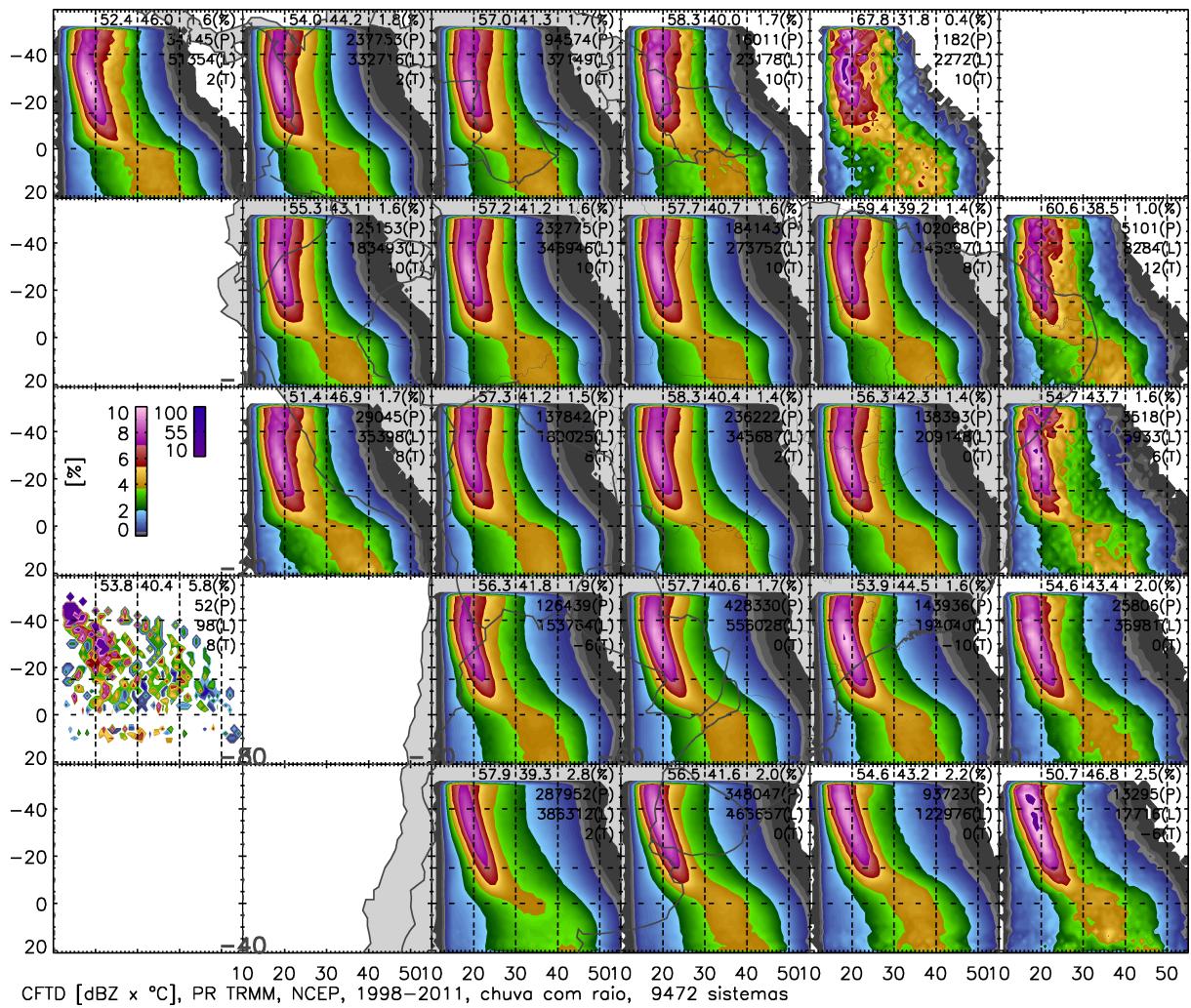


Figura 22: CFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

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 24, do que sobre a Bacia do Rio da Prata, na figura 25, os contorno de probabilidade acumulativa de 95% nos CCFTD das figuras 21 e 23, 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 25, principalmente do 50º e 70º percentil, ocorrem em -4 °C, enquanto que, entre 10-0S e 70-60W, figura 24, 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 25, o efeito de banda brilhante

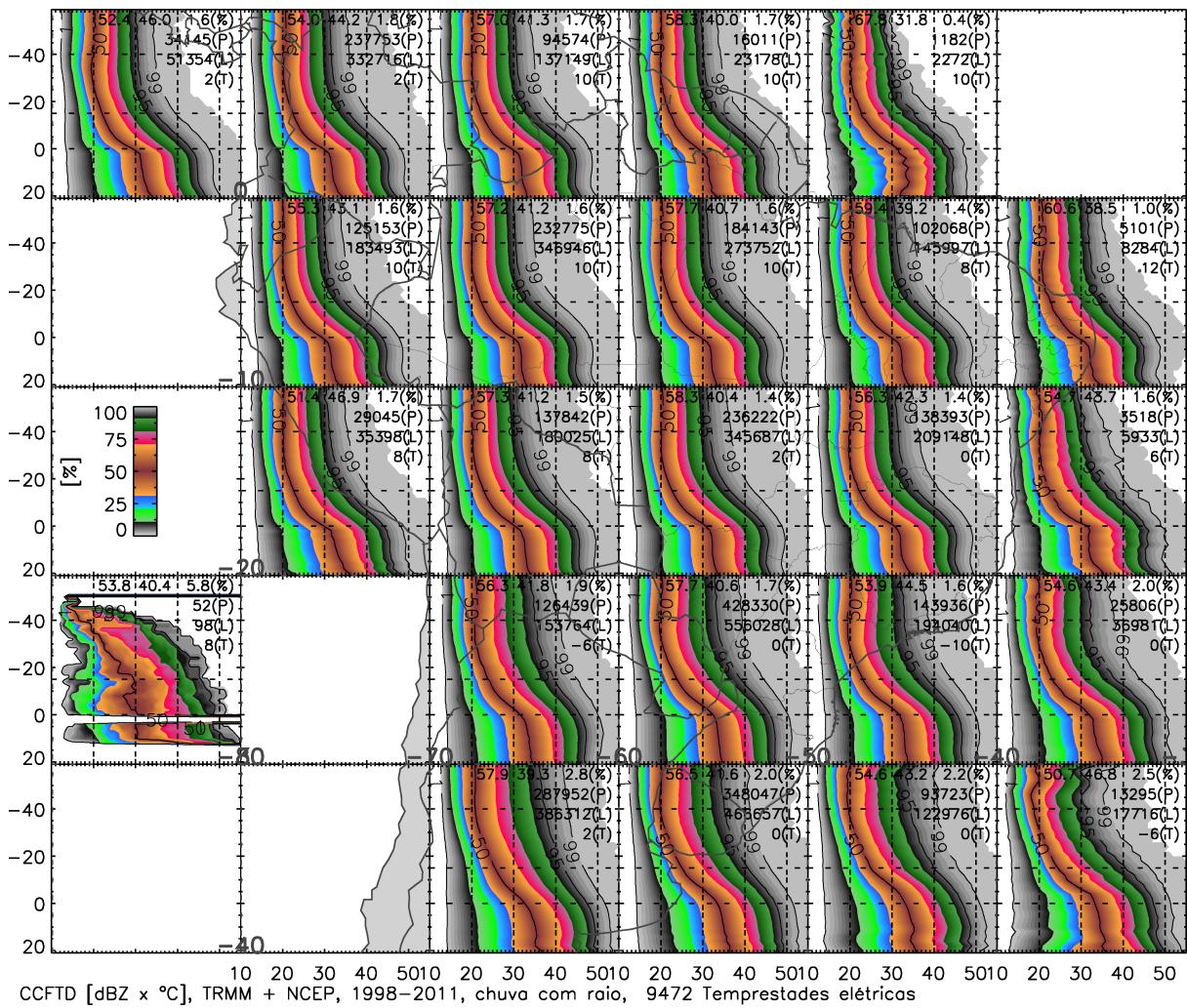


Figura 23: CCFTDs para os extremos de FT. Porção da precipitação com raios.

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.

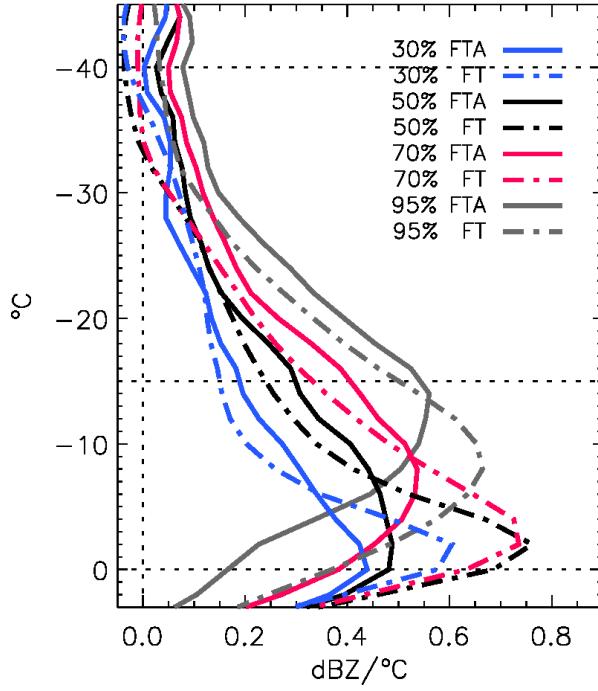


Figura 24: Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio Amazonas, entre 10-0S e 70-60W.

