MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.14.22-TDI

USO DE MULTI-CANAIS DO GOES-16 PARA PREVISÃO IMEDIATA DE DENSIDADE DE DESCARGAS ELÉTRICAS

João Henry Huamán Chinchay

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 29 de maio de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R5M85H>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.14.22-TDI

USO DE MULTI-CANAIS DO GOES-16 PARA PREVISÃO IMEDIATA DE DENSIDADE DE DESCARGAS ELÉTRICAS

João Henry Huamán Chinchay

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 29 de maio de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R5M85H>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Huamán Chinchay, Joáo Henry.

Hu86u Uso de multi-canais do GOES-16 para previsão imediata de densidade de descargas elétricas / Joáo Henry Huamán Chinchay. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxvi + 135 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.14.22-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. Nowcasting. 2. Descarga elétrica. 3. Sensoriamento remoto. 4. ABI. 5. GLM. I.Título.

CDU 551.501.8:551.594.22

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *João Henry Huamán Chinchay*

Título: "USO DE MULTI-CANAIS DO GOES-16 PARA PREVISÃO IMEDIATA DE DENSIDADE DE DESCARGAS ELÉTRICAS".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Mestre* em *Meteorologia*

Dr. Daniel Alejandro Vila

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Juan Carlos Ceballos

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

(X) Participação por Video - Conferência

Dr. Christian Kummerow

Convidado(a) / CSU / Estados Unidos - USA

( ) Participação por Video - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 29 de maio de 2018

“Ningún mar en calma hizo experto a un marinero”.

ENRIQUE BUNBURY
em *“Prisioneros”*, 2013

*A meus pais **Juan Huamán** e **Amelia Chinchay**, às minhas irmãs **Yuriko** e **Ailine**, a minha avó **Maura Barrientos** e à memoria do meu avô **Mariano Chinchay** quem falleceu durante o meu primeiro ano do mestrado.*

AGRADECIMENTOS

A Deus, por cuidar de mim em todo momento e ajuda-me a alcançar meus objetivos.

A meu orientador Luiz Augusto Toledo Machado pela confiança, apoio, ensinamentos e sobretudo pela sua exigência, o qual me permitiu crescer como profissional.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento econômico e ao projeto 2015/14497-0 SOS-CHUVA pela disponibilidade dos dados.

Agradeço também aos membros da banca examinadora, pela disponibilidade para participar na avaliação dessa dissertação.

A Bruno Guimarães e Alice Henkes pela revisão desse texto e pelas correções do português.

Aos meus colegas e amigos da pós graduação, especialmente a Layrson Gonçalves, Romero Wanzeler, Denyson Azevedo, Domingo Cassain e Carolina Araújo pela sua ajudar em tudo o que precisei durante estes dois anos do mestrado.

RESUMO

Este trabalho emprega os multi-canais do satélite GOES-16 para a previsão imediata de densidades de descargas elétricas. Para isto se utilizaram imagens do Advanced Baseline Imager (ABI) e as coordenadas dos flashes registrados pelo Geostationary Lightning Mapper (GLM). A área de estudo se localiza na região norte do Brasil, sobre a cidade do Manaus. A metodologia empregada consistiu em identificar as respostas radiativas que apresentam as nuvens de tempestades com respeito aos atributos físicos: tamanho das partículas, intensidade do fluxo ascendente, profundidade da nuvem e glaciação no seu topo; mediante campos de interesse (singulares bandas e suas diferenças), e relaciona-los com sete categorias de densidade de flash, acumulados entre 0-5, 5-10 e 10-15 minutos posteriores ao horário das imagens do ABI. Desta relação se elaboraram histogramas de frequência relativa, que permitiu identificar aos campos de interesse que apresentam a maior sensibilidade com respeito ao incremento dos flashes. Por meio das frequências relativas acumuladas e da curva com a máxima derivada foi possível determinar os campos de interesse (associado a cada atributo físico) e seus limiares, os quais foram empregados como preditores da densidade de descargas elétricas. A partir destes preditores, foram elaborados sete modelos de previsão para o período diurno, noturno e para as 24 horas do dia. As avaliações das previsões dos preditores e dos modelos mostraram que no intervalo de tempo de 5-10 minutos se observam os menores valores de false alarme (FAR) e a maior probabilidade de detecção (POD). Tomando como critério baixos valores de FAR e altos valores de POD, determinou-se que a banda de 10.35 μm é o melhor preditor. No caso dos modelos, o modelo-05, formado pelas bandas 10.35 μm e 3.9 μm - 10.35 μm, foi o que apresentou o melhor resultado para o período noturno, enquanto que para os outros dois períodos do dia, o modelo-07, formado pela banda de 10.35 μm e tendência temporal em 30 minutos, foi o melhor.

Palavras-chave: Nowcasting. Descarga elétrica. Sensoriamento remoto. ABI. GLM.

USE OF THE GOES-16 SATELLITE MULTI-CHANNEL FOR THE IMMEDIATE PREDICTION OF ELECTRIC DISCHARGE DENSITIES.

ABSTRACT

This study employs the GOES-16 satellite multi-channel for the immediate prediction of electric discharge densities. For this we used images from the Advanced Baseline Imager (ABI) and the coordinates of the flashes recorded by the Geostationary Lightning Mapper (GLM). The study area is located in the northern region of Brazil, in the city of Manaus. The methodology used consisted in identifying the radiative responses of storm clouds with respect to physical attributes: particle size, updraft strength, cloud depth and cloud-top glaciation; using interest fields (singular bands and their differences), and relates them to seven categories of flash density, accumulated between 0-5, 5-10 and 10-15 minutes after the time of ABI images. Relative frequency histograms were elaborated from this relation, which allowed to identify to the interest fields that present the greater sensitivity with regard to the increase of the flashes. By means of the relative accumulated -frequencies and the maximum derivative curve it was possible to determine the interest fields (associated with each physical attribute) and their thresholds, which were used as predictors of the flash density. From these predictors, seven prediction models were developed for the daytime and night periods and 24 hour of the day. Predictor and model predictor evaluations showed that the lowest false alarms (FAR) and the highest probability of detection (POD) were observed in the 5-10 minute interval. Based on low FAR values and high POD values, the 10.35 μm band was determined to be the best predictor. In the case of the models, the model-05, formed by the bands 10.35 μm and 3.9 μm - 10.35 μm, was the best for the night period, whereas for the other periods of the day, the model-07, formed by the 10.35 μm band and its temporary trend of 30 minutes, was the best.

Keywords: Nowcasting. Lightning. Remote sensing. ABI. GLM.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Satélite GOES-16 e seus instrumentos. 6
2.2 Ilustração de evento, grupo e flash 12

3.1 Área de estudo 23
3.2 Falsos flashes detectados pelo GLM 25
3.3 Mudança de resolução espacial das densidades de flash 27
3.4 Zonas horárias e fuso horários 31
3.5 Comparações entre imagens corrigidas e sem correção do canal 5 sobre Manaus. 38
3.6 Comparações entre imagens corregidas e sem correção do canal 6 sobre Manaus. 39
3.7 Comparações entre imagens corregidas e sem correção do canal 7 sobre Manaus. 40
3.8 Canais 5, 6 e 7 comparados com o canal 13. 41
3.9 Refletância de nuvens compostas de água liquida e de gelo. 42
3.10 Distribuição do índice imaginário de refracção da água e o gelo. . . . 44
3.11 Coeficiente de absorção da água e do gelo. 45
3.12 Função peso dos canais do infravermelho do GOES-16. 49
3.13 Esquema do processamento dos campos de interesse e as densidades dos flashes. 57
3.14 Esquema de criação dos histogramas de frequência relativa. 59
3.15 Distribuição de frequência relativa de um campo de interesse. 60
3.16 Frequência relativa acumulada de um campo de interesse. 61
3.17 Esquema do cálculo da previsão das densidades de flash. 64

4.1 Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com o tamanho das partículas. 69
4.2 Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse, associados com o tamanho das partículas 70
4.3 Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com a glaciação no topo da nuvem (horário noturno). . . . 74
4.4 Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com a glaciação no topo da nuvem (horário diurno). . . . 75
4.5 Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem (horário noturno). . . . 76

4.6 Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem (horário diurno). . . . 77
4.7 Histograma de frequência relativa dos campos de interesse selecionados associados com a profundidade da nuvem. 80
4.8 Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a profundidade da nuvem. 81
4.9 Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse associada com o fluxo vertical ascendente. 83
4.10 Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com o fluxo vertical ascendente. 84
4.11 Aplicação dos limiares nos campos de interesse de horários diurnos. 86
4.12 Aplicação dos limiares nos campos de interesse de horários noturnos. 87

5.1 Comparação entre os flashes observados e os topos das nuvens. . . 92
5.2 Raios de cobertura empregados na validação. 93

A.1 Campos de interesse (instantâneos) associados com o tamanho das partículas. 112
A.2 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associado com o tamanho das partículas. 113
A.3 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 21 e 9 UTC) (grupo 1). 114
A.4 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 11 UTC e 19 UTC) (grupo 2). 115
A.5 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 3). 116
A.6 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 4). 117
A.7 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 5). 118
A.8 Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 6). 119
A.9 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 21 e 9 UTC) (grupo 1). 120
A.10 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 11 UTC e 19 UTC) (grupo 2). 121
A.11 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 3). 122

A.12 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 4). 123
A.13 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 5). 124
A.14 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 6). 125
A.15 Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 1). 126
A.16 Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 2). 127
A.17 Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 3). 128
A.18 Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 4). 129
A.19 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 1). 130
A.20 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 2). 131
A.21 Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 3). 132
A.22 Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 1). 133
A.23 Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 2). 134
A.24 Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 3). 135

LISTA DE TABELAS

Pág.

2.1 Nível de processamento dos dados do GOES-16 6
2.2 Descrição das bandas espectrais do ABI 8
2.3 Descrição dos modos de operação do ABI 8
2.4 Tabela com diferença de canais no espectro visível. 18
2.5 Tabela com diferença de canais no espectro infravermelho. 19

3.1 Canais do ABI utilizados no estudo 22
3.2 Estudos de caso 24
3.3 Coeficientes do Planck para o canal 7 36
3.4 Descrição dos tipos de campos de interesse utilizados nos atributo físicos. 51
3.5 Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento do tamanho das partículas. 52
3.6 Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da glaciação no topo da nuvem. 53
3.7 Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da profundidade da nuvem. 54
3.8 Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da intensidade do fluxo ascendente. 55
3.9 Categorias de flashes. 56

4.1 Resumo dos campos de interesse e seus critérios 85

5.1 Preditores da densidade de flash. 89
5.2 Estudos de caso empregados na validação 90
5.3 Validação empregando diferente raio de cobertura. 93
5.4 Validação dos intervalos de previsão. 94
5.5 Validação dos preditores do período diurno 94
5.6 Validação dos preditores do período noturno. 95
5.7 Validação dos preditores das 24 horas do dia. 95
5.8 Modelos de previsão de densidade de flash. 95
5.9 Validação dos modelos do período diurno. 96
5.10 Validação dos modelos do período noturno. 96
5.11 Validação dos modelos das 24 horas do dia. 96

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABI	–	Advanced Baseline Imager
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
CCD	–	Charge Coupled Device
CFD	–	Continuos Full Disk
CONUS	–	Continental United State
CONUS	–	Continuos Full Disk
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EXIS	–	Extreme ultra-violet and X-ray Irradiance Sensors
FAR	–	Probability of detection
FD	–	Full Disk
FI	–	Fator de intensidade
GLM	–	Geostationary Lightning Mapper
GOES	–	Geostationary Operational Environmental Satellite
HFR	–	Histograma de frequência relativa
IFOV	–	Instantaneous Field of View
IGFOV	–	Instantaneous Geometric Field of View
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LCFA	–	Lightning Cluster Filter Algorithm
LIS	–	Lightning Imaging Sensor
MAG	–	Magnetometer
MSG	–	Meteosat Second Generation
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
OTD	–	Optical Transient Detector
PD	–	pico de detecção
PDpert	–	perturbação do pico de detecção
PDprom	–	promédio do pico de detecção
POD	–	False alarme ratio
SEISS	–	Space Environment In-Situ Suite
SUVI	–	Solar Ultra-violet Imager
TRMM	–	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	–	Coordinated Universal Time
VHF	–	Very High Frecuency

LISTA DE SÍMBOLOS

μs	–	Microssegundo
μm	–	Micrômetros
nm	–	Manômetros
cm	–	Centímetro
m	–	Metro
km	–	Quilômetro
$^{\circ}$	–	Graus
C	–	Celsius
K	–	Kelvin
ρf_v	–	Fator de refletância
v	–	Número de onda
ρ_v	–	Refletividade (albedo)
α_λ	–	Absortividade
τ_λ	–	Transmitância
θ	–	Ângulo zenital
δ	–	Declinação solar
ϕ	–	Latitude
ω	–	Ângulo horário
λ	–	Comprimentos de onda
ε	–	Emissividade
L	–	Radiância
L_r	–	Radiância refletida
L_e	–	Radiância emitida
r_{orb}	–	Raio da orbita terrestre

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Questões científicas 2
1.2 Objetivos 3

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5
2.1 GOES-16 5
2.1.1 ABI 7
2.1.2 GLM 9
2.1.2.1 Identificação e classificação das descargas elétricas 10
2.2 Eletrificação das nuvens 13
2.3 Características físicas das nuvens associadas com a ocorrência de descargas elétricas 14
2.4 Emprego dos multicanais no monitoramento dos atributos físicos das nuvens 16

3 DADOS E METODOLOGIA 21
3.1 Dados 21
3.1.1 GOES-16 21
3.1.2 Área de estudo 22
3.1.3 Estudos de casos 23
3.2 Metodologia 26
3.2.1 Processamento dos dados do GLM 26
3.2.2 Processamento dos dados do ABI 28
3.2.2.1 Normalização do ângulo zenital do canal 5 e 6 29
3.2.2.2 Extração do componente termal 31
3.2.2.3 Resultados dos processamentos nos canais do infravermelho próximo 36
3.2.3 Campos de interesse 42
3.2.3.1 Tamanho das partículas 42
3.2.3.2 Glaciação no topo da nuvem 44
3.2.3.3 Profundidade da nuvem 47
3.2.3.4 Intensidade do fluxo ascendente 49
3.2.3.5 Resumo dos campos de interesse 50

3.2.4 Processamento dos campos de interesse e as densidades de flash 56
3.2.5 Processamento estatístico 58
3.2.6 Previsão da ocorrência e a densidade dos flashes 62
3.2.7 Metodologia de avaliação dos flashes previsões 65

4 RESULTADOS 67
4.1 Análises estatísticas dos campos de interesse 67
4.1.1 Tamanho das partículas 67
4.1.1.1 Histograma de frequência relativa das bandas do infravermelho próximo 67
4.1.1.2 Histogramas de frequência relativa das tendências temporais . . . 68
4.1.2 Glaciação no topo da nuvem 71
4.1.2.1 Histograma de frequência relativa das diferenças de temperatura de brilho 71
4.1.2.2 Histogramas de frequência relativa das tendências temporais . . . 72
4.1.3 Profundidade da nuvem 78
4.1.4 Intensidade do fluxo ascendente 82
4.1.5 Resumo dos campos de interesse 85

5 EMPREGO DAS PROPRIEDADES RADIATIVAS DOS MULTICANAIS NA PREVISÃO DE DESCARGAS ELÉTRICAS 89

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS 97
6.1 Conclusões 97
6.2 Sugestões para futuros trabalhos 98

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 101

APÊNDICE A - Histogramas de frequência relativa 111

1 INTRODUÇÃO

O Brasil é um dos países com maior incidência de raios no mundo, com registro médio de 78 milhões de raios por ano, sendo Rio Branco (Acre), Palmas (Tocantins), Manaus (Amazonas), São Luís (Maranhão), Belém (Pará) e São Paulo (São Paulo), as capitais que registram as maiores densidades de raios por quilômetro quadrado por ano (ELAT/INPE, 2017). Para se ter uma ideia da importância das descargas atmosféricas no Brasil, a cada cinquenta mortes por raios que acontecem no mundo, uma ocorre no Brasil. No Brasil, entre os anos 2000 e 2014, foi registrada a morte de 1790 pessoas, que em média significa 120 vitimas por ano. São Paulo é o Estado com o maior número de fatalidades, com registro de 263 mortes (ELAT/INPE, 2016).