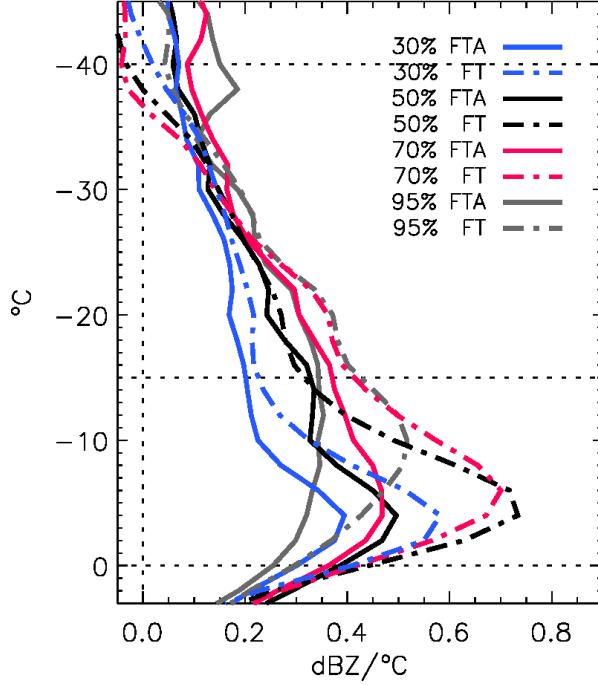


Figura 25: Taxa de variação de Z_c no perfil de temperatura atmosférico para a região central da Bacia do Rio da Prata, entre 30-20S e 60-50W.

4.3 SEVERIDADE REGIONALIZADA

Aqui, o estudo da densidade de probabilidade de FTA e FT, conforme mostrado na figura 11, 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 26 e 27, 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.

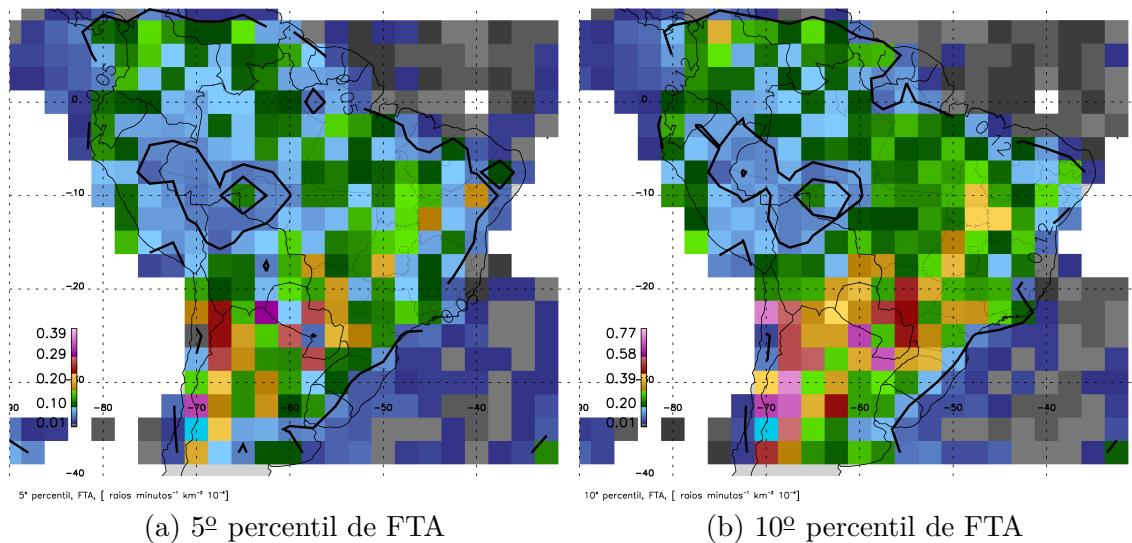


Figura 26: Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FTA a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

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 11.

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 26a e 26b, 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 27a e 27b, 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.

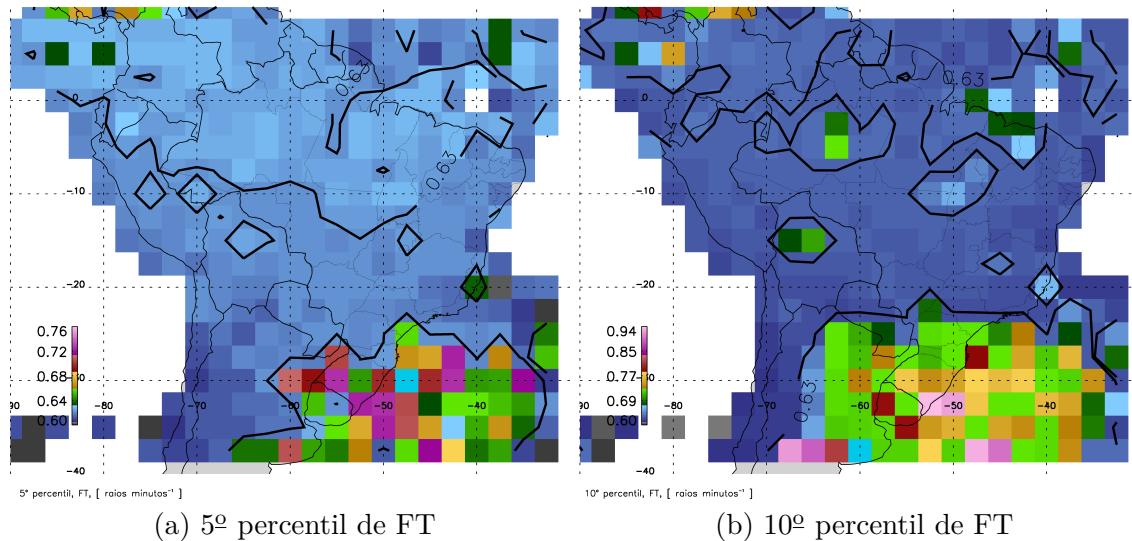


Figura 27: Distribuição espacial dos valores do 5º e 10º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

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 28 e 29.

Observa-se na figura 28a 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 11a. 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 28b, 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

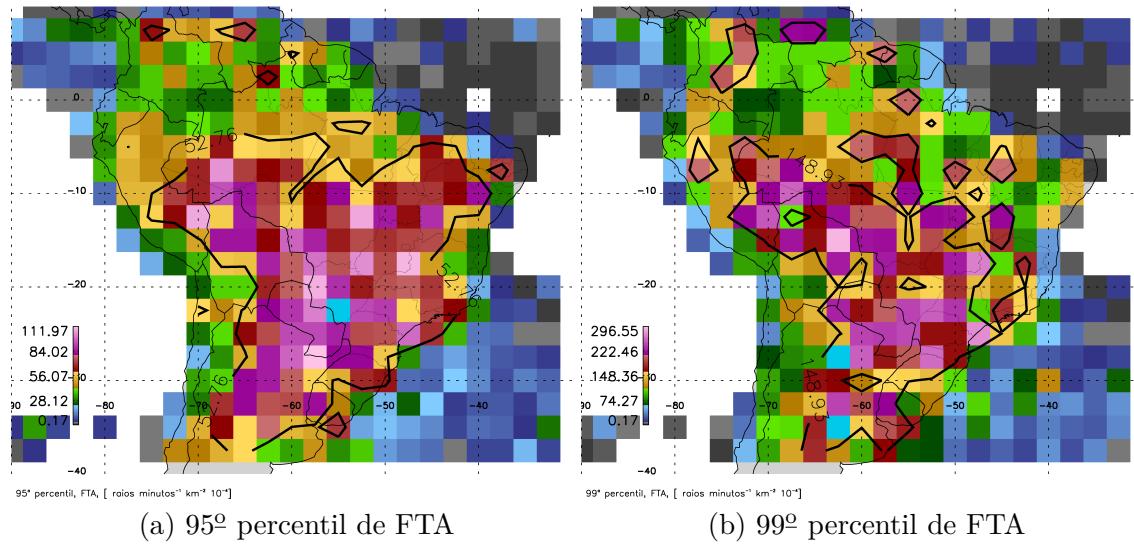


Figura 28: Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

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 28a e 28b, 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 28a e 28b.

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 29a e 29b, 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.

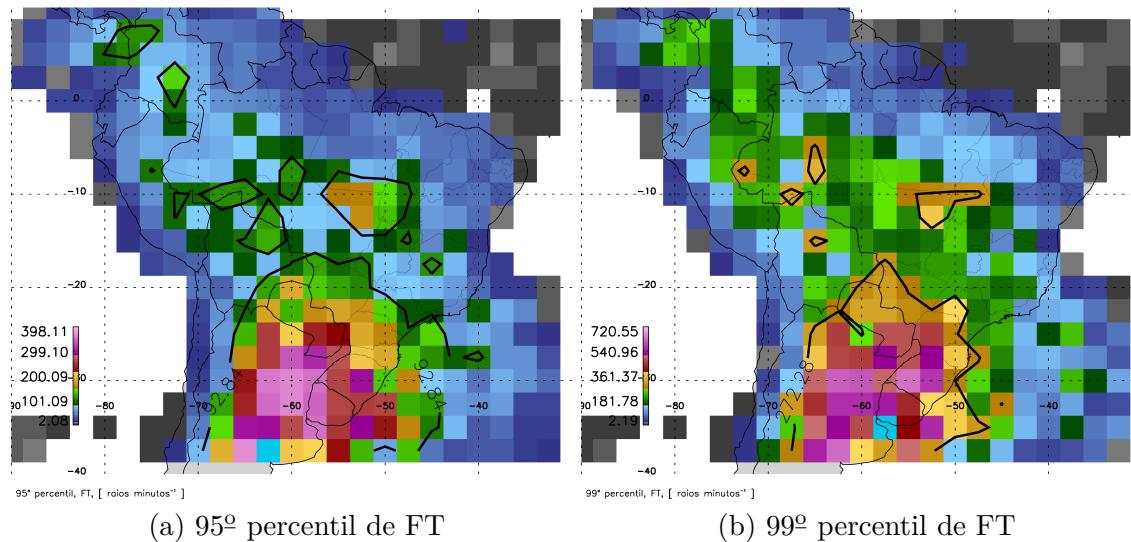


Figura 29: Distribuição espacial dos valores do 95º e 99º percentil da amostra de probabilidade do índice FT a cada região de 2.5 por 2.5 graus de latitude e longitude.