Nesse sentido, a instalação de redes de detecção de descargas elétricas no Brasil, como a rede BrasilDat (NACCARATO; PINTO, 2012), significa um grande avanço na prevenção de mortes por estes fenômenos graças ao monitoramento continuo que esta rede realiza. Assim também, esta rede junto com outros instrumentos como os radares meteorológicos permitem aprofundar os conhecimentos sobre a microfísica associada com a ocorrência das descargas elétricas e dessa forma realizar sua previsão. Porém, devido à falta de cobertura dessas redes em todo o território nacional, se faz necessário procurar alternativas que permitam monitorar e prever a ocorrência de raios. Desta forma, o uso dos dados provenientes de satélites mostra-se como uma alternativa viável ante este problema, sobretudo agora que o satélite GOES-16 está em operação, e que conta com instrumentos como o *Goestationary Lightning Mapper* (GLM) e o *Advancer Baseline Imager* (ABI).

O GLM é um detector de descargas elétricas que pela primeira vez é colocado a bordo de um satélite geoestacionário. O GLM utiliza algorítmos similares ao empregado pelo *Lightning imaging Sensor* (LIS) abordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), e o *Optical Transient Detector* (OTS) abordo do satélite MicroLab-1. Por outro lado, o ABI é um radiômetro multiespectral que fornece imagens com uma maior resolução temporal, espacial, espectral e radiométrica que seus antecessores, o qual permite realizar um monitoramento continuo e mais detalhado dos sistemas convectivos associados com a ocorrência de descargas elétricas, significando uma melhora na precisão das previsões em curto prazo. Desta forma, ambos os instrumentos permitem realizar um monitoramento continuo das tempestades, além de permitir o desenvolvimento de

previsores da ocorrência destes fenômenos por meio das 16 bandas espectrais do ABI.

Nesse contexto, Mecikalski e Bedka (2006), Mecikalski et al. (2008), Mecikalski et al. (2010a) e Mecikalski et al. (2010b) mostraram que os atributos físicos associados com o desenvolvimento de nuvens cúmulos, tais como a glaciação no topo da nuvem, a intensidade do fluxo ascendente, o desenvolvimento vertical e o tamanho das partículas podem ser monitorados mediante diferenças de canais ou mediante o emprego de bandas espectrais específicas para esse fim. Assim também, Sherwood et al. (2006) encontraram que os cristais de gelo nos topos das nuvens estão relacionados com a densidade das descargas elétricas, a qual também está associada com a intensidade dos fluxos ascendentes (DEIERLING; PETERSEN, 2008), enquanto que o desenvolvimento vertical das nuvens pode ser utilizada como indicadores da ocorrência de descargas elétricas (MACHADO et al., 2009). Posteriores trabalhos como os de Harris et al. (2010), Mecikalski et al. (2013) e Matthee e Mecikalski (2013), empregaram estes atributos físicos na detecção de descargas elétricas. Mais recentemente, Rivelli (2017) utilizando as imagens do satélite *Meteosat Second Generation* (MSG), desenvolveu indicadores a muito curto prazo da ocorrência de descargas elétricas, por meio de diferenças de canais. A combinação ABI e o GLM, no mesmo satélite, em órbita geoestacionária, abre uma perspectiva de avaliar o potencial destas técnicas de multicanais em prever, a curtíssimo prazo, a ocorrência de descargas elétricas.

1.1 Questões científicas

A incorporação de novos sensores orbitais na nova geração de satélites geoestacionários tais como o GLM e o ABI localizado no satélite GOES-16 abre um novo potencial de pesquisa na área de previsão imediata, em especial mediante as combinações de multicanais, os quais fornecem informações sobre as propriedades radiativas das nuvens. Com a finalidade de desenvolver o presente trabalho de pesquisa, três questões científicas foram abordadas:

- Quais são as características radiativas dos topos das nuvens que estão associadas com a ocorrência de descargas elétricas?
- Essas características radiativas podem ser observadas mediante combinações de canais do ABI?

- É possível utilizar o ABI para prever a curtíssimo prazo a ocorrência de descargas elétricas?

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é averiguar se existe uma relação entre as densidades de descargas elétricas e a resposta radiativa dos atributos físicos observados nos topos das tempestades severas, mediante o uso de combinações de canais, para prever as densidades de descargas elétricas. As etapas desta pesquisa foram:

- Estudar e entender o comportamento radiativo das nuvens associadas com a ocorrência de descargas elétricas.
- Determinar as combinações de canais mais relevantes, que se associam com a ocorrência de atividade elétrica das nuvens.
- Elaborar modelos de previsão de descargas elétricas com até 15 minutos de antecedência.

O presente documento divide-se em 6 capítulos, o capítulo 2 apresenta a revisão bibliográfica utilizada neste estudo. O capitulo 3 descreve os dados e as metodologias que foram utilizadas. O capitulo 4 mostra os resultados obtidos. O capitulo 5 apresenta os resultados da validação dos modelos propostos, e no capitulo 6 são apresentadas as considerações finais.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 GOES-16

A série 16 do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-16) é parte de uma nova geração de satélites geoestacionários desenvolvidos pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) que tem a missão de monitorar a atmosfera terrestre e o ambiente espacial.

Este satélite, localizado a 0° de latitude, 75.2°W e a 35786 km de altura (WMO/OSCAR,), leva abordo 6 instrumentos (Figura 2.1), os quais são: o radiômetro *Advanced Baseline Imager* (ABI) que fornece imagens radiométricas da superfície terrestre, atmosfera e as nuvens; o *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) que realiza medições de descargas elétricas; o telescópio *Solar Ultraviolet Imager* (SUVI) que monitora a atividade solar; os sensores *Extreme ultraviolet and X–ray Irradiance Sensors* (EXIS) que medem a irradiância no ultravioleta extremo e os raios X; os sensores *Space Environment In-Situ Suite* (SEISS) que monitoram os fluxos de prótons, elétrons e íons pesados na magnetosfera; e o *Magnetometer* (MAG) que monitora o campo magnético do entorno espacial (NOAA/NASA, e). Devido à importância do ABI e do GLM no monitoramento das variáveis atmosféricas, nas seções posteriores será apresentada uma descrição detalhada de cada um desses sensores.

Estes 6 instrumentos fornecem dados que apresentam diversos graus de complexidade, os quais estão em função do nível de processamento ao que foram submetidos. Na tabela 2.1 descreve-se cada um destes níveis.

Figura 2.1 - Satélite GOES-16 e seus instrumentos.

Distribuição espacial dos instrumentos de medição do GOES-16.
Fonte: Goodman et al. (2013).

Tabela 2.1 - Nível de processamento dos dados do GOES-16

Nível 0:	Dados do instrumento em resolução total não processados.
Nível 1b:	Dados de nível 0 com correção radiométrica e geométrica, representam parâmetros em unidades físicas.
Nível 2+:	Variáveis ambientais com resolução espacial e radiométrica similar ao nível 1, ademais de melhorias que destacam condições de interesse.

Fonte: NOAA/NASA (d), Harris (2018).

2.1.1 ABI

O imageador ABI é um radiômetro passivo com 16 bandas espectrais nas quais medem a radiância emitida e refletida dos componentes presentes na superfície terrestre e na atmosfera. Comparado com os imageadores dos satélites GOES 13,14 e 15, o ABI apresenta significativas melhoras na resolução de suas imagens, com 4 vezes maior resolução espacial, 5 vezes maior resolução temporal e 3 vezes maior resolução espectral (tabela 2.2), com o qual incrementa-se suas aplicações em áreas como a previsão de tempo, oceanografia, estudos climáticos, entre outros (NOAA/NASA, a).

Conforme Schmit et al. (2005), Schmit et al. (2012) e NOAA/NASA (a), o ABI apresenta dois modos de operação na tomada das medições. O primeiro denominado modo 3 ou modo flexível, fornece uma imagem do Hemisfério (full disk, FD) a cada 15 minutos, uma imagem de 5000 km por 3000 km dos Estados Unidos (Continental United States, CONUS) a cada 5 minutos e uma imagem de mesoescala de 1000 km por 1000 km cada 30 segundos. O segundo, denominado de modo 4, fornece imagens do full disk a cada 5 minutos (tabela 2.3).

Além da informação das bandas espectrais que o ABI fornece, o GOES-16 gerará produtos de nível 1b derivados destas 16 bandas espectrais. Alguns exemplos destes produtos serão as plumas vulcânicas obtidas mediante a combinação das bandas 7.34 μm e 8.5 μm (SCHMIT et al., 2002), a classificação das nuvens e da superfície (LI et al., 2003), a detecção de queimadas (PRINS et al., 1998), entre outros. De esta forma, a quantidade de aplicações nas que se utilizarão estas informações, se incrementará.

Tabela 2.2 - Descrição das bandas espectrais do ABI

Banda	Rango de comprimento de onda (μm)	Comprimento de onda central (μm)	Subsatellite nominal IGFOV (km)
1	0.45 - 0.49	0.47	1
2	0.59 - 0.69	0.64	0.5
3	0.846 - 0.885	0.865	1
4	1.371 - 1.386	1.378	2
5	1.58 - 1.64	1.61	1
6	2.225 - 2.275	2.25	2
7	3.80 - 4.00	3.90	2
8	5.77 - 6.6	6.19	2
9	6.75 - 7.15	6.95	2
10	7.24 - 7.44	7.34	2
11	8.3 - 8.7	8.5	2
12	9.42 - 9.8	9.61	2
13	10.1 - 10.6	10.35	2
14	10.8 - 11.6	11.2	2
15	11.8 - 12.8	12.3	2
16	13.0 - 13.6	13.3	2

Fonte: Schmit et al. (2005)

Tabela 2.3 - Descrição dos modos de operação do ABI

Modo	Nome	Área de escaneo	Tempo
3	Flexivel	Full Disk (FD)	15 minutos
3	Flexivel	Continental United States (CONUS)	5 minutos
3	Flexivel	Mesoescala	30 segundos
4	Continuos Full Disk (CFD)	Full Disk	5 minutos

Fonte: Schmit et al. (2012)

2.1.2 GLM

O GLM é um instrumento que mede a radiância no topo das nuvens com a finalidade de identificar descargas elétricas (intra-nuvem, inter-nuvem e nuvem-solo) durante o dia e a noite (GOODMAN et al., 2013; METED, 2016). Este instrumento, que realiza suas medições entre as latitudes 52°S e 52°N, apresenta uma eficiência maior que 70% e um valor de falso alarme de aproximadamente 5% (NOAA/NASA, b; METED, 2016).

O GLM consiste principalmente de 6 subsistemas, os quais de acordo Goodman et al. (2012) são:

- **sistema de imagem**: composta por um lente de amplo espectro de visão e um filtro de banda estreita localizado no comprimento de onda de 777.4 nm (Banda do infravermelho próximo);
- **plano focal de montagem**: componente encarregado de converter o fluxo energético incidente em sinal digital mediante um dispositivo de carga acoplada (Charge Coupled Device, CCD). Realiza medições de 500 imagens por segundo sobre um plano focal de 1372x1300 pixeis, com uma resolução espacial de 8 km no nadir e 14 km na borda do plano focal;
- **processador de sinal em tempo real e removedor de fundo**: Processa o sinal recebido pelo CCD e aplica determinados filtros para que o *processador de eventos* determine se o sinal é um potencial evento de relâmpago;
- **processador de eventos e formatador**: determina os potenciais eventos de relâmpago e assina um formato especifico para ser analisados na estação em superfície.
- **fonte de alimentação**
- **interface eletrônica**

Devido ao albedo das nuvens e aos componentes eletrônicos, o sinal detectado pelo CCD pode apresentar ruído, o que dificulta a detecção dos relâmpagos. Por este motivo o GLM emprega uma combinação de técnicas de filtragem que aproveita as significativas diferenças nas características espaciais, espectrais e

temporais dos relâmpagos para identificar os ruídos de fundo. De acordo com Christian et al. (1989), Christian (1998), Goodman et al. (2012) e Goodman et al. (2013) esses filtros são:

Filtro espacial, consiste em determinar um campo de visão instantâneo (Instantaneous Field of View, IFOV) de cada detector da matriz do plano focal do GLM com uma determinada área da nuvem iluminada pelo relâmpago.

Filtro espectral, este método consiste em utilizar um filtro de banda estreita localizado no comprimento de onda de 777.4 nm com a finalidade de medir a radiação emitida pelo relâmpago nessa parte do espectro electromagnético. De acordo com os estudos de Orville e Henderson (1984) e Goodman et al. (1988), neste comprimento de onda encontra-se de 5 a 10% da energia total emitida pelos relâmpagos. A implementação deste filtro permite melhorar a identificação dos relâmpagos durante o dia.

Filtro temporal, este método consiste em realizar medições a cada 2 milissegundos com a finalidade de medir os relâmpagos que têm um período de duração da ordem de 400 μs, desse modo pode ser assegurada a detecção dos relâmpagos.

Filtro de fundo, esta técnica consiste em gerar imagens da cena do fundo para todos os pixel do plano focal e atualizá-los a cada leitura.

Mediante o uso desses filtros, os processadores de eventos identificam os sinais que podem ser considerados como potenciais eventos de relâmpagos e são enviados à estacão em superfície para análises posteriores.

Além dos filtros mencionados, o GLM conta com um filtro de bloqueio solar na abertura frontal do instrumento, o qual trabalha em combinação com um filtro de rejeição solar para limitar a entrada de luz no instrumento (GOODMAN et al., 2013).

2.1.2.1 Identificação e classificação das descargas elétricas

De acordo com Goodman et al. (2012) os dados medidos pelo GLM são considerados de nível 1b e contém as seguintes informações: o tempo do registro da medição; o endereço do pixel localizado dentro da matriz do plano focal (x,y) assim como sua respectiva coordenada em latitude e longitude; a amplitude (energia) medida pelo sensor em Counts; e, seu respectivo fator de conversão

a radiância. Esses dados de nível 1b são convertidos em produtos de nível 2+ na estação em superfície mediante o algoritmo de filtragem de grupo de raios (*Lightning Cluster Filter Algorithm*, LCFA). Este algoritmo consiste em analisar os possíveis casos de relâmpagos pixel a pixel e agrupa-los em classes como "eventos", "grupos"e "flashes". Além disso, o algorítimo avalia estatisticamente se os dados estão associados com relâmpagos ou ruídos. As definições das classes de armazenamento de dados (eventos, grupos, flashes) são detalhadas a seguir:

Evento: é definido como aquele pixel que excede determinado limiar de energia (em joules) durante uma captura.

Grupo: é definido como simultâneos eventos que são registrados em pixeis adjacentes na matriz do plano focal. Porém um grupo também pode estar definido por um só evento.

Flash: consiste em um ou vários pulsos ópticos ocorridos dentro de um especifico tempo e distância. Para o algoritmo do GLM, o flash é definido como um conjunto de grupos sequencialmente separados no tempo por 330 milissegundos ou menos, e no espaço por 16,5 km ou menos (dois pixeis).

A localização (centroides) dos grupos e o posicionamento georreferenciado dos relâmpagos são obtidos pelo LCFA mediante um algoritmo que pondera a amplitude e as coordenadas dos eventos.

Por outro lado, devido à possibilidade de existir ruído nos dados, o LCFA analisa o evento e de existir a probabilidade que o sinal seja ruído, o LCFA coloca uma etiqueta nele, mas o mantém no grupo de dados de relâmpagos.

O tempo de latência de cada produto e sua disponibilidade é de 20 segundos.

Figura 2.2 - Ilustração de evento, grupo e flash

Ilustração da obtenção de um relâmpago pelo GLM, nela observa-se um relâmpago formado por 2 grupos e 20 eventos (quadrados de cor cinza) que estão relacionados com as medições do canal VHF (Very High Frecuency) (pontos) por uma rede típica de mapeamento de superfície. As diferentes cores indicam o tempo em que foram detectadps as descargas pela rede, onde os pontos vermelhos foram primeiros, depois os verdes e por fim os azuis. Os quadrados cinza indicam a intensidade da radiância detectada pelo GLM. O grande X representa o centroide do relampago obtido pela ponderação da amplitude.

Fonte: Goodman et al. (2013).

2.2 Eletrificação das nuvens

De acordo com Wallace e Hobbs (2006), todas as nuvens apresentam um determinado grau de eletrificação, porém em nuvens convectivas esta eletrificação é maior, produzindo campos elétricos o suficientemente intensos para exceder a capacidade dielétrica do ar e ocorram descargas elétricas. Existem diferentes teorias que buscam explicar os processos que geram a eletrificação e a separação das cargas dentro das nuvens, entre elas as mais aceitas são a teoria gravitacional que se divide em dois mecanismos: carregamento de precipitação indutivo (MASON, 1988) e carregamento de precipitação não indutivo (TAKAHASHI, 1978; KUETTNER et al., 1981; SAUNDERS et al., 1991).

O processo indutivo parte da presença de um campo elétrico pré-existente no ambiente que polariza as partículas durante sua queda no interior da nuvem. De maneira geral, a parte inferior da partícula tende a se carregar positivamente e a parte superior a se carregar negativamente. Ao longo do desenvolvimento da tempestade, as partículas previamente carregadas, colidem entre si ocasionando uma troca de cargas entre elas, onde os hidrometeoros de menor tamanho tendem a sair com cargas positivas e as de maior tamanho com cargas negativas. Posteriormente, pela ação da gravidade e das correntes ascendentes presentes dentro da nuvem as partículas mais leves são levadas para as regiões mais altas, enquanto que as de maior tamanho ficam nos níveis mais baixos, com o qual se cria um campo elétrico dentro da nuvem. Embora esta teoria explique a eletrificação das nuvens quando existe um campo elétrico preexistente que induza o carregamento das partículas, esse mecanismo não consegue explicar o processo inicial de carregamento, quando não se tem a presença de um campo elétrico (STOLZENBURG et al., 1998).

O mecanismo não indutivo é hoje a explicação mais aceita para justificar o carregamento inicial das nuvens de tempestades. De forma similar à teoria indutiva, baseia-se na colisão entre partículas de graupel e cristais de gelo, mas sem precisar de um campo elétrico pré-existente (REYNOLDS et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1991). Neste caso o carregamento é explicado pelo intenso movimento vertical dentro da região convectiva da tempestade, que por sua vez distribui as cargas no interior da nuvem. Diversos fatores influenciam a carga que apresentam as partículas depois da colisão, algum deles são a umidade e a temperatura do meio. A teoria termoelétrica indica que quando a temperatura do local onde acontece a colisão é menor que a temperatura de inversão, aproxi-

madamente -10°C (TAKAHASHI, 1978), o cristal tende a sair com a carga positiva e o graupel com carga negativa. Uma oposta distribuição de cargas acontece quando esta colisão ocorre em ambientes com temperaturas maiores que a temperatura de inversão, ou seja, os cristais de gelo apresentam carga negativa e o graupel com carga positiva (TAKAHASHI, 1978).

Devido à dinâmica no interior da tempestade, estes hidrometeoros carregados são redistribuídos em diferentes regiões da nuvem, o qual ocasiona a formação de polos dentro da nuvem. Conforme uma maior quantidade de partículas carregadas se acumule nestas regiões, maior será a intensidade deste campo elétrico, o qual ira a produzir descargas elétricas quando se supere a capacidade dielétrica do ar.

2.3 Características físicas das nuvens associadas com a ocorrência de descargas elétricas

O ciclo de vida de tempestades associadas com a ocorrência de descargas elétricas está relacionado estreitamente com parâmetros microfísicos (cristais de gelo e graupel) e dinâmicos (fluxo ascendente e descendente) das nuvens (BYERS; BRAHAM, 1949; WORKMAN; REYNOLDS, 1949; GOODMAN et al., 1988).

No caso da microfísica das nuvens, Keith e Saunders (1990) e Baker et al. (1995), encontraram que a atividade elétrica das tempestades esta relacionada com a concentração e o tamanho dos cristais de gelo, assim como da distribuição das gotas de água líquida super-resfriadas (SAUNDERS et al., 1991). Da mesma forma, Herzegh e Jameson (1992), Homeyer e Kumjian (2015) e Snyder et al. (2015) observaram, em sistemas convectivos, a presença de gotas de água super-resfriadas acima da isoterma de 0°C. Enquanto que Mattos et al. (2017) observaram este comportamento antes e durante o inicio da atividade elétrica das tempestades, sugerindo que as gotas de água líquida super-resfriada ao congelar formam cristais de gelo e graupel cônico, os quais são necessários para gerar a eletrificação da nuvem.

Por outro lado, no caso do parâmetro dinâmico das nuvens, Kumjian et al. (2014) indicam que o fluxo ascendente é o responsável pela elevação das gotas de água líquida super-resfriadas ate os níveis superiores da nuvem, lugar onde estes hidrometeoros formam os cristais de gelo e graupel, evidenciando a importante

relação do fluxo ascendente na eletrificação das nuvens. Assim também, trabalhos como os de Lang e Rutledge (2002), Tessendorf et al. (2005) e Deierling e Petersen (2008) indicam que a densidade das descargas elétricas está associada com a intensidade do fluxo ascendente. Estes autores indicam que um fluxo ascendente mais intenso favorece o incremento das colisões entre os hidrometeoros, o qual ocasiona um maior intercambio de cargas e desta forma uma maior eletrificação da nuvem.

Além da relação do fluxo ascendente com a atividade elétrica das nuvens, este parâmetro também mostra uma relação com os atributos físicos associados com o desenvolvimento das nuvens cúmulos, tais como o desenvolvimento vertical, a glaciação no topo da nuvem e o tamanho das partículas. De modo geral, quando uma nuvem esta associada a um intenso fluxo ascendente, ela apresenta um maior desenvolvimento vertical. Quanto maior seja este desenvolvimento vertical, os hidrometeoros localizados acima da isoterma de zero graus começam a mudar sua fase termodinâmica (água líquida em cristais de gelo), intensificando a glaciação no topo da nuvem. Desta forma, um fluxo ascendente mais intenso dentro da nuvem pode ser observado pelos atributos do topo.

Dadas às relações entre estes atributos físicos e o fluxo ascendente, alguns estudos demostraram que o desenvolvimento vertical, a glaciação no topo da nuvem e o tamanho das partículas se relacionam com a atividade elétrica das tempestades. Nesse sentido, Williams (1985) e Goodman et al. (1988) encontraram que nuvens de grande desenvolvimento vertical, cujos topos apresentam baixas temperaturas se relacionam com regiões de maior atividade elétrica, uma vez que um maior desenvolvimento vertical favorece a formação de gelo e graupel dentro da nuvem. Em adição a isto, Machado et al. (2009) encontraram que através do desenvolvimento vertical das nuvens pode estimar-se a densidade de descargas elétricas que apresentam as tempestades.

Por outro lado, Goodman et al. (1988) indicam que o inicio da atividade elétrica dentro da nuvem acontece entre 4-6 minutos depois do congelamento da água líquida super-resfriada no topo das nuvens, enquanto que Sherwood et al. (2006) observou que o tamanho dos cristais de gelo, na região superior da nuvem, esta relaciona com a densidade de descargas elétricas que apresentam as tempestades.

Com base no mencionado anteriormente, pode-se esperar que o monitoramento da intensidade do fluxo ascendente, o desenvolvimento vertical das nuvens, a

glaciação no topo das nuvens e o tamanho das partículas possam ser empregados como preditores da ocorrência da densidade de descargas elétricas.

2.4 Emprego dos multicanais no monitoramento dos atributos físicos das nuvens

O uso de bandas espectrais assim como de multicanais tem demostrado um grande potencial na identificação de atributos físicos envolvidos no desenvolvimento de nuvens cúmulos. Estes atributos, os quais estão associados com a glaciação no topo da nuvem, a intensidade do fluxo ascendente, largura e profundidade da nuvem cúmulos; também são importantes porque estão relacionados com a ocorrência e intensificação das descargas elétricas. Estudos como os de Baker et al. (1995), Petersen e Rutledge (1998) mencionam que as descargas elétricas estão associadas a glaciação da nuvem e que o incremento da taxa de relâmpagos se deve ao aumento do volume de partículas de gelo que crescem na região de fase mista da nuvem, como também pelo aumento do fluxo ascendente. Mattos e Machado (2011) mostram que a frequência das descargas elétricas nuvem-solo se incrementam com o aumento da quantidade de gelo na nuvem. No mesmo sentido, Abdoulaev et al. (2001) indicam que as nuvens profundas estão relacionadas com as grandes taxas de descargas eléctricas de tipo nuvem-solo.

Estudos como os de Roberts e Rutledge (2003) mencionam o potencial que tem o canal de 10.7 μm para monitorar a taxa de resfriamento em nuvens com temperaturas menores que 0°C, o que permite antecipar entre 15 e 30 minutos ao desenvolvimento dos cumulus em tempestades. De acordo com Adler e Fenn (1979), esta taxa de resfriamento é um indicador do updraft dentro da nuvem.

Por outro lado, os trabalhos de Pilewskie e Twomey (1987) e Nakajima e King (1990) encontraram que nos canais de 1.6 μm e 2.2 μm a refletância das nuvens com gelo é menor que nas nuvens compostas por água liquida, desta forma os processos de glaciação podem ser identificados. King et al. (1997) indicam que com as bandas de 1.64 μm, 2.13 μm e 3.75 μm pode-se estimar o raio efetivo das partículas, enquanto que Platnick et al. (apud CHANG; LI, 2003) mencionam que devido à variação da função peso destas bandas, a recuperação do raio efetivo das partículas pode ser realizada em diferentes níveis de altura. Os mesmos autores indicam que a banda espectral de 3.7 μm fornece informações da parte

superior da nuvem, enquanto que as bandas de 1.64 μm e 2.13 μm da parte interna.

Strabala et al. (1994) mencionam que a combinação dos canais 8.5 μm, 11.2 μm e 12.3 μm permite derivar a fase dos hidrometeoros no topo da nuvem, obtendo uma alta precisão na diferença entre as nuvens de gelo e de água durante o dia e a noite.

Trabalhos como os de Schmetz et al. (1997) indicam que o desenvolvimento vertical das nuvens pode ser observado mediante a diferença dos canais de vapor de água (entre 5.7 μm e 7.1 μm) e do infravermelho (entre 10.5 μm e 12.5 μm) quando este valor é maior a 0 ^{o}C. Machado et al. (2009) afirmam que esta diferença de canais é fortemente associada à atividade elétrica nas nuvens.

Sabendo do potencial que mostram os multicanais na identificação dos atributos físicos já mencionados, os estudos de Mecikalski et al. (2010a) e Mecikalski et al. (2010b), utilizando o satélite Meteosat de segunda geração (Meteosat Second Generation, MSG), propõem um total de 32 campos que utilizam imagens do espectro visível e do infravermelho para a identificação destes atributos. Nas tabelas 2.4 e 2.5 é detalhado cada um destes campos.

Tabela 2.4 - Tabela com diferença de canais no espectro visível.

Classificação	Campos de interesse
1	30-min tendência Refl. 3.9 μm
2	30-min tendência Refl. 1.6 μm
3	15-min tendência Refl. 3.9 μm
4	15-min tendência Refl. 1.6 μm
5	Refl. 3.9 μm
6	Refl. 0.6 μm
1	9 x 9 PDprom 15 min prévios
2	9 x 9 PDprom 30 min prévios
3	9 x 9 PDprom tempo atual
4	9 x 9 PDpert 15 min prévios
5	9 x 9 PDpert tempo atual

Onde PD significa pico de deteccao, PDpert é a perturbação de PD, PDprom o promedio do PD e 9x9 indica uma matriz de 9 pixeis por 9 pixeis.
Fonte: Adaptado de Mecikalski et al. (2010b).

Tabela 2.5 - Tabela com diferença de canais no espectro infravermelho.

Atributo físico	Classificação	Campos de interesse
Desenvolvimento vertical	1	$6.2 - 10.8\ \mu m$
	2	$6.2 - 7.3\ \mu m$
	3	$10.8\ \mu m\ T_B$
	4	$7.3 - 13.4\ \mu m$
	5	$6.2 - 9.7\ \mu m$
	6	$8.7 - 12.0\ \mu m$
Glaciação no topo da nuvem	1	$15min$ tri-espectral
	2	tri-espectral
	3	$15min\ (8.7 - 10.8)\ \mu m$
	4	$8.7 - 10.8\ \mu m$
	5	$15min\ (12.0 - 10.8)\ \mu m$
	6	$15min\ (3.9 - 10.8)\ \mu m$
	7	$12.0 - 10.8\ \mu m$
Intensidade de fluxo ascendente	1	$30min\ (6.2 - 7.3)\ \mu m$
	2	$15min\ 10.8 - \mu m\ T_B$
	3	$30min\ 10.8 - \mu m\ T_B$
	4	$15min\ (6.2 - 7.3)\ \mu m$
	5	$30min\ (9.7 - 13.4)\ \mu m$
	6	$30min\ (6.2 - 10.8)\ \mu m$
	7	$15min\ (6.2 - 12.0)\ \mu m$
	8	$15min\ (7.3 - 9.7)\ \mu m$

O tri-espectral é a diferença entre $(8.7 - 10.8) - (10.8 - 12.0)\ \mu m$.
Fonte: Adaptado de Mecikalski et al. (2010a).

3 DADOS E METODOLOGIA

A presente seção está organizada em duas subseções: Dados em 3.1 e Métodos em 3.2. Na primeira subsecção, destacam-se os dados utilizados nesta dissertação, assim como a área e os estudos de casos analisados. Na segunda subsecção, mencionam-se as metodologias empregadas no processamento dos dados, a descrição dos princípios físicos dos campos de interesse e os procedimentos utilizados na elaboração e avaliação dos modelos de previsão das descargas elétricas.

3.1 Dados

3.1.1 GOES-16

Para o desenvolvimento desta dissertação, foram utilizados os dados dos instrumentos ABI e GLM, a bordo do satélite geoestacionário GOES-16, o qual desde sua colocação em orbita se localizou na longitude 89.5°W, mudando para a posição 75.2°W no final de dezembro de 2017, data na qual o satélite passou a estar em operação. O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) sendo um usuário especial e parceiro no desenvolvimento teve acesso exclusivo aos dados do GOES, antes do mesmo estar declarado operacional. Foram utilizados os dados dos meses de outubro e novembro de 2017. Os dados do ABI, empregados nesta pesquisa, consistiram de imagens a cada 15 minutos da radiância do sistema terra-atmosfera, as quais dependendo da banda foram fornecidas como fator de refletividade ou como temperatura de brilho. As imagens de satélite foram trabalhadas na projeção satélite original para que não fossem perdidas informações. Na tabela 3.1, são listados cada um dos canais do ABI empregados neste estudo junto com uma breve descrição de algumas de suas características. No caso do GLM, os dados utilizados correspondem ao produto flash, os quais foram fornecidos a cada 20 segundos. No início desta pesquisa, pretendia-se utilizar os dados dos eventos, grupos e flashes. Contudo, devido a problemas nos algoritmos da NOAA, somente foram liberados os dados dos flashes. Além disso, como os dados fornecidos pelo GLM eram preliminares e estavam sujeitos a calibrações, preferiu-se trabalhar como os dados dos flashes, antes que com os dados dos grupos, por serem considerados mais robustos e menos sensíveis a estas calibrações. Outro ponto que merece ser considerado é que os flashes reduzem a imprecisão que existe na sobreposição dos dados do ABI e do GLM, a qual é ocasionada pela defasagem de tempo existente na toma de medição de ambos os instrumentos.

Tabela 3.1 - Canais do ABI utilizados no estudo

Canal	Intervalo de comprimento de onda (μm)	Comprimento de onda central (μm)	Resolução espacial no nadir (Km)	Unidade
5	1.58 – 1.64	1.61	1	Fator de refletividade
6	2.225 – 2.275	2.25	2	Fator de refletividade
7	3.80 – 4.00	3.90	2	Temperatura de Brilho
8	5.77 – 6.6	6.19	2	Temperatura de Brilho
9	6.75 – 7.15	6.95	2	Temperatura de Brilho
11	8.3 – 8.7	8.5	2	Temperatura de Brilho
13	10.1 – 10.6	10.35	2	Temperatura de Brilho
14	10.8 – 11.6	11.2	2	Temperatura de Brilho
15	11.8 – 12.8	12.3	2	Temperatura de Brilho
16	13.0 – 13.6	13.3	2	Temperatura de Brilho

Fonte: Adaptado de Schmit et al. (2005).

3.1.2 Área de estudo

A área de estudo utilizada neste trabalho se localiza na região norte do Brasil, centrada sobre a cidade de Manaus, cobrindo uma extensão de 652864 km^2 (808 km por lado), como se observa na Figura 3.1. O principal motivo da escolha desta região como área de estudo foi devido a grande atividade convectiva nesta região e a um padrão mais homogêneo de convecção podendo-se avaliar áreas maiores mantendo quase as mesmas condições de contorno de floresta e orografia.