Os maiores valores do 95º e 99º percentil do índice FT, figuras 29a e 29b, 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.

APÊNDICE A - ARTIGO SUBMETIDO

Este artigo foi submetido em 2012, porém recusado, pela revista *Atmospheric Research* edição especial para a *International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE)* realizada em 2011 no Rio de Janeiro. Participei da ICAE 2011 apresentando dois trabalhos na forma de pôster.

from: "Atmospheric Research" <editor_atmosres@unileon.es>
to: evandro@model.iag.usp.br
subject: A manuscript number has been assigned: ATMOSRES-D-12-00171
date: 29 Feb 2012 19:02:16 +0000
sender: ees.atmosres.0.17899d.c05ab4c2@eesmail.elsevier.com

Ms. Ref. No.: ATMOSRES-D-12-00171

Title: On the Brazilians thunderstorms morphology: stroke rate and the 3D precipitation structure.

Atmospheric Research

Dear Evandro,

Your submission entitled "On the Brazilians thunderstorms morphology: stroke rate and the 3D precipitation structure." has been assigned the following manuscript number: ATMOSRES-D-12-00171.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/atmosres/>.

Your username is: emanselmo

If you need to retrieve password details, please go to: http://ees.elsevier.com/atmosres/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Jose Luis Sánchez, Ph D.

Editor-in-Chief

Atmospheric Research

For further assistance, please visit our customer support site at <http://support.elsevier.com>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

On the Brazilians thunderstorms morphology: stroke rate and the 3D precipitation structure.

Evandro M. Anselmo^{a,*}, Carlos A. Morales^a

^a Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Science of USP, São Paulo-SP, 12227-010, Brazil

Abstract

This study presents results on the thunderstorms morphology based on the 1998/01-2010/12 Tropical Rainfall Measurement Mission – TRMM observations, more specifically the Lightning Imaging Sensor – LIS and the 3D precipitation structure measured by the Precipitation Radar – PR. LIS lightning flashes served as proxies to extract the radar reflectivity profiles. Later, with the database of coincident measurements, an analysis was conducted to investigate the main features associated with flashes that have different stroke rates. It is found that weak activity, i.e., only one stroke is associated with radar reflectivity below 20 dBZ between 7-10 km height. Moderate stroke rate (2-20 groups) show higher concentration of 20-25 dBZ between 5-8 km and flashes with rates above 20 strokes have Z values above 30 dBZ in the mixed region.

1. INTRODUCTION

Lightning flash rates are used to define the severity of thunderstorms in the absence of other meteorological measurements. According to several studies, lightning flash rates are proportional to integrated ice content or ice aloft. Since the launch of TRMM satellite it has been possible to depict both lightning activity with the lightning imaging sensor (LIS) and ice content with the precipitation radar (PR). As a matter fact, Zipser et al. (2006) showed the location of the most intense thunderstorm around the tropics, and correlated with some precipitation features. Their results also showed that in South America, more specific North Argentina, Paraguay and South/Southwest Brazil we can find most on the intense thunderstorms. As a consequence, this study will focus on the South American thunderstorm, i.e., we want to understand what are the main features (vertical precipitation structure) associated with different stroke (group) rates and flash duration.

2. DATA AND METHODOLOGY

This study uses two measurements to characterize the lightning activity: a) vertical radar reflectivity profiles from TRMM-2A25 (Kummerow et al., 1998; GES DISC - NASA, 2011), and lightning flashes (groups, events and duration) as observed by LIS. We have used the period between 2007/09 and 2009/12 for this analysis.

Lightning Imaging Sensor – LIS is an optical sensor that detects the momentary brightness changes in the clouds associate with the emission that results from the dissociation, excitation and recombination of atmospheric constituents, in response to occurrence of lightning (Christian et al., 1992). Each lightning flash identified by LIS is composed of several parameters as follow: number of events that represent the number of illuminated pixels in the LIS CCD, number of groups – number of events grouped (may be interpreted as individual lightning strokes) and time duration of the flash in milliseconds.

The LIS data were obtained from web site <http://thunder.msfc.nasa.gov/>, where search tools aloud the selection of region defined as 10N-40S and

* Corresponding author address: Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 05508-090, Brazil, e-mail: evandro@model.iag.usp.br, phone: (55)-(11)-3091-4675.

Email addresses: evandro@model.iag.usp.br (Evandro M. Anselmo), morales@model.iag.usp.br (Carlos A. Morales)

91W-30W, which covers almost all of South America and Central America.

Based on the lightning positions (latitude and longitude) detected by LIS, we extract the nearest ($<5\text{km}$) 2A25 pixel and create a database. So for each LIS lightning flash in this database we have a correspondent radar reflectivity vertical profile and additional lightning information: number of groups and events, and flash duration.

3. RESULTS

Based on the database created, we selected the profiles that have only one group, 2 and 20 and more than 20 groups. As explained before, groups could be associated with strokes. With these profiles we created 2D histograms that can reveal the main precipitation feature. The histograms are binned for radar reflectivity (1 dBZ) and altitude (0.25 km) and correspond the relative frequency of occurrence of given radar reflectivity value to be found at an altitude Z. The 2D histograms are shown on Figures 1 and the color contour plots the relative frequency of occurrence (%) at each vertical level (Yuter and Houze Jr., 1995).

Based on these results it is possible to identify most of the profiles are associated with high concentration of ice aloft (7-10 km) and strong pre-

4. CONCLUSIONS

The preliminary results showed that lightning flashes that have different groups or events could be associated with different radar reflectivity profiles. For instance, flashes that consisted of only one stroke show high concentration of low Z values around 7-10 km height, which indicates weak convection or stratiform portion. For flashes with 2-20 strokes, there is an relative increase in Z, i.e., 20-32 dBZ between 5-8 km. As this region represents the main charge center, the appearance of high ice concentration could cause the increase number of groups. Finally, for cases with more than 20 groups, the enhancement is more evident because is found higher concentration values greater than 30 dBZ in the mixed region. Both groups also present high Z below freezing level.

Considering the total flash in this analysis, 65,5 % are associated with convective certain formation in accordance with rain type classification of 2A25-TRMM product. Flashes with only one

cipitation below the freezing level, a strong characteristic of convective pixels. By group separation, i.e. low and high stroke multiplicity; it is possible to detect some interesting features. For the systems that have only on stroke, the vertical profiles show high concentration of 18-23 dBZ between 6 and 10 km that can indicate the presence of low ice concentration. Those profiles are similar to stratiform regions and could be correlated to the cases found by Albrecht et al. (2010). In another hand, as the number of strokes increase, it increase the concentration of ice in the mixed region (5-8 km), as Z value between 20 and 25 dBZ are found. The higher stroke rates have even higher concentration at 30 dBZ and stronger echoes below the freezing level, indicating severe thunderstorms.

The spatial probability distribution of the flashes occurrence that have different stroke rates, is shown in figure 2. In general the probability of lightning flash occurrence increase in South Colombia, Northwest Venezuela and North Argentina. In Brazil the lightning flash is more frequent in regions South, Southwest, North of Central West and some grid points in North. When separate for different stroke rates, flashes with groups between 1 and 20 and above 20, are distributed similar to the total, while flashes with groups equal to 1 present most probability of occurrence in South of Study area.

group are associate with more highest percentage of stratiform formation than others stroke rates, and have a highest probability of occurence in North Argentina, Paraguay, South/Southwest and South Coast Brazil. In North Brazil, flashes with groups between 1 and 20 are most frequent. Groups above 20 focus in regions where happen thunderstorm with the highest flash rates in South America as per shown Cecil et al. (2005).

For future work, we intend to improve the extraction algorithm developed and extend the review period for the entire database of the LIS and 2A25 product available.

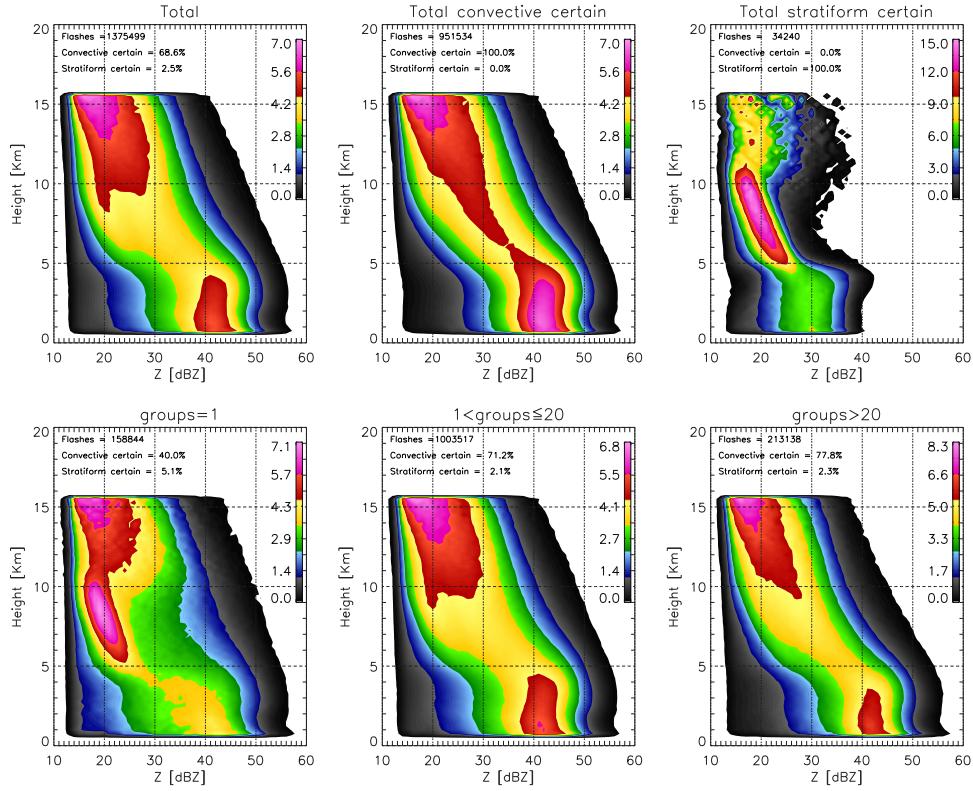


Figure 1: Histogram 2D of the contoured relative frequency (%) of occurrence by altitude.