Figura 3.1 - Área de estudo

Área de estudo delimitada pela linha vermelha, centrada sobre Manaus.
Fonte: Produção do autor.

3.1.3 Estudos de casos

Os estudos de casos empregados nesta pesquisa correspondem a todos aqueles horários nos quais foram observados sistemas convectivos, mediante a banda de 10.35 μm, associados com a ocorrência de flashes, detectados pelo GLM. A data destes estudos de caso correspondente aos meses de outubro e novembro de 2017. Por outro lado, devido às falsas detecções de flash ocasionadas pela reflexão do sol na superfície, os horários compreendidos entre as 12:45 UTC e 14:15 UTC foram excluídos de todos os estudos de caso que cobriram esse intervalo. Na figura 3.2 são mostrados dois exemplos de falsas detecções de flash por parte do GLM, enquanto que os estudos de caso empregados nessa pesquisa, assim como seus horários, são listados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Estudos de caso

Caso	Data de inicio					Data de fim				
	Ano	Mês	Dia	Hora	Min	Ano	Mês	Dia	Hora	Min
001	2017	10	01	15	00	2017	10	02	01	00
002	2017	10	03	07	00	2017	10	04	12	45
003	2017	10	05	00	00	2017	10	06	13	00
004	2017	10	06	13	00	2017	10	07	15	45
005	2017	10	07	16	00	2017	10	08	23	45
006	2017	10	09	14	30	2017	10	09	23	15
007	2017	10	10	02	00	2017	10	11	09	30
008	2017	10	12	14	30	2017	10	13	12	30
009	2017	10	13	15	00	2017	10	14	03	00
010	2017	10	14	03	30	2017	10	15	12	30
011	2017	10	15	14	30	2017	10	15	23	45
012	2017	10	20	06	15	2017	10	20	12	30
013	2017	10	30	04	00	2017	10	30	23	00
014	2017	11	05	10	00	2017	11	05	23	45
015	2017	11	12	10	00	2017	11	12	23	45
016	2017	11	15	10	00	2017	11	15	23	45

Figura 3.2 - Falsos flashes detectados pelo GLM

Imagens de temperatura de brilho da banda de 10.35 μm, no dia 10 de outubro de 2017 as 13:30 UTC (a) e 13:45 UTC (b), junto com “flashes” (pontos de cor magenta) registrados entre os horários de 13:30 – 13:45 UTC (a) e 13:45 – 14:00 UTC (b). Nesta imagem, os “flashes” localizados sobre regiões sem nebulosidade mostram as falsas detecções de descargas elétricas devida à reflexão solar.

Fonte: Produção do autor.

3.2 Metodologia

3.2.1 Processamento dos dados do GLM

Como o produto flash fornece a coordenada “pontual” onde se registraram descargas elétricas, foi necessário acumular estas informações sobre uma matriz para poder calcular a densidade dos flashes em 5 minutos. Flashes a cada 5 minutos foi empregado em função da decisão do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) de utilizar este produto – densidades de flashes, processados neste intervalo temporal. Neste trabalho foram utilizadas as dimensões da matriz do LCFA (8 km no nadir) para acumular os flashes. Embora a resolução espacial desta matriz não seja a mesma em todos seus pontos de grade, devido à projeção satélite, mesmo assim se decidiu utiliza-la por ter as mesmas dimensões que os pixeis dos eventos, os quais são as unidades básicas de medição do GLM, utilizados no cálculo dos grupos e dos flashes. Além disso, os resultados observados nos histogramas de frequência relativa, que associam os valores dos campos de interesse com as distintas densidades de flashes, mostraram que a resolução espacial do LCFA consegue representar o comportamento das diferentes densidades de flash, ficando demostrado que esta matriz pode ser empregada no cálculo das densidades dos flashes.

Por outro lado, devido à diferente resolução espacial que apresentam as imagens do ABI e a matriz do LCFA, foi mudada a resolução espacial desta última para a mesma resolução espacial que das imagens do ABI. Nesse sentido esta mudança de resolução espacial consistiu em atribuir o valor de densidade de flash dos pixeis do LCFA, a todos aqueles pixeis do ABI que tinham seu centro dentro deles, tal como se observa na Figura 3.3. É importante mencionar que este procedimento foi realizado tanto com as imagens de satélite de 1 km e 2 km, as quais em todo momento mantiveram sua projeção original (projeção satélite).

De modo geral, observa-se que um pixel do LCFA esta conformado de 16 pixeis de 2 km e de 64 pixeis de 1 km.

Figura 3.3 - Mudança de resolução espacial das densidades de flash

Densidade de flash (escala de cores) acumulada em 5 minutos sobre a matriz do LCFA (a) e sobre a matriz de uma imagem do ABI de 2 km (b). As linhas em verde delimitam a área de cobertura dos pixeis do LCFA, enquanto que as linhas em azul delimitam a área de cobertura dos pixeis ABI e os pontos em azul indicam seus centros.

Fonte: Produção do autor.

Neste trabalho não foi possível realizar a comparação entre as informações do GLM com dados de redes monitoramento de descargas elétricas, devido à falta de cobertura deste tipo de instrumentos sobre nossa área de estudo, motivo pelo qual foram consideradas como validas as informações fornecidas pelo GLM. Ademais, o fato que a tecnologia e metodologia que este sensor utiliza na detecção das descargas elétricas, derive de instrumentos como o *Lightning Imaging Sensor* (LIS) e o *Optical Transient Detector* (OTD) (cujos dados foram empregados em estudos prévios como os de Boccippio et al. (2000), Christian et al. (2003), Albrecht et al. (2011), entre outros), mostra que os dados do GLM são confiáveis. Porém, mesmo assim, foram tomadas algumas considerações para assegurar a

qualidade destes dados. Nesse sentido a primeira consideração realizada foi excluir dos estudos de casos, os horários compreendidos entre 12:45 UTC e 14:15 UTC, devido às falsas detecções ocasionada pelo sol. A segunda consideração foi utilizar só os flashes que estiveram associados com topos de nuvens cujas temperaturas de brilho (em 10.35 μm) fossem menores que 253 K. Flashes associados a temperaturas maiores que 273 K podem estar associados a erros de geolocalização e para o desenvolvimento do algoritmo foi preferível não os considerar. O valor de temperatura utilizado como critério de seleção foi baseado no estudo de Machado et al. (1992) e Machado e Rossow (1993) onde indicam que a temperatura brilho de 253 K se associa com nuvens oticamente espessas que alcançam níveis de altura acima dos 8 km de altura. Desta forma é assegurada a presença de gelo na nuvem, o qual é necessário para sua eletrificação e a ocorrência de descargas elétricas.

3.2.2 Processamento dos dados do ABI

Os canais 5 (1.6 μm), 6 (2.25 μm) e 7 (3.9 μm) do ABI, por encontrar-se localizados em uma região de transição entre o espectro visível e termal do espectro eletromagnético, que é chamada também de região do infravermelho próximo, possuem contribuições dos dois componentes na radiância que medem, um termal e outro refletivo. Os dois primeiros canais podem ser considerados como canais quase que puramente refletivos, devido ao componente refletivo ser muito superior ao componente termal (SETVÁK et al., 2003; KAUFMAN et al., 1997). Enquanto que no canal 7, os componentes refletivo e termal são da mesma ordem, sendo necessária a extração do componente termal para trabalhar somente com o componente refletivo. Por outro lado, devido aos canais 5 e 6 serem fornecidos como fator de refletância, é necessário convertê-los em unidades de albedo, para assim poder trabalhar com um parâmetro físico que não dependa do ângulo zenital (normalização do ângulo zenital). No caso do canal 7, este procedimento é necessário só na componente refletiva. A seguir serão detalhados os procedimentos e técnicas que foram empregados na extração do componente termal do canal 7 e na normalização do ângulo zenital dos canais 5 e 6.

3.2.2.1 Normalização do ângulo zenital do canal 5 e 6

De acordo com o descrito pelo Schmit et al. (2012), o parâmetro fornecido nos canais 5 e 6 do ABI, é o fator de refletância e é expresso mediante a seguinte equação:

$$\rho f_v = \rho_v \cdot \cos\theta \tag{3.1}$$

onde ρf_v é o fator de refletância do pixel, correspondente à imagem de satélite de um determinado canal, que tem como centro da banda o número de onda v, ρ_v é a refletividade (albedo) do pixel e θ o seu angulo zenital.

Isolando a refletância na equação 3.1, temos:

$$\rho_v = \frac{\rho f_v}{\cos(\theta)} \tag{3.2}$$

A equação 3.2 mostra o processo que deve ser realizado em cada pixel da imagem para converter o fator de refletância em albedo. Para o calculo do cosseno do ângulo zenital foi utilizada a seguinte expressão:

$$\cos(\theta) = \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) + \cos(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\omega) \tag{3.3}$$

onde δ é a declinação solar, ϕ é a latitude e ω é o angulo horário.

Para o cálculo da declinação solar foi utilizada a expressão proposta por Spencer (1971):

$$\begin{aligned} \delta = 0.006918 - 0.399912 \cdot \cos(\Gamma) + 0.070257 \cdot \sin(\Gamma) - 0.006758 \cdot \cos(2\Gamma) \\ +0.000907 \cdot \sin(2\Gamma) - 0.002697 \cdot \cos(3\Gamma) + 0.00148 \cdot \sin(3\Gamma) \end{aligned} \tag{3.4}$$

onde Γ = $2\pi(n-1)/365$ e n é o dia do ano.

Enquanto que para o cálculo do angulo horário (ω), foi utilizada a expressão proposta por Abal e Durañona (2013):

$$\omega = \frac{\pi}{12} \cdot [h_{UTC} + dh - 12 + (\frac{L_0 - L_{UTC}}{15}) + \frac{E}{60}] \tag{3.5}$$

onde h_{UTC} é a hora UTC, dh é a diferencia entre o fuso horário do pixel e Greenwich (representada na figura 3.4), L_0 é a longitude onde se localiza o pixel, L_{UTC} é a longitude central do fuso horário que estabelece a hora UTC do pixel, enquanto que E é a equação do tempo (em minutos) que é calculada mediante a expressão proposta por Spencer (1971):

$$\begin{aligned} E \approx 229.18 \cdot [0.0000075 + 0.001868 \cdot \cos(\Gamma) - 0.032077 \cdot \sin(\Gamma) \\ -0.014615 \cdot \cos(2\Gamma) - 0.04089 \cdot \sin(2\Gamma)] \end{aligned} \tag{3.6}$$

Com a finalidade de evitar trabalhar com ângulos zenitais que se aproximem a 90°, os quais ocasionam valores indefinidos na conversão do fator de refletividade em albedo (equação 3.2) e a refletância passa a não ser isotrópica, optou-se por utilizar horários nos quais o ângulo zenital seja menor que 68°, tal como recomenda Lindsey et al. (2006). Devido a isto, as imagens do canal 5 e 6 somente foram utilizadas quando se encontravam entre as 11 UTC e as 19 UTC.

Figura 3.4 - Zonas horárias e fuso horários

Diferença horária entre o meridiano de Greenwich e as distintas zonas horárias. As linhas pontilhadas representam os meridianos centrais de cada fuso horário.

Fonte: Abal e Durañona (2013).

3.2.2.2 Extração do componente termal

Como foi mencionando previamente, a radiância medida na banda de 3.9 μm apresenta uma porção refletiva e outra termal, motivo pelo qual é necessário realizar a extração da sua componente termal para poder trabalhar somente com a parte refletiva. Nesse sentido, a energia medida neste canal pode ser representada como o produto entre a função resposta e a radiância que chega ao sensor do satélite (tanto refletiva como termal), integrada em todos os comprimentos de onda que cobre esta banda, tal como se observa na seguinte equação:

$$L_{ch7} = \int_{\lambda_0}^{\lambda_n} FR(\lambda) \cdot [t^{'}(\lambda) \cdot L_r(\lambda) + t^{''}(\lambda) \cdot L_e(\lambda)] \tag{3.7}$$

Onde L_{ch7} é a radiância medida pelo sensor do satélite no canal 7, λ_0 e λ_n são os

comprimentos de onda inferior e superior do canal, $FR(\lambda)$ é a função resposta do canal, $t'_\lambda(\lambda)$ é a transmissão da radiância solar descendente e ascendente acima da nuvem; $t''_\lambda(\lambda)$ é a transmissão da radiância ascendente acima da nuvem; $L_r(\lambda)$ é a radiância refletida e $L_e(\lambda)$ é a radiância emitida.

Na equação 3.7 observa-se que a radiância medida pelo sensor do satélite, recebe uma contribuição em todos os comprimentos de onda que compreende o canal 7. Porém, em diversos trabalhos somente é considerada a contribuição do comprimento de onda central desta banda, para realizar a extração do componente termal. Em trabalhos como os de Setvák e Doswell (1991) e Kaufman e Nakajima (1993), a metodologia que descreve a forma de isolar a componente refletiva, considera que toda a radiância medida no canal 3 (3.55 μm - 3.93 μm, centrado em 3.7 μm) do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) é devida á contribuição do comprimento de onda central do canal. A mesma consideração foi realizada no trabalho de Lindsey et al. (2006), que utilizou imagens do canal 2 (3.5 μm e 4.0 μm, centrado em 3.9 μm) do GOES-10 e GOES-12. Assim também, Lensky e Rosenfeld (2008) e Mecikalski et al. (2010b), que trabalharam com o canal 4 do MSG (3.48 μm - 4.63 μm, centrado em 3.92 μm), utilizaram essa mesma consideração, sem se importar que este canal apresenta um intervalo de comprimento de onda maior que os utilizados nos trabalhos descritos anteriormente.

Por tanto, para efeito de simplificação e baseado nestes trabalhos, esta dissertação empregou a mesma consideração para isolar a componente refletiva das imagens do canal 7 (3.8 μm - 4.0 μm, centrado em 3.9 μm) do ABI. Desta forma a equação 3.7 pode ser redefinida como:

$$L_{ch7} = FR(3.9) \cdot [t(3.9)' \cdot L_r(3.9) + t(3.9)'' \cdot L_e(3.9)] \tag{3.8}$$

onde $L_{3.9}$ é a radiância total medida no canal 7 μm, $FR(3.9)$ é a função resposta do sensor em 3.9 μm, $L_r(3.9)$ é a radiância refletida em 3.9 μm, $L_e(3.9)$ é a radiância emitida em 3.9 μm, $t'(3.9)$ é a transmissão em 3.9 μm da radiância solar descendente e ascendente acima da nuvem, enquanto que $t''(3.9)$ é a transmissão em 3.9 μm da radiância ascendente acima da nuvem.

De acordo com Lensky e Rosenfeld (2008), $t'_{3.9}$ e $t''_{3.9}$ são parâmetros que estão em função da absorção do vapor de água e do dióxido de carbono. Porém, devido à baixa absorção destes gases nos comprimentos de onda coberto pelo canal 7

(LIOU, 2002), os valores de $t'_{3.9}$ e $t''_{3.9}$ foram considerados iguais a um, tal como o fizeram Setvák e Doswell (1991) e Kaufman e Nakajima (1993). Por tanto, incluindo esta consideração na equação 3.8 e sabendo que a função resposta em 3.9 μm é próxima a um, temos a seguinte expressão:

$$L_{ch7} = L_r(3.9) + L_e(3.9) \tag{3.9}$$

Assim também, o primeiro termo da direita da equação 3.9 pode ser expresso como:

$$L_r(3.9) = \rho_{3.9} \cdot [B_{3.9}(T_{sol}) \cdot (\frac{r_{sol}}{r_{orb}})^2 \cdot Fn \cdot \cos(\theta)] = \rho_{3.9} \cdot S_{3.9} \tag{3.10}$$

onde $\rho_{3.9}$ é a refletividade em 3.9 μm, $B_{3.9}(T_{sol})$ é a radiância que emite o sol em 3.9 μm a uma temperatura T_{sol} igual a 5800 K, r_{sol} é o raio do sol ($6.96 \cdot 10^8$ m), r_{orb} é o raio da orbita terrestre no equinócio ($1.5 \cdot 10^{11}$ m), Fn é o fator orbital e θ é o angulo zenital. Com fins práticos, a expressão localizada entre colchetes é representada como $S_{3.9}$, a qual significa o fluxo solar [$mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$] que chega ao topo da atmosfera no comprimento de onda de 3.9 μm. Além disto, o cálculo do Fn foi realizado mediante a seguinte equação:

$$Fn \approx 1 + 0.033 \cdot \cos(\frac{2\pi n}{365}) \tag{3.11}$$

Por outro lado, o segundo termo da equação 3.9 pode ser expressada como:

$$L_e(3.9) = \varepsilon_{3.9} \cdot B_{3.9}(T_n) \tag{3.12}$$

Onde $\varepsilon_{3.9}$ é a emissividade da nuvem em 3.9 μm e $B_{3.9}(T_n)$ é a radiância emitida pela nuvem em 3.9 μm, calculada mediante a lei de Planck.

Substituindo as equações 3.10 e 3.12 em 3.9 temos:

$$L_{ch7} = \rho_{3.9} \cdot S_{3.9} + \varepsilon_{3.9} \cdot B_{3.9}(T_n) \tag{3.13}$$

De acordo com a lei de conservação de energia, para que a radiação que incide

sobre uma superfície seja conservada, a soma da energia absorvida, refletida e transmitida deve ser igual á energia incidente, tal como é mostrada na equação 3.14. Assim também, esta lei pode ser expressa através dos coeficientes de absortividade (α_λ), refletividade (ρ_λ) e transmitância (τ_λ), as quais somadas são iguais a um (equação 3.15).

$$L_{incidente} = L_{absorvida} + L_{refletida} + L_{transmitida} \tag{3.14}$$

$$\alpha_\lambda + \rho_\lambda + \tau_\lambda = 1 \tag{3.15}$$

Segundo Setvák et al. (2003) e Lindsey et al. (2006), em nuvens de grande espessura óptica (como as estudadas neste trabalho) a transmissividade pode ser considera como zero. Utilizando esta consideração na equação 3.15 temos:

$$\alpha_\lambda + \rho_\lambda = 1 \tag{3.16}$$

No entanto, de acordo com a lei de Kirchhoff, quando um corpo ou superfície está em equilíbrio termodinâmico com seu entorno, sua absortividade (α_λ) é igual a sua emissividade (ε_λ). Assim, ao incluir a lei de Kirchhoff na equação 3.16, temos a seguinte expressão:

$$\varepsilon_\lambda + \rho_\lambda = 1 \tag{3.17}$$

Finalmente, substituindo a equação 3.17 em 3.13 e isolando $\rho_{3.9}$ temos:

$$\rho_{3.9} = \frac{L_{ch7} - B_{3.9}(T_n)}{S_{3.9} - B_{3.9}(T_n)} \tag{3.18}$$

Segundo Hunt (1973) e Stephens (1978), na região de comprimentos de onda longa, as nuvens de grande espessura óptica comportam-se como corpos negros. Isso significa que sua emissividade aproxima-se a um, com o qual, a temperatura da nuvem pode ser obtida da temperatura de brilho de uma banda localizada nesta região do espectro eletromagnético. Embora alguns trabalhos como os de Setvák e Doswell (1991), Setvák et al. (2003), Lindsey et al. (2006), Lensky

e Rosenfeld (2008), entre outros, utilizam canais centrados na banda de 10.8 μm, neste trabalho se utilizou a banda de 10.35 μm (canal 13), pois este canal é menos sensível à absorção do vapor de água, em comparação com a banda de 11.2 μm (canal 14). Desta forma, a equação 3.18 pode ser expressa como:

$$\rho_{3.9} = \frac{L_{ch7} - B_{3.9}(T_{ch13})}{S_{3.9} - B_{3.9}(T_{ch13})} \tag{3.19}$$

Na equação 3.19, mostra-se o procedimento que se deve realizar para eliminar o componente termal do canal 7 e ficar somente com o componente refletivo, que é o componente com o qual iremos a explorar as propriedades físicas das nuvens, durante o dia.

Devido ao parâmetro L_{ch7} ser fornecido como temperatura de brilho nas imagens de satélite, é necessário convertê-lo em radiância [$mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$] para poder ser empregado na equação 3.19. Nesse sentido, a conversão deste parâmetro é realizada mediante a equação 3.20 (SCHMIT et al., 2012).

$$L_{ch} = \frac{fk1}{\exp(fk2/(bc1 + bc2 * T)) - 1} \tag{3.20}$$

onde L_λ é a radiância (mW/(m^2·sr·cm^{-1})) medida pelo satélite em um determinado canal, fk1 e fk2 são parâmetros que dependem da velocidade da luz, a constante de Planck, a constante de Boltzmann e do comprimento de onda central do canal, enquanto que $bc1$ e $bc2$ são os coeficientes de correção da banda.

Os parâmetros fk1 e fk2 foram calculados da seguinte maneira:

$$fk1 = 2 \cdot h \cdot c^2 \cdot cwn^3 \tag{3.21}$$

$$fk2 = h \cdot \frac{c}{b} \cdot cwn \tag{3.22}$$

onde h é a constante de Planck (6.62606896 x 10^{-27} erg·s), b é a constante de Boltzmann (1.3806504 x 10^{-16} erg·/K), c é a velocidade da luz (2.99792458 x 10^{10} cm/s) e cwn é o comprimento de onda central do canal (cm^{-1}). A tabela 3.3 apresenta os parâmetros necessários para a conversão da temperatura de brilho

do canal 7 em radiância.

Tabela 3.3 - Coeficientes do Planck para o canal 7

Canal	7
Comprimento de onda central (μm)	3.9
Numero de onda (cm^{-1})	2564.05
fk1	2.00774e+05
fk2	3.68909e+03
bc1	0.50777
bc2	0.99929

Fonte: Adaptado de Schmit et al. (2012).

Embora o cálculo da refletância no canal 7 não apresente valores indefinidos para ângulos zenitais próximos de 90°, os horários das imagens deste canal foram os mesmos que os utilizados com o canal 5 e 6, com a finalidade de poder comparar os resultados destes três canais durante o mesmo intervalo de tempo.

3.2.2.3 Resultados dos processamentos nos canais do infravermelho próximo

Os resultados obtidos dos processamentos mencionados anteriormente são apresentados nas figuras 3.5, 3.6 e 3.7, os quais foram realizados sobre a nossa área de estudo no horário das 13 UTC e das 17 UTC. Nas figuras 3.5 e 3.6, observa-se que às 13 UTC a diferença entre o albedo da superfície terrestre e das nuvens é maior na imagem corrigida e menor na imagem sem correção, enquanto que no horário das 17 UTC os valores de albedo de ambas as superfícies são muito similar tanto na imagem corrigida como na sem correção. Tendo em consideração a equação 3.2, este comportamento se deve ao valor do ângulo zenital, o qual por ser maior às 13 UTC mostra uma maior diferença entre a imagem sem correção (fator de refletividade) e a corrigida (refletância). No entanto, no caso do cálculo da refletância da banda de 3.9 μm, a figura 3.7 mostra que os topos das nuvens com temperaturas de brilho menores que 220 K apresentam baixos valores de refletividade (menores que 0.15), enquanto que os topos das nuvens com maiores valores de temperaturas apresentam um maior valor de refletância. Estes resultados são devido à presença de cristais de gelo no topo das nuvens, as quais se caracterizam por ter baixa refletividade nesta banda,

enquanto que as nuvens compostas por gotas de água apresentam refletâncias maiores que do gelo. Na seção 3.2.3.1 será abordado com mais detalhe esse tema.

Com a finalidade de comparar a refletância que os canais 5, 6 e 7 apresentam com respeito das nuvens formadas de gotas de água e cristais de gelo, na figura 3.8, é mostrada a refletividade destes canais junto com a temperatura de brilho do canal 13 (10.35 μm). Assim também, na imagem do canal 13 são mostradas em tonalidades coloridas às temperaturas de brilho menores que -40°C, com o objetivo de identificar as nuvens formadas exclusivamente de cristais de gelo (LINDSEY et al., 2006), enquanto que as nuvens mostradas em tonalidades cinzas são consideradas como nuvens mistas ou formadas por gotas de água. Nesta figura, observa-se que nos canais 5, 6 e 7, a refletividade das nuvens formadas por cristais de gelo apresentam valores de albedo menores que das nuvens formadas por gotas de água, sendo o canal 5 e 6 os que apresentam, respectivamente, um maior e um menor contraste entre estes dois tipos de nuvens. De acordo com Baum et al. (2000b), as nuvens formadas por gotas de água apresentam uma maior refletividade que as nuvens formadas de gelo, devido ao índice imaginário de refração que é menor na água que no gelo, ocasionando que uma maior porção da radiação incidente seja refletida antes de ser absorvida. Além disso, o pouco contraste entre as nuvens formadas por cristais de gelo e água liquida no canal 6, deve-se à proximidade nos valores do índice imaginário de refracção nestes dois tipos de hidrometeoros. Nesta figura, observa-se também que a refletância é maior no canal 5 e menor no canal 7, o qual segundo estes mesmos autores, é devido ao incremento das capacidades absortivas destas partículas (gelo e água) conforme maiores sejam os comprimentos de onda.

Os valores de refletância mostrados na figura 3.8 foram comparados com os resultados obtidos por Wilder et al. (2011), que mediante um modelo de transferência radiativa calcularam a refletância no topo de nuvens oticamente espessas, compostas por gotas de água e cristais de gelo (figura 3.9). Desta forma foi possível verificar que os valores de refletância mostrados na figura 3.8 são coerentes com o comportamento refletivo destes hidrometeoros.

Figura 3.5 - Comparações entre imagens corrigidas e sem correção do canal 5 sobre Manaus.

Comparação das respostas refletivas do canal 5 sem correção (a e c) e com correção (b e d), em nuvens de diferente desenvolvimento vertical e a superfície terrestre, sobre a região de Manaus.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.6 - Comparações entre imagens corregidas e sem correção do canal 6 sobre Manaus.

Comparação das respostas refletivas do canal 6 sem correção (a e c) e com correção (b e d), sobre a região de Manaus.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.7 - Comparações entre imagens corregidas e sem correção do canal 7 sobre Manaus.

Comparação entre as imagens do canal 7, sem correção (a e c), mostrando a componente termal e refletiva, e com correção (b e d), mostrando a componente termal. Sobre a região de Manaus.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.8 - Canais 5, 6 e 7 comparados com o canal 13.

Comparação da refletância obtida dos canais 5 (a), 6 (b) e 7 (c), comparados com a temperatura de brilho do canal 13 (d).

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.9 - Refletância de nuvens compostas de água liquida e de gelo.

Comportamento da refletância no topo da atmosfera de nuvens compostas de água liquida e de gelo, simulado mediante um modelo de transferência radiativa.

Fonte: Wilder et al. (2011).

3.2.3 Campos de interesse

Na presente seção são detalhados os princípios físicos das bandas espectrais empregadas no monitoramento de atributos físicos associados com o desenvolvimento de nuvens cúmulos, tais como tamanho das partículas, a glaciação no topo da nuvem, o desenvolvimento vertical e a intensidade do fluxo vertical ascendente.

3.2.3.1 Tamanho das partículas

O comportamento radiativo das nuvens é definido pelas suas características geométricas (como forma, tamanho, espessura ótica, etc.) e pelo comportamento dispersivo das suas partículas (cristais de gelo e gotas de água). O comportamento dispersivo destas partículas varia em função do seu tamanho, forma, fase termodinâmica e coeficientes do índice de refração (ACKERMAN et al., 1990; STRA-

BALA et al., 1994; BAUM et al., 2000b). O índice de refração é definido como:

$$M = n_r - n_i \tag{3.23}$$

onde n_r é a parte real que esta associado com a capacidade dispersiva da partícula e n_i é a parte imaginaria que se associa com sua capacidade absortiva.

Na figura 3.10 é mostrada a distribuição do índice imaginário de refracção do gelo e da água, onde se observam os diferentes valores que apresenta este parâmetro no espectro infravermelho próximo e infravermelho termal. Nesta imagem também se observa que nas bandas 1.6 μm e 3.9 μm, o índice imaginário de refração do gelo é maior que da água, o qual supõe uma maior capacidade de absorção do gelo que da água. Devido a isto, as nuvens formadas de cristais de gelo apresentam menor refletividade que as nuvens formadas de gotas de água (BAUM et al., 2000b). No caso da banda de 2.25 μm, o índice imaginário de refracção do gelo e da água apresentam valores similares, motivo pelo qual as nuvens formadas por cristais de gelo e gotas de água apresentam valores de refletância muito próximos.

Enquanto todos os parâmetros mencionados anteriormente são relevantes para definir as características radiativas das nuvens, em determinados intervalos de comprimentos de onda alguns deles apresentam maior relevância na definição destas características. Nesse sentido, os trabalhos de Nakajima e King (1990), Baum et al. (2000a) e Baum et al. (2000b), demostraram através de simulações com modelos de transferência radiativa que nas bandas de 1.6 μm, 2.25 μm e 3.9 μm, o tamanho das partículas é o parâmetro de maior relevância na definição do comportamento radiativo das nuvens, observando-se também que a refletividade das nuvens decresce conforme aumenta o tamanho das partículas.

Baseados nestas afirmações e tendo em consideração que as nuvens analisadas apresentam grande desenvolvimento vertical, grande espessura ótica e são formadas por cristais de gelo, podemos afirmar que os baixos valores de refletividade, nestas bandas, associam-se com cristais de gelo de maior tamanho e os altos valores de refletividade com cristais de gelo de menor tamanho.

Figura 3.10 - Distribuição do índice imaginário de refracção da água e o gelo.

Valores do índice imaginário de refração que apresentam o gelo e a água no espectro visível e infravermelho.

Fonte: Baum et al. (2000a).

3.2.3.2 Glaciação no topo da nuvem

As propriedades radiativas das nuvens são moduladas por diversos parâmetros os quais em determinados comprimentos de onda são mais relevantes que os outros. No caso da região do infravermelho termal, o parâmetro de maior influência na resposta radiativa das nuvens é a capacidade de absorção e emissão das partículas (BAUM et al., 2000b). Assim também, de acordo com Ackerman et al. (1990), a capacidade de absorção das partículas é representada pelo coeficiente de absorção (K), o qual está em função do comprimento de onda (λ) e do índice imaginário de dispersão (n_i), tal como se observa na equação 3.24.

$$K = \frac{4\pi n_i}{\lambda} \tag{3.24}$$

Na figura 3.11 é mostrada a distribuição dos coeficientes de absorção do gelo e da água, as quais seguem o mesmo patrão de comportamento que os índices imaginários de refracção (Figura 3.10). Além disto, na imagem 3.11 pode-se observar os coeficientes de absorção do gelo e da água apresentam valores muito similares entre 8 e 10 μm, e valores diferentes entre 10 e 13 μm. De acordo com alguns autores, estas diferenças no coeficiente de absorção destes hidrometeoros, permite inferir a fase termodinâmica da nuvem.

Figura 3.11 - Coeficiente de absorção da água e do gelo.

Distribuição dos coeficientes de absorção da água e o gelo, os quais seguem o comportamento dos índices imaginário de refração.

Fonte: Ackerman et al. (1990).

Segundo Ackerman et al. (1990) e Strabala et al. (1994), diferenças entre bandas espectrais do infravermelho termal permitem ressaltar as características de absorção das nuvens formadas de gelo e de água, sendo possível diferenciar

uma da outra. Esses autores propõem a diferença entre 8 μm – 11 μm, que devido ao maior incremento do coeficiente de absorção do gelo, é possível associar grandes diferenças positivas com nuvens cirros. Em casos de regiões livres de nuvens, esta diferença apresenta valores negativos devido à absorção do vapor de água que afeta principalmente a banda de 8 μm. Assim também, grandes valores positivos desta diferença, associam-se com camadas de gelo no topo da nuvem. Tendências destas diferenças também podem ser calculadas e valores positivos próximos de zero ou valores negativos indicam sua diminuição e valores positivos o aumento da camada de gelo. Outra diferença proposta por estes autores é 11 μm – 12 μm, que se caracteriza por sempre apresentar resultados positivos. Esta diferença consiste em aproveitar que entre estes dois comprimentos de onda, o coeficiente de absorção da água apresenta um maior incremento que o coeficiente de absorção do gelo. Devido a isto, grandes diferenças positivas se associam com nuvens formadas por gotas de água e pequenas diferenças positivas se associam com nuvens formadas de cristais de gelo. Enquanto que as diferenças próximas de zero se associam com regiões sem nuvens. No caso da tendência desta diferença, os valores negativos se associam com um incremento das camadas de gelo no topo da nuvem, enquanto que os valores positivos se associam com a diminuição destas camadas e o incremento das camadas formadas por gotas de água.