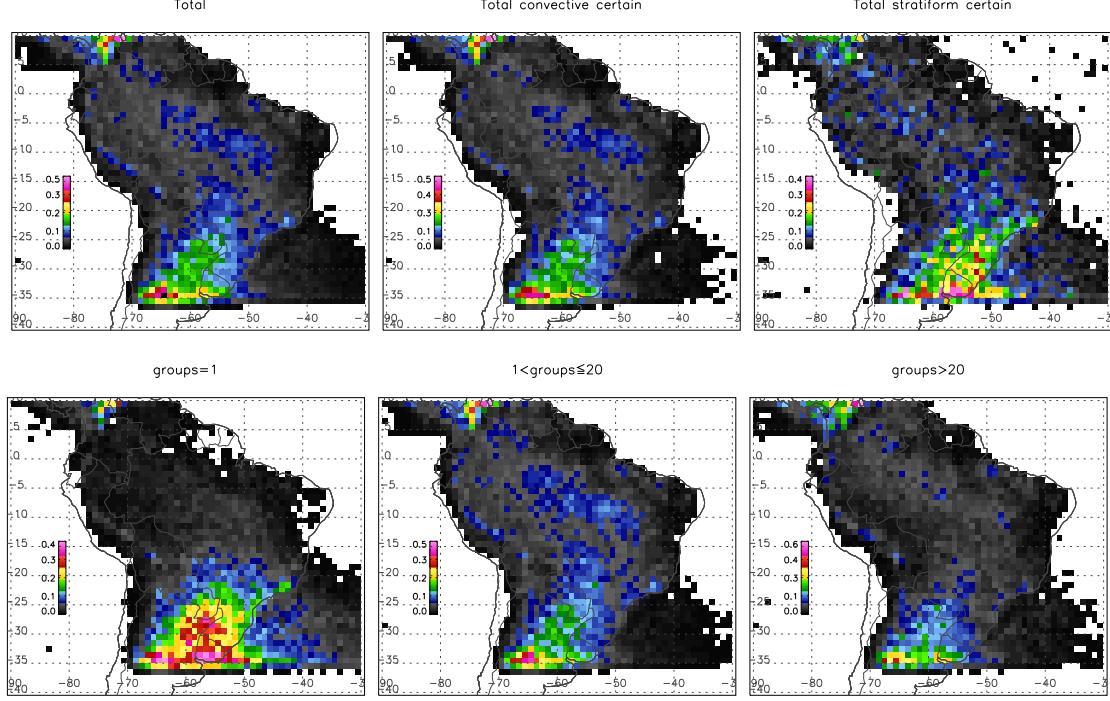


Figure 2: Spatial probability distribution of the flashes occurrence.

5. REFERENCES

- Albrecht, R. I., Gopalan, K., Wang, N., Bruning, E. C., Goodman, S. J., Ferraro, R. R., Dec. 2010. Total lightning flash characteristics observed from TRMM Lightning Imaging Sensor (LIS) and their relationship with regional convection and precipitation type. AGU Fall Meeting Abstracts, A263-.
- Cecil, D., Goodman, S., Boccippio, D., Zipser, E., Nesbitt, S., 2005. Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics. *Mon. Wea. Rev.* 133, 543–566.
- Christian, H. J., Richard, J. B., J., G. S., 1992. Lightning Imaging Sensor (LIS) for the Earth Observing System. Marshall Space Flight Center, Alabama, nASA Technical Memorandum TM-4350.
- GES DISC - NASA, 2011. Trmm product level 2a precipitation radar (pr) rainfall rate and profile.
URL <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation-documentation/TRMMREADME/TRMM2A25readme.shtml>
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., Simpson, J., 1998. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15, 809–817.
- Yuter, S. E., Houze Jr., R. A., 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *J. Appl. Meteor.* 123, 1941–1963.
- Zipser, E., Cecil, D., Liu, C., Nesbitt, S., Yorty, D., 2006. Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 87, 1057–1071.

APÊNDICE B - TRABALHOS APRESENTADOS EM CONFERÊNCIAS

Foram 5 trabalhos apresentados em 3 conferências internacionais: 2 trabalhos apresentados como primeiro autor, na *International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE)* no Rio de Janeiro em 2011; 1 trabalho apresentado como primeiro autor na *16th International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP)* realizada em Leipzig, Alemanha em 2012; 2 trabalhos apresentados como primeiro autor, na *International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE)* em Norman, OK, Estados Unidos em 2014.

Irei listar apenas os dois trabalhos mais relevante os quais foram apresentados e discutidos mais recentemente na ICAE 2014 e estão sendo aprimorados para a submissão de um artigo para revista.

Severe Thunderstorms as observed from TRMM PR and LIS in South America

Evandro M. Anselmo^{1*} and Carlos A. Morales¹

¹Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Science of USP, São Paulo-SP, Brazil.

ABSTRACT: Thunderstorms might be associated with severe weather conditions and lightning flash rates could be used as indicative of storms severity. Although the high lightning flashes rates are associated with huge thunderstorms, these storms might not be very convective intense, i.e., large rain volumes and intense vertical precipitation profiles. To explore those storms, this work identifies the severe thunderstorm based on 14 years of Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Lightning Imaging Sensor and Precipitation Radar (PR) observation over South America. The thunderstorms were defined as clouds that had LIS flashes observed in a cluster delineated by the $10.8 \mu\text{m}$ of TRMM Visible and Infrared Scanner (VIRS) brightness temperature (Tb) threshold of 258 K. Over this time frame a total of 96281 thunderstorms were identified with at least one valid PR vertical profile. To cluster the thunderstorms according to its severity it was necessary to normalize the flash rate by the LIS view time (FT) and the cloud area (FTA – km^2). At the 90% level, it was found that the most severe thunderstorm had flash rates above $15 \text{ flashes sec}^{-1}$ were associated with thunderstorm that had an area of 10^5 km^2 (radius $\sim 178 \text{ km}$), while the highest flashes rates per area had a maximum of $0.036 \text{ flashes km}^{-2}\text{sec}^{-1}$ and were associated with clusters of 10^2 km^2 (radius – 12.6 km^2). By analyzing the radar reflectivity (Z) profiles it was found that highest FTA had the highest convective fraction and Z values at each level and development above 10 km height. For the FT though, it was found that the highest values had higher stratiform fraction and the lightning activity extension increased with cluster size. The FTA thunderstorm have stronger accretion process than FT, mainly in the southern region of South America. When we compare northern and souther thunderstorms, we see that the northern ones have a enhanced aggregation process and weaker accretion process when compared to the southern. To depict the thunderstorms it was found that the FTA index is more efficient to identify the regions with more severity.

INTRODUCTION

Nesbitt et al. [2000] introduced a methodology that clustered Precipitation Features (PF) by using TRMM Microwave Imager (TMI) and PR. In this work, they analyzed the PF with and without ice scattering signatures at the 85 GHz channel and found that African thunderstorms have more lightning and ice scattering than the South American ones. On the diurnal cycle analysis, they found that PFs with ice signature have well defined cycle, i.e., a maximum during the afternoon and over the continent. Over the ocean no time dependency was found during the diurnal cycle.

Later, *Cecil et al.* [2005] explores the PF dataset (*Nesbitt et al.* [2000]) and ordered by the flash rate. In this work they have found that only 10%(1%) of PFs over continent (ocean) had lightning. Moreover, higher flash rates were associated with large PFs. Finally, in South America (SA) the systems with more intense convection and more lightning production were located at southern SA,i.e., Argentina, Paraguay, Uruguay and southern Brazil.

Zipser et al. [2006] explored the PF database based on different methods (vertical reflectivity profiles, 85 GHz and 37 GHz ice signatures and flash rates) to search for the severe thunderstorm along the globe in order to make a census. They found that all the methodologies appointed the south of SA is the region

*Corresponding author, email: evandro.anselmo@iag.usp.br, Postal address: Rua do Matão, 1226 - Cidade Universitária São Paulo-SP - Brasil - 05508-090

where it is found the most intense convection. Furthermore, the time of more frequent intense convection over land was between 15-16h local time.

In order to depict the main characteristics of the severe thunderstorms in South America, this study uses 14 years of TRMM PR, VIRS and LIS measurements. The thunderstorm severity is analyzed individually by the flash rate and flash rate normalized by area. Later, the severe thunderstorms observed by these 2 categories are analyzed in terms of the vertical PR profiles to seek a better understanding of the precipitation process and further effects on cloud electrification.

THUNDERSTORM DATABASE

The thunderstorms, clouds that have at least one lightning flash during its lifetime duration, have been identified by contiguous pixels that have a brightness temperature below 258 K in 10.8 μm VIRS channel and a least one LIS flashes [Morales and Anagnostou, 2003].

For this study, we have downloaded 14 years (1998-2011) of TRMM 1B01 and 2A25 version 7 and LIS (flash, group, events and view time) data from NASA ftp server (<ftp://disc2.nascom.nasa.gov/ftp/data/s4pa/>). The data extraction was limited to an area of 40S-10N and 90W-30W that would represent South America.

As each instrument on board TRMM has different footprint resolutions, we decided to establish a common grid of $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ to represent the thunderclouds as observed by VIRS, PR and LIS.

Therefore it is possible to identify the regions with coincident measurements and extract the thunderclouds. In this study, each thunderstorm is stored in a HDF file that has the following information:

- VIRS – 1B01 – latitude, longitude, Radiance – channel 4 (10,8 μm)
- PR – 2A25 – latitude, longitude, Corrected Z-factor, Rain Type
- LIS – latitude and longitude of, flashes, groups, events and View Time

Over these 14 years of measurements it was possible to identify 154,141 thunderstorms over South America, and due to the small swath of PR compared to VIRS, only 96,281 thunderstorm had a least one valid PR profile.

To characterize the severity of the thunderstorms we have computed the following parameters:

– Time flash rate (FT) defined as the ratio of number of flashes (N_{fl}) by the mean view time (VT_m) in the thunderstorm area extracted, which is similar to the precipitation features defined by Nesbitt *et al.* [2000].

$$FT = \frac{N_{fl}}{VT_m} 86400 [\text{fl day}^{-1}] \quad (1)$$

– Time flash rate normalized by the thunderstorm area (A_t) defined as FTA

$$FTA = \frac{N_{fl}}{VT_m A_t} 86400 [\text{fl day}^{-1} \text{ km}^{-2}] \quad (2)$$

In order to pull the severe thunderstorms, we will only analyze the thunderstorms that are above the 90th percentile. In that way, we have 2 severe thunderstorms groups: one for FT and one FTA.

To analyze the radar reflectivity (Z_{ef}) profiles associated with these 2 groups, we have computed the contoured frequency by altitude diagram (CFAD) [Yuter and Houze Jr., 1995] by assuming bins of 1 dBZ every 250 m altitude resolution. In each CFAD we present the fraction of convective, stratiform and other Z_{ef} profiles, the respective number of profiles in each CFAD (P), then number of profiles at the level of

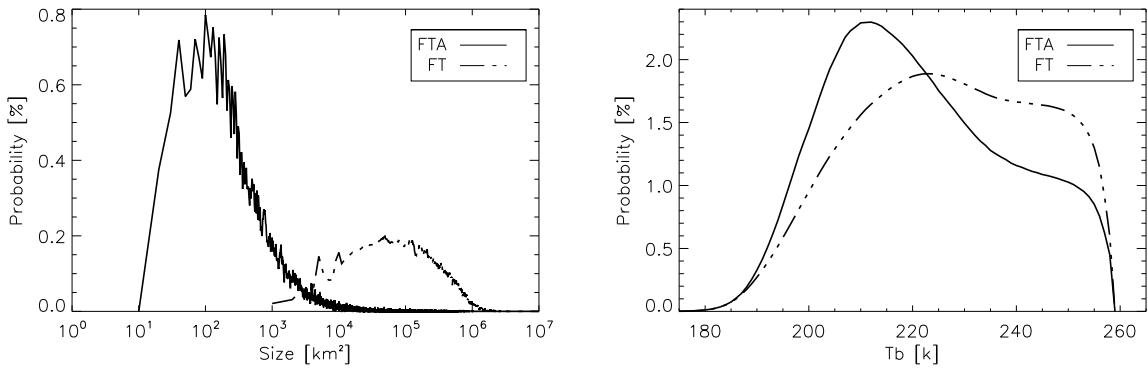


Figure 1: Probability density function of occurrence of sizes and VIRS brightness temperature for thunderstorms order by FTA and FT index.

maximum (Z_{ef}) (L) and the respective altitude of maximum Z_{ef} (H). Finally, only altitude levels with more than 10% of L were considered in the CFADs, guaranteeing a statistical representativeness.

To understand how the vertical Z_{ef} profiles are associated with the hydrometeor growth and electrification processes, the altitude level of each PR profile was converted in to temperature. For this conversion, we have used the NCEP RII reanalysis. So for each thunderstorm, we have extracted the temperature and geopotencial height profile to make the conversion and have created the contoured frequency by temperature diagram (CFTD) in addition to the cumulative CFTD (CCFTD).

SEVERE THUNDERSTORMS

General characteristics

Figure 1 presents the probability density functions of the severe thunderstorms defined by the 90th FT and FTA percentile. The PDFs are normalized by the thunderstorm size and cloud top temperature and it is possible to observe two distinct groups of thunderstorms.

The thunderstorms that have the highest FTA are 3 orders of magnitude smaller than the highest FT thunderstorms and are 10K colder, i.e, they are deeper.

The FT thunderstorms have large extension because as the cloud area increases the probability of having more lightning increases. So a thunderstorm with an area of 10^5 km^2 , is more likely to have more lightning flash than with a 10^2 km^2 . By normalizing by A_t , FTA represents a thunderstorm efficiency indexes.

By looking at the temperature distribution on Figure 1 it is noted that FTA is more liked to have cloud tops below 215 K, while the FT between 215 and 230 K. Since FTA represents small systems we would expect localized deep convection, while for FT we would expect large convective systems that show huge stratiform areas with few deep cloud tops [Houze Jr et al., 2007; Rasmussen and Houze, 2011]. In terms of rain type classification (TRMM PR classification), Figure not show, the FTA thunderstorms have 70% of convective area, while FTA only 20% which is consistent with the Tb and area pdfs of Figure 1.

Vertical Structure

To explore how the Z_{ef} vertical profile varies according to the severity of the thunderstorms, we computed the CFADs based on the profiles that had or not lightning for the FT and FTA groups, Figure 2. But instead of showing all the CFAD over the entire SA, we selected only 2 regions that were defined as

the most electrically active, i.e., highest lightning flash rate (40-30S and 70-60W) and highest thunderstorm frequency of occurrence (0-10N and 70-60W) [Anselmo and Morales, 2014].

It is possible to observe on Figure 2 that the precipitating areas that did not have lightning are more stratiform and have lower Z_{ef} (frequency of 2-10% in all altitude levels).

For the electric active areas, it is found a higher percentage of convective profiles and higher Z_{ef} values in all heights. For example, if we use only the levels with probability between 3-5% (green), the non-lightning profiles do not reach 38 dBZ (Figures 2a e 2c) while with lightning, Figures 2b e 2d, it reaches 50 dBZ.

Near the surface, the FT thunderstorms show moderate precipitation while the FTA thunderstorms show broader distributions but with higher Z_{ef} values. At high altitudes, the FTA groups are in general 1-1.75 km taller than the FT thunderstorms, which concurs with the temperature distribution (Figure 1). Around 5km, the FTA (figure 2b) thunderstorms are in general 1-3 dBZ stronger than the FT (figure 2d).

Precipitation and Electrification Processes

The previous sub-section showed how the vertical profiles vary with height, but to understand why some portions of the thunderstorm has lightning or not, we would need to explore the charge centers. As this information is not available, we could investigate instead which precipitation processes are involved since the charge transfer depends on temperature, liquid water content, hydrometeor size and concentration, terminal velocity and updraft (Takahashi [1978]; Saunders *et al.* [1999]) In that way, we computed CFTD for FTA and FT and the correspondent CCFTD. Then we evaluated the rate of change of Z_{ef} with temperature (dBZ/ $^{\circ}$ C) for the quintiles of 30%, 50%, 70% e 95% observed on the CFTD distributions (not shown), figure 3a.

At 0 $^{\circ}$ C Z_{ef} , figure 3a, it is possible to note that FT thunderstorms present at least 0.2 dBZ/ $^{\circ}$ C more than the FTA. As FT have large stratiform area (3.7% higher, figure 2), it is possible to state that more snowflakes are melting, thus increasing Z_{ef} . Between -5 $^{\circ}$ C e -18 $^{\circ}$ C though, the rate of Z_{ef} change for FTA is more pronounced than FT which can be attributed to a more efficient accretion process. If we consider Takahashi [1978] and Saunders *et al.* [1999] work, we would expect more charge transfer on this region, thus more lightning.

As the profiles are more severe (higher quintiles), the rate of change gets colder for both thunderstorm distributions. At 95% the maximum rate is at -12 $^{\circ}$ C for FTA and -8 $^{\circ}$ C for FT, while at 50% is at 7 and 8 km respectively. This result might indicate that FTA thunderstorms have large mixed regions when compared to FT thunderstorms, thus promoting more hail and graupel.

Now when we compare the two regions, i.e., the highest lightning rate [Cecil *et al.*, 2005; Albrecht *et al.*, 2010], 40-30S and 70-60W (figure 3a with the 0-10N and 70-60W (figure 3b) we do see significant differences on the rate of change of de Z_{ef} with temperature.

First, by comparing both areas it is possible to observe that in between -25 $^{\circ}$ C and -40 $^{\circ}$ C the northern (Figure 3b) area presents higher dBZ/ $^{\circ}$ C rates than the southern one, Figure 3a, while at southern storms the rate of change is more pronounced between the levels of 0 and -15 $^{\circ}$ C.. These results indicate that in the south, the accretion is the main mechanism while in the north the aggregation.

In the northern thunderstorms the FT systems presented higher rates of change between -5 $^{\circ}$ C and -12 $^{\circ}$ C than the FTA, which could be an indication that more super-cooler liquid water droplets could be presented in this layer, and consequently producing more graupel and hail.