Adicionalmente, estes autores indicam que empregando as diferenças mencionadas anteriormente, pode-se obter uma diferença tri-espectral [(8 μm – 11 μm) – (11 μm – 12 μm)] que aproveita tanto o incremento do coeficiente de absorção do gelo entre 8 μm e 11 μm, como o incremento do coeficiente de absorção da água entre 11 μm e 12 μm, para diferenciar de forma mais precisa a fase termodinâmica das nuvens. Desta forma, valores positivos desta diferença se associam com nuvens formadas de cristais de gelo, enquanto que os valores negativos se associam com nuvens formadas por gotas de água. No caso da tendência desta diferença tri-espectral, os valores positivos se associam com o incremento das camadas de gelo, enquanto que os valores negativos se associam com a diminuição das camadas de gelo e o incremento das camadas formadas por gotas de água.

Consequentemente, baseados nos princípios físicos mencionados por Ackerman et al. (1990) e Strabala et al. (1994), outras diferenças de bandas espectrais podem ser utilizadas afim de monitorar a glaciação no topo da nuvem. Um exemplo disso é a diferença entre as bandas 8.5 μm – 12.3 μm, que em função de apre-

sentar um maior incremento do coeficiente de absorção do gelo que da água, permite associar as grandes diferenças positivas com nuvens formadas por cristais de gelo. Enquanto que no caso da tendência, os valores positivos se associam com o incremento das camadas de gelo e os valores negativos com sua diminuição ou o incremento das camadas formadas por gotas de água. Embora Mecikalski et al. (2010a) utilizaram esta diferença de bandas para monitorar o desenvolvimento vertical das nuvens (através da função peso destas bandas), nesta dissertação esta diferença foi empregada para monitorar a glaciação no topo das nuvens. Esta consideração foi tomada devido ao fato que em nuvens de grande desenvolvimento vertical (como as de tempestade utilizados neste estudo), a radiância observada pelo satélite é principalmente devido à absorção e emissão dos hidrometeoros localizados nas camadas superiores das nuvens.

Outras diferenças de bandas que se baseiam no mesmo princípio físico são 10.35 μm – 11.2 μm e 10.35 μm – 12.3 μm, que associam grandes diferenças positivas com nuvens cirros. Além disso, devido à baixa absorção do vapor de água em 10.35 μm, espera-se uma identificação mais acurada das nuvens de gelo.

A diferença de 3.9 μm – 11.2 μm também pode ser utilizada para monitorar a glaciação no topo da nuvem. Esta diferença baseia-se na variação do índice imaginário de refração do gelo e da água. Sendo este índice, no caso do gelo, ao redor de 30 vezes maior em 10.8 μm, enquanto que, no caso da água, ao redor de 25 vezes maior em 10.8 μm (BAUM et al., 1994). Desta forma, diferenças positivas se associam com nuvens formadas de cristais de gelo. Além disso, Baum et al. (1994) indica que esta diferença de bandas é sensível ao tamanho das partículas. No caso das nuvens formadas de gelo, esta diferença se incrementa conforme diminui o tamanho dos cristais de gelo. Similares resultados são esperados para a diferença de 3.9 μm – 10.35 μm.

3.2.3.3 Profundidade da nuvem

Autores como Mecikalski et al. (2010a) e Matthee e Mecikalski (2013), indicam que a diferença de 6.19 μm – 7.34 μm consegue monitorar o desenvolvimento vertical das nuvens, mediante o alinhamento que apresenta a função peso[1] des-

[1] A função peso ou função de contribuição representa a camada da atmosfera da qual provem a energia medida (NOAA/NASA, c).

tas bandas quando as nuvens crescem verticalmente, ocasionando que conforme suas temperaturas de brilho se aproximem a diferença entre elas tendam a zero, ou mesmo positivas. Na figura 3.12 é mostrada a função peso dos canais infravermelhos do GOES-16.

Por outro lado, Schmetz et al. (1997), Mecikalski e Bedka (2006) e (MECIKALSKI et al., 2010a), indicam que mediante a diferença de 6.19 μm – 11.2 μm é possível monitorar o desenvolvimento vertical das nuvens, devido à emissão que realiza o vapor de água quando alcança a tropopausa-estratosfera. Em situações de céu claro, esta diferença é negativa devido à maior absorção que realiza o vapor de água em 6.19 μm que em 11.2 μm. Porém em situações de convecção profunda, esta diferença é positiva devido ao vapor de água ser elevado até a tropopausa ou baixa estratosfera, pelo fluxo ascendente, e emitir com uma temperatura maior que dos topos das nuvens. Desta forma, diferenças maiores a zero associam-se a nuvens de grande desenvolvimento vertical que superam a tropopausa.

Baseado neste mesmo princípio físico é proposta a diferença entre 6.19 μm – 10.35 μm, a qual deveria apresentar um resultado mais preciso que a diferença entre 6.19 μm – 11.2 μm, devido à baixa absorção que realiza o vapor de água em 10.35 μm. Assim também, Mecikalski e Bedka (2006), utilizando este mesmo fundamento físico, indicam que a diferença entre 7.34 μm – 13.3 μm tem o potencial de monitorar a profundidade da nuvem. Estes autores indicam que embora a banda de 13.3 μm seja afetada pela absorção do dióxido de carbono, em nuvens oticamente espessas a temperatura de brilho desta banda é similar ou inclusive mais fria que a banda de 11.2 μm, devido a sua maior sensibilidade com as nuvens cirros. Portanto, de forma similar a escolha dos campos de interesse anteriores (6.19 μm – 10.35 μm e 6.19 μm – 10.35 μm), diferenças positivas de 7.34 μm – 13.3 μm associam-se com nuvens profundas que alcançam a tropopausa.

Por outro lado, além das diferenças mencionadas, outros campos de interesse que podem ser empregados para monitorar o desenvolvimento vertical das nuvens são as bandas de 10.35 μm e de 11.2 μm. Baseados no fato que a temperatura do ar diminui com a altura, a temperatura de brilho destas bandas permite ter uma ideia do nível de altura que alcançam os topos das nuvens. Topos de nuvens mais frios estão associados as nuvens de maior desenvolvimento vertical. Nesse sentido, Machado et al. (1992) e Machado e Rossow (1993), indicam que temperaturas de brilho menores que 253 K, associam-se com nuvens de grande espessura ótica que alcançam níveis de altura acima dos 8 km em uma

atmosfera tropical. Desta forma, o desenvolvimento vertical das nuvens pode ser inferido através da temperatura de brilho destas bandas, especialmente com a banda de 10.35 μm, que é menos afetada pela absorção do vapor de água.

Figura 3.12 - Função peso dos canais do infravermelho do GOES-16.

Nível de contribuição ou função peso dos canais do infravermelho do GOES-16.
Fonte: Schmit et al. (2005).

3.2.3.4 Intensidade do fluxo ascendente

Embora os campos de interesse, mencionados na seção anterior, permitam monitorar o desenvolvimento vertical das nuvens, tendências em 15 e 30 minutos destes mesmos campos permite estimar a intensidade do fluxo ascendente. Essas tendências indicam as variações da altura dos topos das nuvens e a tendência indica a intensidade do fluxo ascendente que ocasiona essas variações.

Nesse sentido, Mecikalski e Bedka (2006) indicam que as tendências em 15 minutos da temperatura de brilho em torno de valores entre -4 e -8 K, do canal 10.35 μm e 11.2 μm, associam-se com fluxos ascendente fracos, enquanto que os valores menores que -8 K são associados com fluxos ascendentes intensos.

Destes autores se deduz que grandes valores positivos da tendência em 15 e 30 minutos de 6.19 μm – 10.35 μm e 6.19 μm – 11.2 μm indicam uma rápida incursão do vapor de água na tropopausa, o qual também é associado com um intenso fluxo ascendente.

Por outro lado, Mecikalski et al. (2010a) indicam que grandes valores positivos, da tendência em 15 e 30 minutos de 6.19 μm – 7.34 μm, indicam um rápido crescimento vertical das nuvens, o que se associa com fluxos ascendente intensos.

3.2.3.5 Resumo dos campos de interesse

A Tabela 3.4 apresenta os campos de interesse utilizados neste estudo. Alguns atributos físicos podem ser instantâneos e/ou tendências em 15 e 30 minutos. Nas tabelas 3.5, 3.6, 3.7 e 3.8 são descritos os critérios que utilizam os campos de interesse no monitoramento dos atributos físicos.

Tabela 3.4 - Descrição dos tipos de campos de interesse utilizados nos atributo físicos.

Atributo físico	Campo de interesse	Tipo
Tamanho das partículas	1.6 μm	Instantâneo e tendência em 15 minutos.
	2.25 μm	Instantâneo e tendência em 15 minutos.
	3.9 μm	Instantâneo e tendência em 15 minutos.
Glaciação no topo da nuvem	3.9 μm – 10.35 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	3.9 μm – 11.2 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	8.5 μm – 11.2 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	8.5 μm – 12.3 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	11.2 μm – 12.3 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	Tri-espectral	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	10.35 μm – 11.2 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
	10.35 μm – 12.3 μm	Instantâneo, tendência em 15 e em 30 minutos.
Profundidade da nuvem	6.19 μm – 10.35 μm	Instantâneo
	6.19 μm – 11.2 μm	Instantâneo
	10.35 μm	Instantâneo
	11.2 μm	Instantâneo
	7.34 μm – 13.3 μm	Instantâneo
	6.19 μm – 7.34 μm	Instantâneo
Intensidade do fluxo ascendente	6.19 μm – 10.35 μm	Tendência em 15 e em 30 minutos.
	6.19 μm – 11.2 μm	Tendência em 15 e em 30 minutos.
	10.35 μm	Tendência em 15 e em 30 minutos.
	11.2 μm	Tendência em 15 e em 30 minutos.
	6.19 μm – 7.34 μm	Tendência em 15 e em 30 minutos.

Tri-espectral: (8.5 μm – 11.2 μm) – (11.2 μm – 12.3 μm)

Tabela 3.5 - Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento do tamanho das partículas.

Atributo físico	Campo de interesse	Tipo	Critério
Tamanho das partículas	1.6 μm	Instantâneo	Maior (Menor) refletividade menor (maior) tamanho das partículas.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam diminuição (aumento) do tamanho das partículas.
	2.25 μm	Instantâneo	Maior (Menor) refletividade menor (maior) tamanho das partículas.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam diminuição (aumento) do tamanho das partículas.
	3.9 μm	Instantâneo	Maior (Menor) refletividade menor (maior) tamanho das partículas.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam diminuição (aumento) do tamanho das partículas.

Tabela 3.6 - Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da glaciação no topo da nuvem.

Atributo físico	Campo de interesse	Tipo	Critério
Glaciação no topo da nuvem	3.9 μm – 10.35 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	3.9 μm – 11.2 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	8.5 μm – 11.2 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	8.5 μm – 12.3 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	11.2 μm – 12.3 μm	Instantâneo	Pequenas diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores negativos (positivos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	Tri-espectral	Instantâneo	Valores positivos indicam nuvens de gelo, valores negativos nuvens de água.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	10.35 μm – 11.2 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.
	10.35 μm – 12.3 μm	Instantâneo	Grandes diferenças positivas indicam nuvens formadas de cristais de gelo.
		Tendência	Valores positivos (negativos) indicam incremento (diminuição) das camadas de gelo.

Tabela 3.7 - Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da profundidade da nuvem.

Atributo físico	Campo de interesse	Tipo	Critério
Profundidade da nuvem	10.35 μm	Instantâneo	Temperaturas menores que 253 K indicam grande desenvolvimento vertical das nuvens.
	11.2 μm	Instantâneo	Temperaturas menores que 233 K indicam grande desenvolvimento vertical das nuvens.
	6.19 μm – 10.35 μm	Instantâneo	Valores positivos indicam grande desenvolvimento vertical das nuvens.
	6.19 μm – 11.2 μm	Instantâneo	Valores positivos indicam grande desenvolvimento vertical das nuvens.
	7.34 μm – 13.3 μm	Instantâneo	Valores positivos indicam grande desenvolvimento vertical das nuvens.
	6.19 μm – 7.34 μm	Instantâneo	Valores próximos a zero indicam desenvolvimento vertical das nuvens.

Tabela 3.8 - Resumo dos critérios dos campos de interesse para o monitoramento da intensidade do fluxo ascendente.

Atributo físico	Campo de interesse	Tipo	Critério
Intensidade do fluxo ascendente	10.35 μm	Tendência	Valores menores que -4 K indicam intensificação do fluxo vertical ascendente.
	11.2 μm	Tendência	Valores menores que -4 K indicam intensificação do fluxo vertical ascendente.
	6.19 μm – 10.35 μm	Tendência	Valores positivos indicam fluxo vertical ascendente.
	6.19 μm – 11.2 μm	Tendência	Valores positivos indicam fluxo vertical ascendente.
	6.19 μm – 7.34 μm	Tendência	Valores positivos indicam fluxo vertical ascendente.

3.2.4 Processamento dos campos de interesse e as densidades de flash

Depois de realizados os processamentos das imagens do ABI (subsecção 3.2.2), calcularam-se os campos de interesse (subsecção 3.2.3). Seguidamente, estes campos de interesse foram sobrepostos com as densidades dos flashes (acumulados entre 0-5, 5-10 e 10-15 minutos posteriores ao horário do campo de interesse) que previamente foram redimensionados para a mesma resolução espacial dos campos de interesse (subsecção 3.2.1). A seguir, foi selecionado o pixel dos campos de interesse que estivera associados à ocorrência de pelo menos um flash na região e período estudado. Por último, o valor deste pixel foi agrupado em categorias (tabela 3.9) de acordo com a densidade de flash à qual estava associado. As categorias foram divididas em classes logarítmicas em função da distribuição das densidades de descargas elétricas. Este procedimento foi realizado com os três intervalos de acumulação de flash, de modo que por cada um deles se teve sete categorias. Estes mesmos passos foram repetidos com os outros campos de interesse e em todos os horários dos estudos de caso. Posteriormente foram concatenadas as categorias, de igual valor, que pertencem a diferentes horários e a diferentes estudos de caso, mas que correspondem ao mesmo campo de interesse e ao mesmo intervalo de acumulação do flash. A figura 3.13 mostra um esquema dos procedimentos descritos.

Tabela 3.9 - Categorias de flashes.

Categoria	Número de flash
1	<00 – 01]
2	<01 – 03]
3	<03 – 07]
4	<07 – 15]
5	<15 – 31]
6	<31 – 63]
7	>63

Figura 3.13 - Esquema do processamento dos campos de interesse e as densidades dos flashes.

Esquema do processamento realizado com os campos de interesse. (a) No horário t_{0min}, os campos de interesse (tanto instantâneos como tendências em 15 e 30 minutos) são calculados. (b) Depois, são sobrepostos com as matrizes de densidade de flash, as quais foram acumuladas em intervalos de 0-5 minutos, 5-10 minutos e 10-15minutos posteriores ao horário t_{0min}. (c) Em seguida, são selecionados os pixeis dos campos de interesse que estão associados com a ocorrência de pelo menos um flash, e seus valores são agrupados em categorias de acordo com a densidade de flash à qual está associado. (d) Por último são concatenadas as categorias de diferentes horários e de diferentes estudos de caso, que correspondem ao mesmo campo de interesse e ao mesmo intervalo de acumulação do flash.

Fonte: Produção do autor.

3.2.5 Processamento estatístico

Depois de realizada a concatenação das categorias associadas a um mesmo intervalo de acumulação de flash e a um mesmo campo de interesse, foram elaborados histogramas de frequência relativa com cada um deles, seguindo o esquema mostrado na Figura 3.14. A finalidade de elaborar estes histogramas foi para identificar a região do campo de interesse que se associe fisicamente com a ocorrência de descargas elétricas e que ademais mostre sensibilidade a diferentes densidades de descargas elétricas, especialmente com as de maior numero de flash acumulado em 5 minutos.

É importante relembrar que a construção dos histogramas é realizada com os pixeis dos campos de interesse que se encontrem dentro de um pixel do LCFA (ver secção 3.2.1). Assim também, este pixel do LCFA deve estar associado com uma temperatura de brilho menor que 253 K. No caso este pixel esteja associado a uma temperatura de brilho maior que 253 K, os pixeis do campo de interesse (dentro do pixel do LCFA) não são utilizados na elaboração dos histogramas.