CONCLUSIONS

A group of thunderstorms sorted by the flash rate per km² show that in the 90th percentile the largest FTA have less lightning flashes and are smaller than the FT systems with the highest flash rates. When

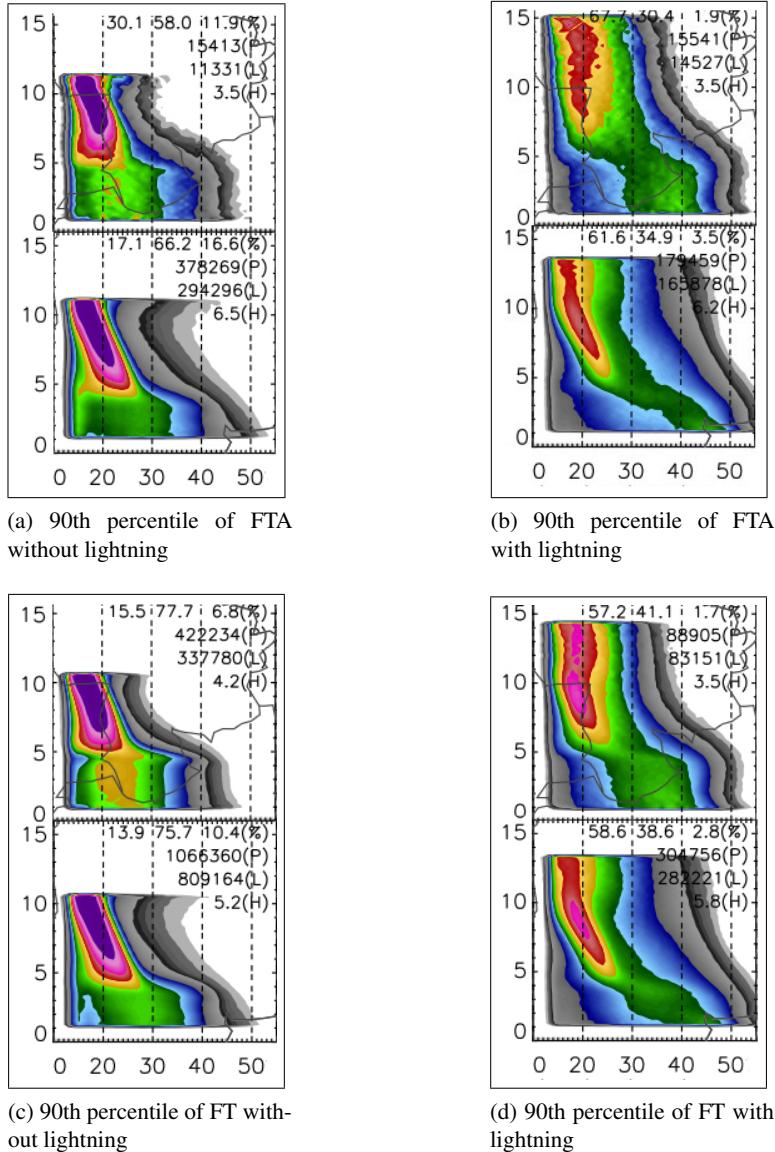


Figure 2: Contour frequency by altitude diagram for thunderstorms order by 90th of percentile of FTA and FT for the South America in each $10^\circ \times 10^\circ$. The precipitation profiles from PR-TRMM (1998-2011) were separated by with and without lightning. In each box we can check the percentage of convective, stratiform and others profiles respectively marked by (%), (P) the numbers of profiles computed, (L) the number of occurrence of reflectivity on level of maximum occurrence and (H) the level of maximum occurrence.

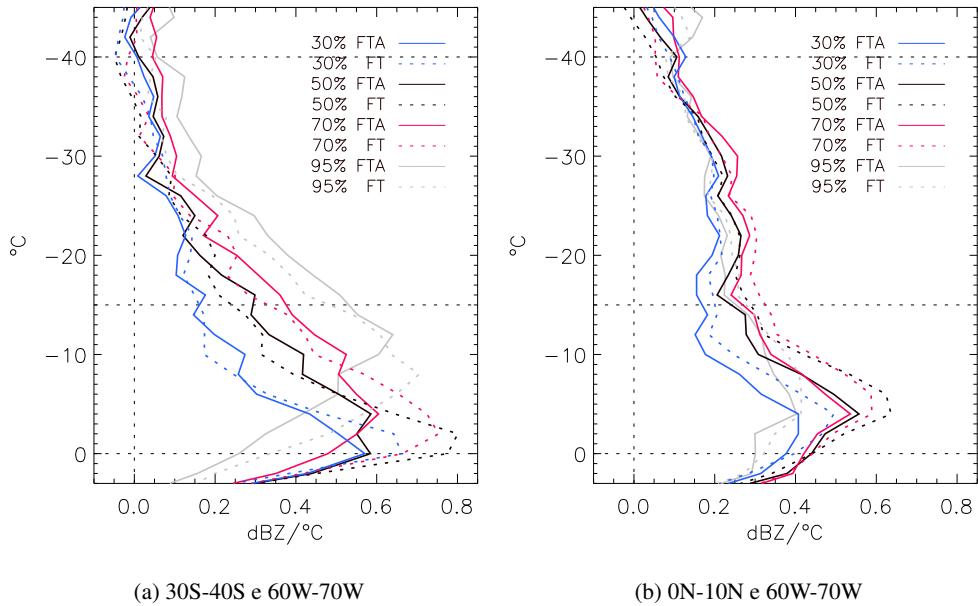


Figure 3: Derivatives contour line of frequency by temperature (CFTD) diagram for quintiles of 30%, 50%, 70% and 95%.

looking at the convective fraction, FTA have 50% more area than FT.

Although the FT thunderstorm have highest number of lightning flashes, the PR vertical profiles showed that in those systems the aggregation process dominate while in the FTA systems the accretion.

When normalizing by the temperature, it was possible to find that FTA thunderstorm have stronger accretion process than FT. When we compare northern and souther thunderstorms, we see that the northern ones have an enhanced aggregation process and weaker accretion process when compared to the southern.

Those results could explain why we do observed the highest flash rates over the southern part of South America, i.e., because they have an efficient accretion mechanism when compared to the region we found the most thunderstorm that does not produce so much lightning because it has a better aggregation process.

ACKNOWLEDGMENTS: This work partly funded by CAPES PROEX program and CNPq for the PhD grant. The authors would like to thank MSFCNASA for providing LIS data set and GSFCNASA for providing TRMM dataset. Finally we would like to thank Dr. Rachel Albrecht for the LIS viewtime data set.

References

- Albrecht, R. I., K. Gopalan, N. Wang, E. C. Bruning, S. J. Goodman, and R. R. Ferraro, Total lightning flash characteristics observed from TRMM Lightning Imaging Sensor (LIS) and their relationship with regional convection and precipitation type, *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. A263+, 2010.
- Anselmo, E. M., and C. A. Morales, Seasonal and Diurnal Cycle of the thunderstorms observed in South America, *ICAE 2014*, 2014.
- Cecil, D., S. Goodman, D. Boccippio, E. Zipser, and S. Nesbitt, Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 543–566, 2005.
- Houze Jr, R. A., D. C. Wilton, and B. F. Smull, Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 1389–1411, 2007.
- Morales, C. A., and E. N. Anagnostou, Extending the capabilities of high-frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations, *J. Hydrometeor*, 4, 141–159, 2003.
- Nesbitt, S. W., E. J. Zipser, and D. J. Cecil, A Census of Precipitation Features in the Tropics Using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations, *Journal of Climate*, 13, 4087–4106, 2000.
- Rasmussen, K. L., and R. A. Houze, Orogenic Convection in Subtropical South America as Seen by the TRMM Satellite, *Monthly Weather Review*, 139, 2399–2420, 2011.
- Saunders, C., E. Avila, S. Peck, N. Castellano, and G. A. Varela, A laboratory study of the effects of rime ice accretion and heating on charge transfer during ice crystal/graupel collisions, *Atmospheric Research*, 51, 99–117, 1999.
- Takahashi, T., Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536–1548, 1978.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity, *J. Appl. Meteor.*, 123, 1941–1963, 1995.
- Zipser, E., D. Cecil, C. Liu, S. Nesbitt, and D. Yorty, Where are the most intense thunderstorms on earth?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1057–1071, 2006.

Seasonal and Diurnal Cycle of the thunderstorms observed in South America

Evandro M. Anselmo^{1*} and Carlos A. Morales¹

¹Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Science of USP, São Paulo-SP, Brazil.

ABSTRACT: This study describes the daily lighting cycle and the annual thunderstorm distribution as observed by the Precipitation Radar (PR), the Visible and Infrared Scanner (VIRS) and the Lightning Imaging Sensor (LIS) on board the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite over South America. Based on a TRMM measurements from 1998 through 2011, a database of individual thunderstorms have been created in the area of 10N-40S and 90-30W. To cluster individual thunderstorms, VIRS 10.8 μm channel is used to delineate the clouds and LIS is employed to check if it has lightning (thunderstorm) or not. Clustering the observed thunderstorms on 10×10 degree grid boxes it was possible to observe a season variation between south and north hemisphere.

INTRODUCTION

Nesbitt et al. [2000] introduced a methodology that clustered Precipitation Features (PF) by using TRMM Microwave Imager (TMI) and PR. In this work, they analyzed the PF with and without ice scattering signatures at the 85 GHz channel and found that African thunderstorms have more lightning and ice scattering than the South American ones. On the diurnal cycle analysis, they found that PFs with ice signature have well defined cycle, i.e., a maximum during the afternoon and over the continent. Over the ocean no time dependency was found during the diurnal cycle.

Later, *Cecil et al.* [2005] explores the PF dataset (*Nesbitt et al.* [2000]) and ordered by the flash rate. In this work they have found that only 10% (1%) of PFs over continent (ocean) had lightning. Moreover, higher flash rates were associated with large PFs. Finally, in South America (SA) the systems with more intense convection and more lightning production were located at southern SA,i.e., Argentina, Paraguay, Uruguay and southern Brazil.

Zipser et al. [2006] explored the PF database based on different methods (vertical reflectivity profiles, 85 GHz and 37 GHz ice signatures and flash rates) to search for the severe thunderstorm along the globe in order to make a census. They found that all the methodologies pointed the south of SA is the region where it is found the most intense convection. Furthermore, the time of more frequent intense convection over land was between 15-16h local time.

In this paper, we seek to identify the region of most intense thunderstorms as well as the thunderstorm diurnal cycle over South America. The thunderstorms have been defined as clouds with brightness temperature below 258 K in the VIRS 10.8 μm channel and had at least one LIS flash [*Morales and Anagnostou*, 2003].

To explore the thunderstorm activity in SA, this study uses 14 years of TRMM measurements (1998 up to 2011). Based on the criteria defined priorly, it was possible to observe 154,141 thunderstorms over SA (10N-40S and 90-30W). Based on this thunderstorm database, this study presents an analysis of diurnal and annual cycle and how the thunderstorm activity is related to the flash density over South America.

*Corresponding author, email: evandro.anselmo@iag.usp.br, Postal address: Rua do Matão, 1226 - Cidade Universitária São Paulo-SP - Brasil - 05508-090

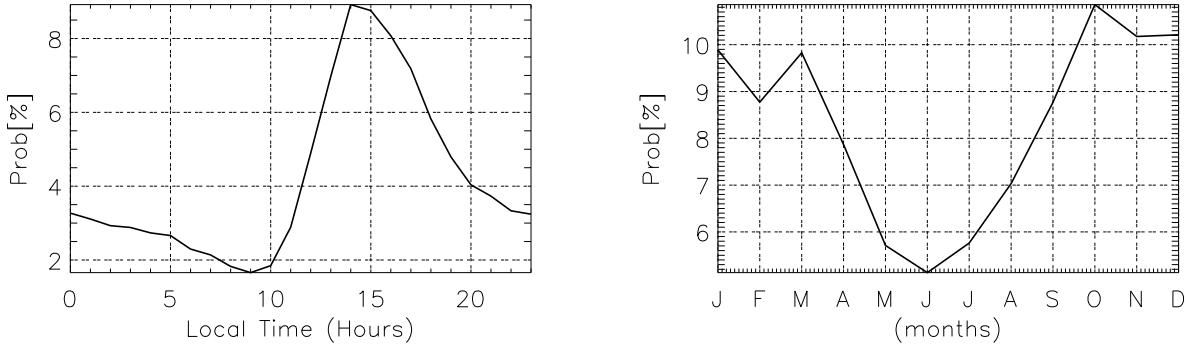


Figure 1: Diurnal and annual cycle for TRMM thunderstorm observed over South America between 1998 and 2010.

DIURNAL AND ANNUAL CYCLE

To evaluate how the thunderstorm activity vary in South America, the occurrence time of the individual thunderstorm extracted are converted to local time according to its longitude location, Figure 1. On Figure 1 it is shown the frequency of occurrence of thunderstorms as a function of local time and month.

On Figure 1 it is possible to observe that the highest lightning activity in SA occurs between 14-15 LT, which shows that the diurnal heating and the increase of boundary layer height are key elements for thunderstorm development. Additionally it reveal that it is 4.6 times more likely to have thunderstorm in this time than other periods of the day.

In terms of annual cycle, it is possible to note that the thunderstorm activity initiates in September and remains until March, Figure 1. The highest probability of occurrence is found in October, where we have a transition between dry and wet season. During this time of the year, it is common to observe Mesoscale Convective Systems (MCS) and Meso-scale Convective Complex [Durkee and Mote, 2009] in the Amazon basin, north of Argentina, Paraguay and Bolivia. Between summer time, December-March, the thunderstorm activity is related mainly with solar irradiation and available moisture.

Figure 2 shows the thunderstorm activity diurnal cycle for individual 10° by 10° grid boxes over South America. The frequency of occurrence has been normalized by the total number of thunderstorms observed, i.e., 154,141.

These results show clearly the diurnal heating over continental areas, bi modal distributions over the ocean and Colombia and Venezuela. The region bound by $0-10N$ and $80-70W$, shows at 5 UTC the highest thunderstorm activity of the entire South America (0.4, which means 616 thunderstorms). In this region we find pronounced topography surrounded by lakes that produce a lake/valey (Lake Maracaibo) and valey/mountain circulations and the influence of ITCZ (Colombia) that promote a more efficient nocturnal thunderstorm activity.

In the Atlantic Ocean, $0-10N$ and $50-30W$, the ITCZ triggers the electrical activity that is concentrated during nighttime, but with low probability of occurrence.

Further south, $40-30S$ and $70-60W$, in the extra-tropics, Cordoba mountains together with the low level jet (LLJ) that transports moisture and warm air from the Amazon basin and the frontal systems that brings cold and dry air produces the MCS that are more often to be developed during the night or day but lasting several hours or days [Durkee and Mote, 2009].

In terms of annual cycle, Figure 3, we do observe a seasonal dependence, i.e., over the northern hemi-

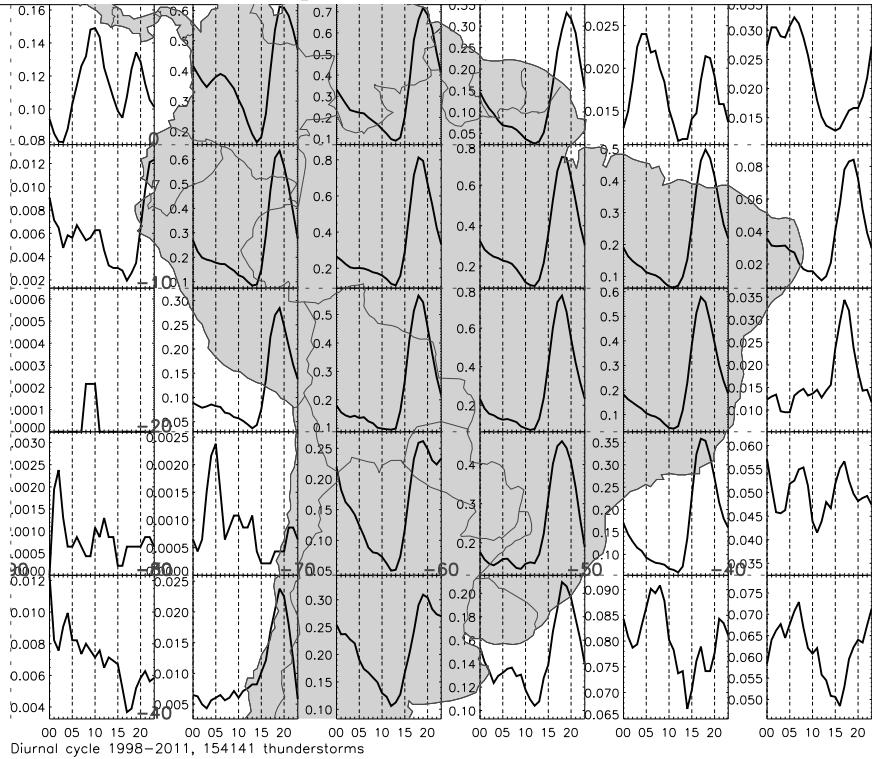


Figure 2: Diurnal cycle of thunderstorm in each 10 x 10 degrees.

sphere more thunderstorms during June-August while in the South Hemisphere more between November-March.

In the region of severe thunderstorms found by *Cecil et al. [2005]; Zipser et al. [2006]*(70-60W and 40-20S), it is found a short and very well defined season. Between May and August there isn't almost none thunderstorm activity, but as the wet season and summer becomes active the LLJ intensities and triggers the development of deep convection.

SPATIAL DISTRIBUTION E LIGHTNING DENSITY

The distribution of lightning flashes on LIS is strongly dependent on the view time, i.e., the more time TRMM passes over one area the higher is the chance to observe thunderstorms. On Figure 4 it is presented the cumulated LIS view time over the 14 years of measurements used in this study, and it is possible to see that the southern regions samples 10 more days than in the tropics. Therefore, any statistics that does not take into account the number of TRMM visits might be tendentious.

To avoid this artifact the results on Figure 5 have been normalized by the area observed and view time, i.e., so we have the number of thunderstorms per area per time and number of flashes per area per time.

On Figure 5 it is possible to observe that in the northern South America we observe most of the thunderstorms (Colombia and central Amazon basin) but most intense lightning flash rate is found in the southern part of South America. Thus we can say that southern thunderstorms are more lightning efficient than the northern ones. For instance, in the Amazon region where have a flash density higher than $36 \text{ flash km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ we found more than $150 \text{ thunderstorms km}^{-2} \text{ year}^{-1}$. In northern Argentina and Paraguay the same flash rate is related with no more than $60 \text{ thunderstorms km}^{-2} \text{ year}^{-1}$. These results evidence that

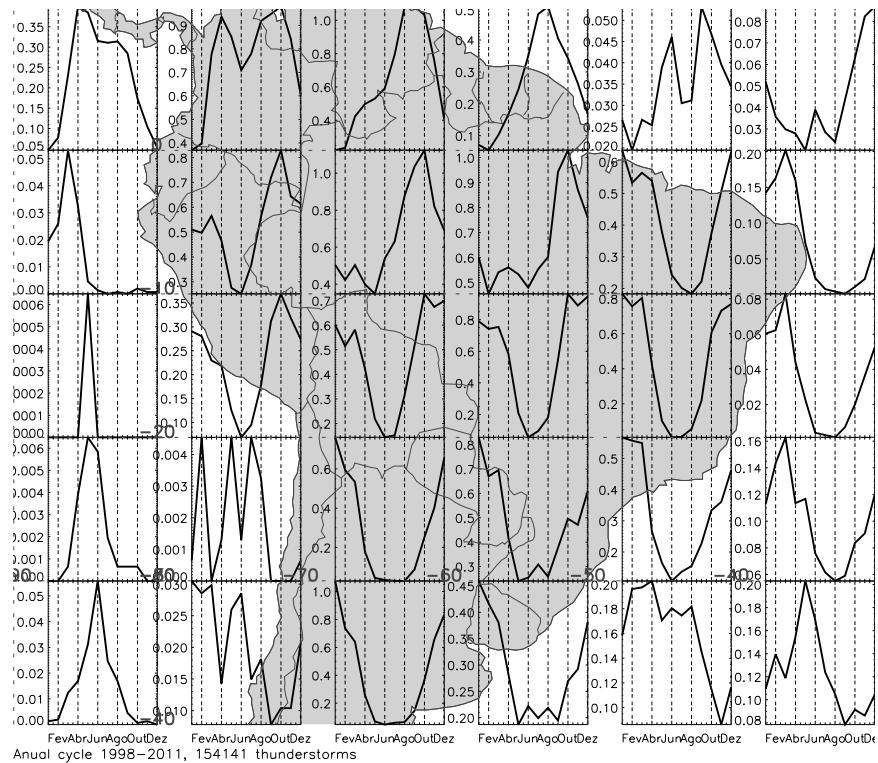


Figure 3: Annual cycle of thunderstorm in each 10 x 10 degrees.