A modo de exemplo, na Figura 3.15 se mostram os histogramas da diferença tri-espectral associados com diferentes densidade de flash (acumulados entre 10-15 minutos posteriores ao horário da imagem). Nesta imagem se observa que a partir de diferenças de temperatura maiores que -1 K as curvas de frequência relativa apresentam um comportamento diferenciado, sendo a região com diferenças maiores a 1 K a qual se relaciona com a ocorrência de maiores densidades de descargas elétricas. Fisicamente, valores positivos da diferencia tris-espectral se associa com a presencia de cristais de gelo no topo das nuvens, com o qual os resultados observados pelas curvas de frequência relativa têm um sustento físico. Baseado nestes resultados a região com diferenças de temperatura maiores que 1 K foi considerada como a região de interesse.

Com o propósito de encontrar o critério que se associe com a ocorrência de altas densidades de flash, foram acumuladas as curvas de frequência relativa de cada categoria utilizando como critério de acumulação os intervalos de classe localizados dentro da região de interesse, seguidamente se selecionou a curva com a maior derivada e se utilizou seu critério de acumulação para definir o critério que foi empregado na previsão da densidade de descargas elétricas. A modo de exemplificar este procedimento na Figura 3.16 são mostradas as frequências relativas da diferença tris-espectral, associada a diferentes densidades de flash. Nela é ressaltada a região de interesse mediante uma área vermelha. Nessa

região se calculou a frequência relativa acumulada de cada categorias e se selecionou a curva com a máxima derivada. Nesse caso a máxima derivada teve um valor de 1.857 e correspondeu à curva que foi acumulada a partir de diferenças de temperatura maiores que 1 K.

Figura 3.14 - Esquema de criação dos histogramas de frequência relativa.

Esquema da criação dos histogramas de frequência relativa de cada intervalo de acumulação de flash, dos campos de interesse.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.15 - Distribuição de frequência relativa de um campo de interesse.

Esquema da criação dos histogramas de frequência relativa de cada intervalo de acumulação de flash, dos campos de interesse.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.16 - Frequência relativa acumulada de um campo de interesse.

Gráfico de frequência relativa da diferencia tri-espectral associada com sete categorias de densidade de descargas elétricas (acumuladas entre 10-15 minutos) (a), a partir da qual se calculam as curvas de frequências relativas acumuladas de cada categorias de densidade de flash (b). A curva de frequência relativa acumulada com a maior derivada define o critério que será empregado pelo campo de interesse na previsão das densidades de descargas elétricas. Nesse caso a máxima derivada é de 1.857 e corresponde ao critério > 1.0.

Fonte: Produção do autor.

3.2.6 Previsão da ocorrência e a densidade dos flashes

A previsão das densidades de flash foi calculada mediante dois procedimentos, o cálculo da probabilidade de ocorrência de pelo menos um flash e o cálculo do valor da densidade dos flashes.

O cálculo da probabilidade de ocorrência de pelo menos um flash (P) foi obtido pela divisão entre o número de pixeis que atingiram o limiar do campo de interesse (npc), e o número de pixeis do campo de interesse, que se localizaram dentro de um pixel da matriz do LCFA (npt). Assim, os valores de probabilidade maiores a zero indicam a ocorrência de pelo menos um flash. O cálculo da densidade dos flashes foi realizado substituindo a probabilidade de ocorrência de pelo menos um flash (P), na equação de ajuste linear da curva com a máxima derivada do campo de interesse. O resultado deste procedimento é a densidade de flash prevista para os 5 minutos seguintes, expressa pelas categorias de densidade de flash, como se mostra na tabela 3.9.

Por outro lado, além das previsões realizadas pelos campos de interesse de forma independente, também foram realizadas previsões empregando mais de um campo de interesse, o qual foi denominado como modelo de previsão de flashes. Para elaborar esse modelo foi calculado um parâmetro denominado fator de intensidade (FI). O FI atribui maior relevância aos campos de interesse que apresentaram valores mais intensos. O cálculo deste parâmetro foi calculado em cada pixel do campo de interesse mediante a seguinte equação:

$$FI = \frac{Cr - V}{Cr - V_{ext}} \tag{3.25}$$

onde Cr é o critério do campo de interesse, V é o valor do pixel, e $Vext$ é o valor extremo que apresentou o campo de interesse nos histogramas de frequência relativa (Figura 3.15). Este valor será utilizado na média ponderada de cada campo previsor. O modelo foi definido utilizando a média do FI em todos os pixeis do campo de interesse que pertencem a um mesmo pixel do LCFA e que apresentaram um valor de FI maior que zero. Esse valor foi atribuiu ao pixel do LCFA.

A previsão de densidade de flash feita pelos modelos foi calcula mediante a seguinte expressão:

$$Dens_{modelo} = \frac{FI_{CI01} \cdot Dens_{CI01} + FI_{CI02} \cdot Dens_{CI02} + \cdots + FI_{CIn} \cdot Dens_{CIn}}{FI_{CI01} + FI_{CI01} + \cdots + FI_{CIn}} \tag{3.26}$$

onde FI_{CI} é o fator de intensidade em cada pixel do campo de interesse e $Dens_{CI}$ é o valor médio da categoria de densidade prevista em cada pixel pelo campo de interesse.

Figura 3.17 - Esquema do cálculo da previsão das densidades de flash.

Na previsão de densidades de flash de um preditor são avaliados os pixels do campo de interesse (CI) para a escolha de todos aqueles que atingem o limiar do CI (a), depois se avalia a localização dos pixels do CI dentro da matriz do LCFA (b), em seguida, se calcula a probabilidade da ocorrência de pelo menos um flash (c), é introduzido o valor desta probabilidade na equação de regressão linear da curva de frequência relativa acumulada (que apresentou a máxima derivada) (d), desta forma se obter a previsão de densidade de flash (expressada como categoria de densidade de flash) do preditor (e). Na previsão de densidade de flash de um modelo, são realizados os mesmos procedimentos anteriores (a-e), além de calcular o fator de intensidade (FI) em cada pixel do CI (g) (h), seguidamente se calcula o FI meio de todos os pixels do CI que tem um FI>0 e que se localizam dentro de um mesmo pixel do LCFA (i), sendo atribuído este FI meio ao pixel do LCFA (j). Finalmente utilizando o FI meio junto com o valor meio da categoria de densidade de flash (i) é calculada a previsão de densidade de flash do modelo.

Fonte: Produção do autor.

3.2.7 Metodologia de avaliação dos flashes previsões

A avaliação das densidades de flash previstas consistiu em avaliar a capacidade dos preditores e dos modelos de prever a ocorrência de pelo menos um flash. No primeiro procedimento foram empregados os índices estatísticos POD (*probability of detection*) e FAR (*false alarme ratio*) (WILKS, 2006), para conhecer o grau de acerto e de falso alarme das previsões da ocorrência de pelo menos um flash. Estes índices são expressos da seguinte forma:

$$POD = \frac{a}{a+c} \tag{3.27}$$

$$FAR = \frac{b}{a+b} \tag{3.28}$$

Onde a é o número de pixeis com previsões acertadas, b é o número de pixeis com previsões erradas (falsas alarmes), e c é o número de pixeis que não previram os flashes observados. Valores de POD iguais a zero indicam probabilidade nula de detecção. Valores iguais a um indicam um sucesso de 100%. No caso do FAR os valores iguais a zero indicam 0% de falso alarme e os valores iguais a um indicam 100% de alarme falso.

4 RESULTADOS

4.1 Análises estatísticas dos campos de interesse

Com finalidade de facilitar a leitura deste trabalho, os histogramas de frequência relativa de cada um dos campos de interesse abordados, foram disponibilizados no apêndice desta dissertação, enquanto que os resultados mais relevantes de cada atributo físico e sua discussão, são apresentados abaixo.

4.1.1 Tamanho das partículas

4.1.1.1 Histograma de frequência relativa das bandas do infravermelho próximo

A Figura A.1 mostra os histogramas de frequência relativa (HFR) da refletância em 1.6 μm, 2.25 μm e 3.9 μm, associada com sete categorias de densidade de flash. Nesta figura, observa-se que as duas distribuições associadas com as mais altas densidades de flash, mostram diferenças a respeito das outras a partir de albedos maiores que 0.35, 0.4 e 0.04, nas bandas 1.6 μm, 2.25 μm e 3.9 μm respetivamente. Estes comportamentos evidenciam a relação que existe entre os cristais de gelo de menor tamanho e o incremento das densidades de flash. Sendo isto devido aos fortes fluxos verticais que elevam os cristais de gelo de menor tamanho até o topo das nuvens retardando o crescimento do cristal com a altura. Os resultados observados na Figura A.1 se assemelham aos resultados de Sherwood et al. (2006), que observaram que a quantidade de cristais de gelo pequenos (<30 μm) no topo das nuvens, está associada com a densidade dos flashes. Nota-se na Figura A.1 que nas bandas de 1.6 μm e 2.25 μm os HFR variam de forma mais significativa com o aumento da densidade dos flashes. Devido a estas duas bandas mostrarem as maiores relações com o incremento das taxas dos flashes, elas foram selecionadas e são apresentadas na Figura 4.1 os HFRs. Nos HFRs são destacadas áreas vermelhas que correspondem às regiões de refletividade onde ocorre a maior variação entre as diferentes densidades de flashes (região de interesse). Essas regiões vermelhas foram definidas a partir a da máxima derivada da frequência relativa acumulada, entre os HFRs, para determinados valores de limiares. A Figura 4.2 apresenta as diferentes curvas para diferentes limiares e sua variação com a densidade de descargas. Considerando a máxima derivada destas curvas determinou-se que o canal de 2.25 μm, maiores que 0.4, mostram uma maior relação com o aumento das densidades de flash, em comparação com os critérios dos outros campos de interesse referidos

ao mesmo princípio físico.

4.1.1.2 Histogramas de frequência relativa das tendências temporais

A tendência temporal (variação do valor em 15 minutos) destes campos é apresentada na Figura A.2. Nota-se uma pequena variação nas distribuições da tendência temporal de 1.6 μm, 2.25 μm e 3.9 μm com o incremento das densidades dos flashes. Também se observa que a tendência temporal dos canais 1.6 μm e 2.25 μm não mostram uma clara relação entre a variação temporal do tamanho dos cristais de gelo e o incremento da densidade dos flashes. Enquanto em 3.9 μm, os HFRs da tendência temporal mostram uma maior variação das distribuições a partir de valores negativos da tendência temporal, observando-se também que as distribuições associadas com maiores densidades de flash apresentam uma maior população, o qual indica que o incremento do tamanho dos cristais de gelo esta relacionada com o incremento da taxa dos flashes. A razão pela qual observa-se diferentes comportamentos nas tendências temporais destas bandas pode estar associado sua sensibilidade com relação a diferentes camadas dentro da nuvem. Rosenfeld et al. (2004), indica que 3.9 μm é mais sensível a níveis próximos aos topos da nuvem (100-200m), enquanto 1.6 μm é mais sensível a níveis mais profundos (500-1000 m). Com base nisto, a ambiguidade nos resultados da tendência de 1.6 μm e 2.25 μm seria devido à contribuição da refletância em camadas mais profundas da nuvem, onde existem cristais de gelo de diferente tamanho em constante movimento vertical, ocasionando que a derivada temporal destas bandas não capture as mudanças do tamanho dos cristais de gelo quando aumenta a densidade dos flashes. No caso de 3.9 μm, a tendência temporal consegue detectar as mudanças no tamanho dos cristais de gelo quando aumenta a densidade dos flashes, o qual é devido à sensibilidade desta banda com respeito às camadas externas da nuvem. Embora a tendência temporal de 3.9 μm tenha mostrado ser mais sensível ao incremento dos flashes, ela é consideravelmente pequena e nenhuma tendência temporal foi levada em consideração para ser empregada como possível preditor da densidade dos flashes. O intervalo de tempo de 15 minutos parece não conter uma informação coerente da variação do diâmetro efetivo do gelo no topo da nuvem.

Figura 4.1 - Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com o tamanho das partículas.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 - Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse, associados com o tamanho das partículas

Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Glaciação no topo da nuvem

4.1.2.1 Histograma de frequência relativa das diferenças de temperatura de brilho

As Figuras A.3 e A.4 mostram os HFR da diferença de 3.9 μm – 10.35 μm e 3.9 μm – 11.2 μm, do período noturno (21 UTC até as 9 UTC) e diurno (11 UTC até as 19 UTC) respetivamente. Este campo de interesse é apresentado em dois horários diferentes devido à presença do componente refletivo em 3.9 μm, durante o período diurno. A Figura A.3, correspondente ao período noturno, mostra que a partir de diferenças de temperatura maiores que 10 K, as distribuições dos histogramas apresentam um comportamento diferenciado, observando-se também uma maior população nas distribuições associadas com maiores densidades de flash. Evidenciando a existência de uma relação entre o incremento das densidades de flash e a presença de cristais de gelo de menor tamanho no topo das nuvens. Este fato deve-se ao efeito físico discutido anteriormente, a qual se associa com o aumento de gelo de menor tamanho no topo da nuvem, devido a um intenso fluxo ascendente no interior da nuvem que traz como consequência a intensificação do processo de eletrificação da nuvem. Na Figura A.4, correspondente ao período diurno, observa-se um comportamento similar ao período noturno, com a exceção que as distribuições dos histogramas apresentam maiores diferenças entre elas a partir de diferenças de temperaturas maiores que 50 K, mostrando também que os cristais de gelo pequeno estão associados com a ocorrência de maiores densidades de flash. O motivo que nestes dois períodos os valores de temperatura sejam diferentes deve-se à refletividade dos cristais de gelo em 3.9 μm, que ocasiona um incremento na temperatura de brilho neste canal, o que ademais leva ao incremento da diferença de 3.9 μm – 10.35 μm.

Depois de analisar todos os campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem, foram selecionadas as diferenças de 3.9 μm – 10.35 μm e 3.9 μm – 11.2 μm, de ambos os períodos, devido aos seus valores mostrarem a maior relação com o incremento das densidades de flash. Nas Figuras 4.3 e 4.4 são mostradas estas diferenças no período noturno e diurno respectivamente, onde é destacada a região de interesse de cada uma delas na em área vermelha. As curvas de frequência relativa acumulada, calculadas nesta região, são apresentadas nas Figuras 4.5 (período noturno) e 4.6 (período diurno). Com a escolha da máxima derivada destas curvas determinou-se que a diferença de 3.9 μm – 10.35 μm é o campo de interesse que esta mais relacionado com a

ocorrência de altas densidades de flash. Assim, no período noturno, esta relação é valida para diferenças de temperatura maiores que 10 K. Enquanto que no período diurno esta relação é valida para diferenças de temperaturas maiores que 60 K (no intervalo de 0-5 e 10-15 minutos) e 55 K (no intervalo de 5-10 minutos).

Os outros campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem não foram levados em consideração porque mostraram pouca ou nenhuma sensibilidade com respeito às densidades de flash. No caso das diferenças de 8.5 μm – 11.2 μm, 8.5 μm – 12.3 μm (Figura A.5) e de 11.2 μm – 12.3 μm (Figura A.6), os HFR mostram que estes campos de interesse são pouco sensíveis às densidades dos flashes, possivelmente devido à absorção do vapor de água em 8.5 μm e 12.3 μm, que atenua as características radiativas dos topos das nuvens. Enquanto que no caso de 11.2 μm – 12.3 μm, este comportamento pode ser associado à baixa variação do coeficiente de absorção do gelo que existe entre estes canais. Os HFR da diferença tri-espectral (Figura A.7), mostraram maiores diferenças nas distribuições dos histogramas a partir de diferenças de temperaturas maiores que 1K, o que permite associar o incremento das densidades dos flashes com a presença de cristais de gelo no topo da nuvem. Porém, mesmo que esta diferença tenha mostrado sensibilidade com as densidades dos flashes, ela é menor que a observada em 3.9 μm – 10.35 μm e 3.9 μm – 11.2 μm. Nos HFR de 10.35 μm - 11.2 μm e de 10.35 μm - 12.3 μm (Figura A.8), observa-se que em 10.35 μm - 11.2 μm, as distribuições apresentam poucas diferenças sobre as regiões associadas com a presença de gelo no topo da nuvem (diferenças de temperatura maiores que 2 K). Enquanto a diferença de 10.35 μm - 12.3 μm não são sensíveis às densidades dos flashes. Devido a estes resultados, nenhum destes campos de interesse foi levado em consideração.