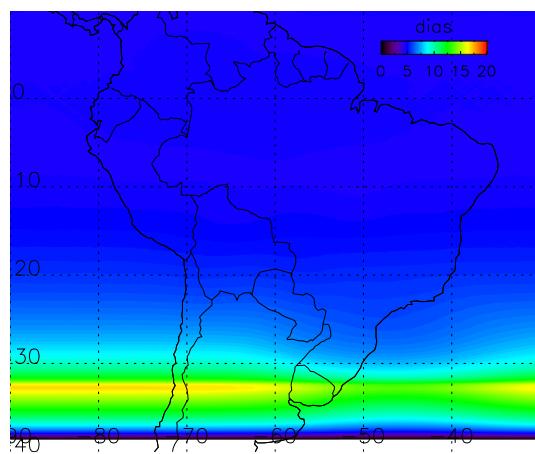


Figure 4: LIS View Time (days) accumulated for 14 years, 1998-2011.

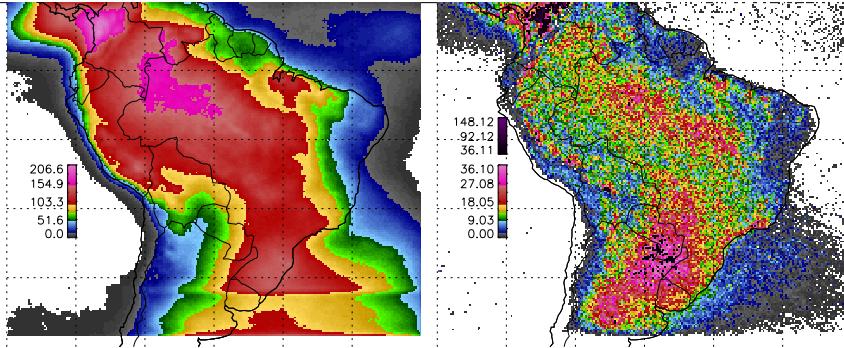


Figure 5: Total spatial density of thunderstorm [$\text{km}^{-2} \text{ year}^{-1}$] and flash [$\text{km}^{-2} \text{ year}^{-1}$].

southern thunderstorms are more electrical efficient than the ones in the northern area.

Finally on Figure 6 we inspect the seasonal variability (DJF, MAM, JJA, SON) of the thunderstorm activity and flash rates. During summertime, we observed a lot of thunderstorm activity in the Amazon until southeast Brazil, but the highest flash rate is observed in Argentina and Paraguay, which is consistent with Figure 5 results. During the transition periods, though, MAM and SON, the regions with highest thunderstorm activity present the highest flash rates, while during the winter time, JJA, it moves to Colombia. These results are indicating that MCS and deep isolate convection are more efficient in producing lightning than other systems.

CONCLUSIONS

This study presented an analysis of the diurnal and annual thunderstorm activity over South America based on TRMM measurements. It was found that thunderstorms are more likely to develop at 2-3 pm local time.

Nighttime thunderstorms are more likely to be found in the Pacific and Atlantic Ocean and near the Andes like Colombia and enhanced topography surrounded by lake/valleys in Venezuela, or Cordoba mountains in Argentina. The remaining areas the daytime heating is the main factor to create unstable atmosphere.

The regions with most of the thunderstorm activity is not the same as the highest lightning flash rates. In the Amazon region, the highest flash rates $\text{km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ are associated with higher thunderstorm activity than in Argentina and Paraguay. Southern thunderstorms produce 40% more flashes $\text{km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ than the northern ones.

The highest flash rates are located in Argentina and Paraguay where both LLJ and frontal system act to develop MCS and create a transition region.

Finally the transition from dry to wet season (fall) shows the highest production of lightning.

ACKNOWLEDGMENTS: This work partly funded by CAPES PROEX program and CNPq for the PhD grant. The authors would like to thank MSFCNASA for providing LIS data set and GSFCNASA for providing TRMM dataset. Finally we would like to thank Dr. Rachel Albrecht for the LIS viewtime data set.

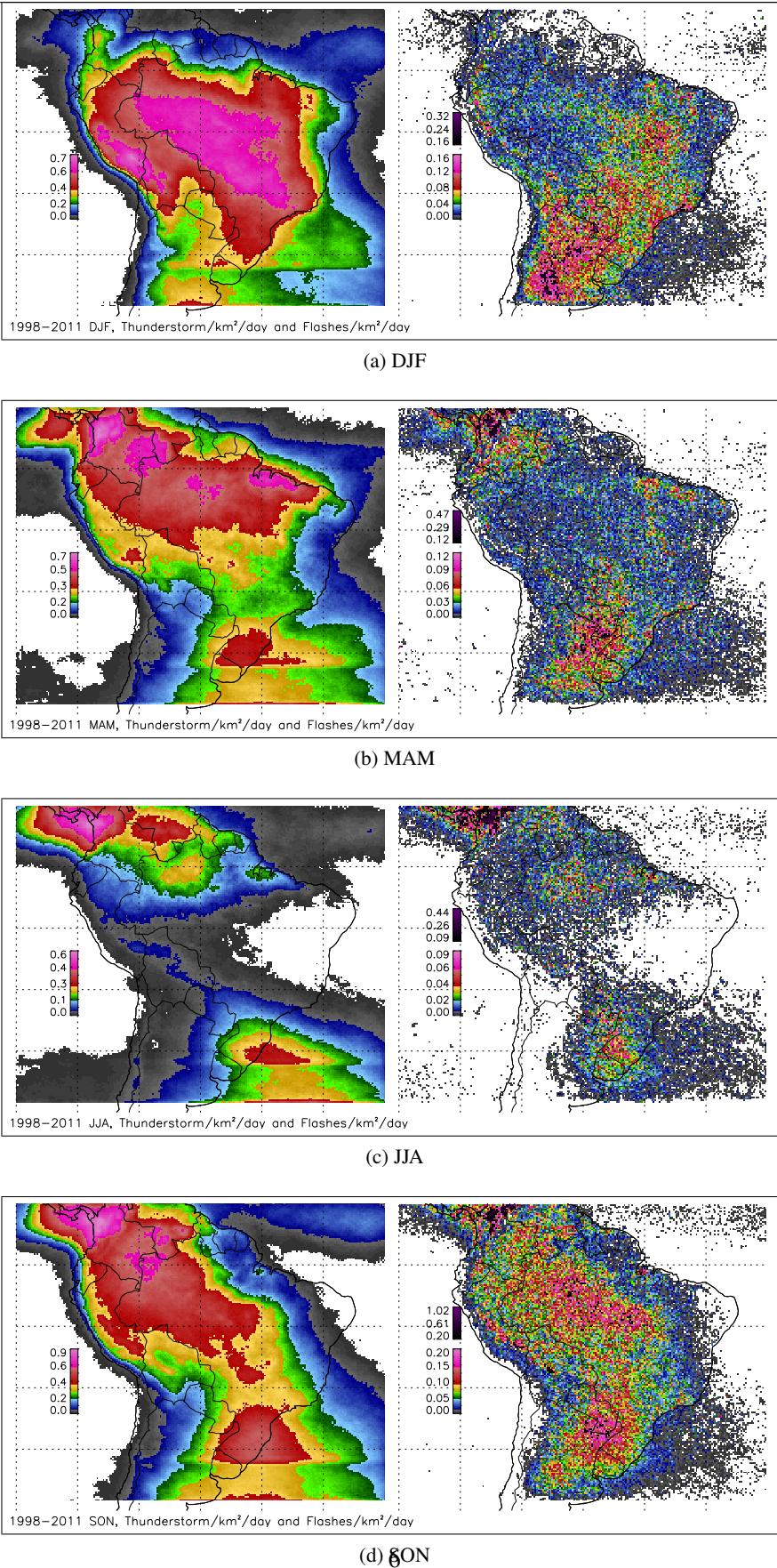


Figure 6: Spatial density of thunderstorm and flash during each season.

References

- Cecil, D., S. Goodman, D. Boccippio, E. Zipser, and S. Nesbitt, Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 543–566, 2005.
- Durkee, J. D., and T. L. Mote, A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America, *International Journal of Climatology*, 30, 418–431, 2009.
- Morales, C. A., and E. N. Anagnostou, Extending the capabilities of high-frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations, *J. Hydrometeor*, 4, 141–159, 2003.
- Nesbitt, S. W., E. J. Zipser, and D. J. Cecil, A Census of Precipitation Features in the Tropics Using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations, *Journal of Climate*, 13, 4087–4106, 2000.
- Zipser, E., D. Cecil, C. Liu, S. Nesbitt, and D. Yorty, Where are the most intense thunderstorms on earth?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1057–1071, 2006.

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.
- CARVALHO, L.; JONES, C.; Silva Dias, M. A. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical south america during the trmm-lba campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, p. LBA-9, 2002a.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; Silva Dias, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. 20, 2002b.
- 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.
- 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.
- 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.; KWIATKOWSKI, J.; MENEGHINI, R.; AWAKA, J.; OKAMOTO, K. Uncertainties in the rain profiling algorithm for the trmm precipitation radar. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 87A, p. 1–30, 2009.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- NASA. **TRMM Product Level 2A Precipitation Radar (PR) Rainfall Rate and Profile**. 2009. Disponível em: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation-documentation/TRMM_README/TRMM_2A25_readme.shtml>. Acesso em: 28 jan. 2010.
- NASDA. **TRMM Data Users Handbook**. National Space Development Agency of Japan: [s.n.], 2001.
- NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J. A Census of Precipitation Features in the Tropics Using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations. **Journal of Climate**, v. 13, n. 23, p. 4087–4106, 2000. ISSN 08948755.
- 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.
- PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. Regional variability in tropical convection: Observations from trmm. **Journal of Climate**, v. 14, n. 17, p. 3566–3586, 2001.
- 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/graupele collisions. **Atmospheric Research**, v. 51, p. 99–117, mar. 1999.
- 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.; 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.

- ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998. ISSN 0894-8755.
- 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>>.