4.1.2.2 Histogramas de frequência relativa das tendências temporais

Os HFR da tendência temporal em 15 minutos de 3.9 μm – 10.35 μm e 3.9 μm – 11.2 μm, não mostram nenhuma relação entre os valores destes campos de interesse e as densidades dos flashes, nem no período noturno (Figura A.9) nem no diurno (Figura A.10). Devido a estes resultados, estes campos de interesse não foram levados em consideração. No caso da tendência temporal de 8.5 μm – 11.2 μm e 8.5 μm – 12.3 μm (Figura A.11), a tendência temporal da diferença tri-espectral (Figura A.12), a tendência temporal de 11.2 μm – 12.3 μm (Figura A.13) e tendência temporal de 10.35 μm – 11.2 μm e 10.35 μm – 12.3 μm (Figura

A.14); os HFR mostram que a partir de diferenças de temperaturas menores que -1 K, as distribuições dos histogramas apresentam maiores diferenças entre elas, sendo as distribuições associada com maiores densidade de flash as que apresentam uma maior população. Estes resultados indicam que existe uma relação entre a diminuição das camadas de gelo no topo da nuvem e o incremento das densidades de flash. Como essas variações são muito pequenas elas podem não ter um significado físico. Isto pode ser devido a alguns fatores como o deslocamento da região do fluxo ascendente para uma região menos intensa, neste intervalo de tempo, ou a ocorrência de flashes sobre a região estratiforme das tempestades. Estes campos de interesse não foram levados em consideração devido a que esta resposta é menor que a mostrada pelas diferenças instantâneas de 3.9 μm – 10.35 μm e 3.9 μm – 11.2 μm.

Figura 4.3 - Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com a glaciação no topo da nuvem (horário noturno).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4 - Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse, associados com a glaciação no topo da nuvem (horário diurno).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 - Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem (horário noturno).

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 - Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a glaciação no topo da nuvem (horário diurno).

Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Profundidade da nuvem

Na Figura A.15, são mostrados os HFR das temperaturas de brilho de 10.35 μm e 11.2 μm, associada com sete categorias de densidade de flashes. Nesta figura, observa-se que a partir de temperaturas de brilho menores que 200 K, há uma clara variação das distribuições em função da densidade de flash, indicando que as nuvens com maior desenvolvimento verticalmente se relacionam com a ocorrência de maiores densidades de flash.

Depois de analisados todos os campos de interesse, associados com o desenvolvimento vertical das nuvens, selecionaram-se as bandas de 10.35 μm e 11.20 μm devido a suas temperaturas de brilho mostraram as maiores relações com o incremento das densidades dos flashes. Na Figura 4.7 são apresentadas estas bandas, destacando mediante uma área vermelha a região onde o desenvolvimento vertical se relaciona com a maior variação na ocorrência de densidades de flash. As curvas de frequência relativa acumulada, calculadas sobre esta região, são apresentadas na Figura 4.8. A análise da máxima derivada destas curvas mostrou que as temperaturas menores que 200 K (nos intervalos de 0-5 e 5-10 minutos) e menores que 195 K (no intervalo de 10-15 minutos), na banda de 10.35 μm, apresentam as maiores relações com o incremento da densidade dos flashes.

Os outros campos de interesse, associados com a profundidade da nuvem, não foram considerados porque mostraram uma relação menos significativa com o incremento das densidades dos flashes. Os HFR de 6.19 μm – 10.35 μm, de 6.15 μm – 11.2 μm (Figura A.16) e de 6.19 μm – 7.34 μm (Figura A.18), mostram que estes campos de interesse são sensíveis somente às altas densidades de flash (>63 flashes/5min), as quais apresentam um comportamento diferenciado a partir de diferenças de temperaturas maiores que -1 K, em 6.19 μm – 10.35 μm, e maiores que 0 K em 6.15 μm – 11.2 μm e 6.19 μm – 7.34 μm. O comportamento mostrado por estas bandas possivelmente seja devido aos intensos fluxos ascendentes, associado com altas densidades de flash (DEIERLING; PETERSEN, 2008), que concentram o vapor de água na tropopausa-estratosfera de forma mais frequente que nos casos de altas densidades de flash. Devido a estas diferenças serem sensíveis só a altas densidades de flash, elas não foram consideradas como possíveis preditores de flashes. No caso de 7.34 μm – 13.3 μm (figura A.17), os HRF mostram que a partir de diferenças de temperaturas maiores que 3 K, as distribuições apresentam variações entre elas, sendo as distribuições

associada a maiores densidades de flash as que apresentam as maiores populações. Isto mostra uma relação entre o desenvolvimento vertical das nuvens e a ocorrência de maiores densidades de flashes. Embora esta diferença seja sensível às densidades dos flashes, ela é menor que a mostrada pelas bandas 10.35 μm e 11.2 μm, por este motivo não foi levada em consideração.

Figura 4.7 - Histograma de frequência relativa dos campos de interesse selecionados associados com a profundidade da nuvem.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com a profundidade da nuvem.

Fonte: Produção do autor.

4.1.4 Intensidade do fluxo ascendente

A figura A.22 mostra os HFR da tendência temporal em 30 minutos de 10.35 μm e 11.20 μm. Nela observa-se que a partir de temperaturas de brilho menores que -4 K, as distribuições apresentam diferenças entre elas, sendo as distribuições associadas com maiores densidades de flash as que apresentam maiores populações. Este resultado indica que o incremento na intensidade do fluxo ascendente se relaciona com a ocorrência de maiores densidades de flash, o qual concorda com os resultados de Deierling e Petersen (2008).

As análises dos campos de interesse, associados com a intensidade do fluxo ascendente, mostram que as tendências temporais em 30 minutos de 10.35 μm e de 11.20 μm apresentam as maiores relações com o incremento da densidade dos flashes, especialmente com os acumulados entre 5-10 e 10-15 minutos. Na figura 4.9 são apresentadas as tendências temporais destas bandas, onde em cada uma delas é destacada, mediante uma área vermelha, a região que mostra uma relação entre intensidade do fluxo ascendente e a ocorrência de maiores densidades de flash. As frequências relativas acumuladas, calculadas sobre esta região, são apresentadas na figura 4.10. Mediante a escolha da curva com a máxima derivada, determinou-se que a tendência temporal em 30 minutos de 10.3 μm apresenta a maior relação com o incremento dos flashes, quando suas tendências são menores que -4 K.

Outros campos de interesse associados com a intensidade do fluxo ascendente não foram considerados devido a apresentarem uma relação fraca com o incremento da densidade dos flashes. Os HFR da tendência temporal em 15 minutos de 10.35 μm e 11.20 μm (figura A.19) mostram que estas tendências são sensíveis às densidades dos flashes, porém esta sensibilidade é menos significativa que a mostrada pela tendência em 30 minutos destas mesmas bandas. As tendências temporais em 15 minutos de 6.19 μm – 10.35 μm e 6.19 μm – 11.20 μm (Figura A.20) também mostram serem sensíveis às densidades dos flashes, porém estas relações não são o suficientemente significante para ser levada em consideração, enquanto que a tendência temporal em 30 minutos desta mesma diferença (Figura A.23) mostrou sensibilidade somente com as altas densidades de flash (>63 flash/5min), motivo pelo qual não foi utilizada. Assim também, as tendências em 15 e 30 minutos de 6.19 μm – 7.34 μm (Figura A.21 e Figura A.24) mostraram pouca variação nas suas distribuições com o incremento da densidade dos flashes.

Figura 4.9 - Histograma de frequência relativa dos melhores campos de interesse associada com o fluxo vertical ascendente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 - Frequências relativas acumuladas dos melhores campos de interesse associados com o fluxo vertical ascendente.

Fonte: Produção do autor.

4.1.5 Resumo dos campos de interesse

Na tabela 4.1 é apresentado o resumo dos campos de interesse, associados com um atributo físico, que mostraram a maior relação com o incremento das densidades dos flashes. Nesta tabela também são mostrados os limiares de cada campo de interesse assim como seu horário de validez. É importante lembrar que os limiares dos campos de interesse foram obtidos empregando flashes localizados nas regiões convectivas e estratiformes das tempestades. Nesse sentido, devido a estas regiões apresentarem diferentes padrões microfísicos, os resultados aqui considerados correspondem a uma representação geral da densidade de flashes sem distinção da parte convectiva e estratiforme.

Tabela 4.1 - Resumo dos campos de interesse e seus critérios

Atributo físico	Campos de interesse	Horário de validez	Critério		
			00 – 05 minutos	05 – 10 minutos	10 – 15 minutos
Tamanho das partículas	2.25 μm	11 – 19 UTC	> 0.4 albedo	> 0.4 albedo	> 0.4 albedo
Glaciação no topo da nuvem	3.9* μm – 10.35 μm	11 – 19 UTC	> 60 K	> 55 K	> 60 K
Glaciação no topo da nuvem	3.9** μm – 10.35 μm	21 – 9 UTC	> 10 K	> 10 K	> 10 K
Profundidade da nuvem	10.35 μm	Todo o dia	$\leq$ 200 K	$\leq$ 200 K	$\leq$ 195 K
Intensidade do fluxo ascendente	Tendência em 30 minutos de 10.35 μm	Todo o dia	$\leq$ -4 K	$\leq$ -4 K	$\leq$ -4 K

(*) Componente termal e refletiva. (**) Componente termal
Fonte: Produção do autor.

Nas figuras 4.11 e 4.12 são mostrados os resultados de aplicar os critérios obtidos, e a densidade de descargas elétricas acumuladas entre 5-10 minutos posteriores ao horário das imagens de satélite. Da comparação visual dessas imagens pode-se mencionar que tanto no horário diurno como no noturno, a banda de 10.35 μm é o campo de interesse que identifica de forma mais acurada as regiões onde se registraram descargas elétricas.

Figura 4.11 - Aplicação dos limiares nos campos de interesse de horários diurnos.

Limiares aplicados à banda de 2.25 μm (a) , à diferença de 3.9 μm - 10.35 μm (b) e à banda de 10.35 μm (c), comparados com a densidade de flash registrado entre 5-10 minutos (d) posteriores ao horário das imagens de satélite.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 - Aplicação dos limiares nos campos de interesse de horários noturnos.

Limiares aplicados à diferença de 3.9 μm - 10.35 μm (a), à banda de 10.35 μm (b) e à tendencia temporal em 30 minutos de 10.35 μm (c), comparados com a densidade de flash registrado entre 5-10 minutos (d) posteriores ao horário das imagens de satélite.

Fonte: Produção do autor.

5 EMPREGO DAS PROPRIEDADES RADIATIVAS DOS MULTICANAIS NA PREVISÃO DE DESCARGAS ELÉTRICAS

Um possível emprego das propriedades físicas dos multicanais é o desenvolvimento de um modelo previsor de descargas elétricas utilizando o ABI. Por tanto, neste capítulo se analisa o potencial dos campos de interesse, elaborados com estes canais, na previsão das descargas elétricas a curtíssimo prazo. Os campos de interesse selecionados no capítulo anterior foram empregados como preditores da densidade de flash, conforme sua aplicação no período diurno, noturno ou durante o dia e noite indiscriminadamente (Tabela 5.1). A capacidade de prever a ocorrência de pelo menos um flash por parte destes preditores foi avaliado mediante os índices POD e FAR. Os estudos de caso empregados nesta validação são mostrados na Tabela 5.2. Nos horários compreendidos entre as 14:00 UTC e as 15:30 UTC, as validações não foram realizadas devido a falsas detecções de flashes do GLM, ocasionadas pela reflexão do sol na superfície, quando este se localiza no nadir.

Tabela 5.1 - Preditores da densidade de flash.

Preditor	Campo de interesse	Atributo físico	Horário de validez
Pred-01	2.25 μm	Tamanho das partículas	11 - 19 UTC
Pred-02	3.9* μm - 10.35 μm	Glaciação no topo da nuvem	11 - 19 UTC
Pred-03	3.9** μm - 10.35 μm	Glaciação no topo da nuvem	21 - 9 UTC
Pred-04	10.35 μm	Profundidade da nuvem	24 horas
Pred-05	Tendência em 15 min de 10.35 μm	Intensidade do fluxo ascendente	24 horas

*Componente termal e refletiva; ** Componente termal
Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.2 - Estudos de caso empregados na validação

Caso	Data de inicio					Data de fim				
	Ano	Mês	Dia	Hora	Min	Ano	Mês	Dia	Hora	Min
001	2018	03	02	16	00	2018	03	03	12	45
002	2018	03	03	12	45	2018	03	04	03	00
003	2018	03	05	10	00	2018	03	06	13	15
004	2018	03	06	14	00	2018	03	06	23	45
005	2018	03	07	00	00	2018	03	07	23	45
006	2018	03	08	00	00	2018	03	09	07	00
007	2018	03	09	10	30	2018	03	10	08	00
008	2018	03	10	16	00	2018	03	10	23	45

Antes de iniciada a validação, realizaram-se comparações entre os flashes observadas pelo GLM e imagens de temperatura de brilho da banda de 10.35 μm do ABI, para a análise do contexto espacial destas duas medidas. Estas comparações mostraram uma considerável quantidade de flashes localizados tanto na região estratiforme como na parte convectiva das tempestades (identificadas utilizando o critério Tb < 253 K). Um exemplo disto é a Figura 5.1, onde se observa que uma maior quantidade de flash localiza-se sobre a região estratiforme da tempestade, assim como também fora da nuvem, enquanto que nenhum flash é localizado dentro da região convectiva. Possivelmente o deslocamento entre os flashes e a parte convectiva das tempestades esteja associado a um determinado erro na localização dos eventos, ademais do fato que os flashes são espacialmente amplos e que sua posição é uma média ponderada, calculada a partir dos eventos. Ademais, dado que os flashes podem ter diversos quilômetros de extensão em sistemas de nuvens organizadas, sua ocorrência não necessariamente se restringe às regiões convectivas das tempestades. Em função destes pontos discutidos acima, a validação dos preditores e modelos de previsão de flashes não pode ser realizada pontualmente, porém pode ser feita com atribuição de um raio de influência na previsão. A Figura 5.2 apresenta uma representação esquemática utilizando diferentes raios de cobertura. Com este procedimento, os erros inerentes entre a co-localização do GLM e do ABI tem uma menor influencia nos resultados da validação. Além disso, não podemos descartar que este deslocamento esteja associado também com erros de para-

laxe no GLM e no ABI, pois neste trabalho não foi realizada nenhuma correção desta natureza.

Por fim, embora os flashes não se localizarem necessariamente sobre as regiões de maior corrente ascendente, que é a região determinada pelos campos de interesse (região convectiva da tempestade), os preditores podem ser empregados para prever as descargas elétricas nos entornos das assinaturas físicas do ABI no topo da nuvem.

Com a finalidade de determinar o raio de cobertura empregado na validação, foram calculados os índices FAR e o POD do Pred-04 utilizando diferentes valores de raios (Tabela 5.3). Os resultados destes índices mostraram que o menor FAR e o maior POD são obtidos quando se emprega um raio de 3 pixeis ao redor do pixel com a previsão dos flashes. Assim, este foi o raio de influência utilizado na validação, o qual permitem mostrar o potencial das previsões do ABI nas descargas elétricas medidas pelo GLM.

Figura 5.1 - Comparação entre os flashes observados e os topos das nuvens.

Imagem de temperatura de brilho na banda de 10.35 μm (cores em cinza e colorido). Os pontos em magenta indicam a posição dos flashes observados pelo GLM, enquanto que a linha preta mostra a isoterma de 253 K.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 - Raios de cobertura empregados na validação.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.3 - Validação empregando diferente raio de cobertura.

Preditor	Número de pixeis	FAR 05-10 minutos	POD 5-10 minutos
Pred-04	0	0.88	0.24
	1	0.61	0.47
	2	0.41	0.56
	3	0.28	0.61

Após a escolha do raio de cobertura que será empregado na validação, realizou-se a avaliação dos melhores intervalos de tempo para a previsão dos flashes. Para isto foi calculado o FAR e o POD do Pred-04 nos três intervalos de tempo empregados neste estudo, isto é, 0-5 minutos, 5-10 minutos e 10 a 15 minutos, como pode se observar na tabela 5.4. Tomando como critério o menor FAR e o maior POD, os resultados destes índices mostraram que os intervalos entre 0-5 minutos e 5-10 são os melhores intervalos, porém devido a apresentar um

maior POD, foi escolhido o intervalo de 5-10 minutos como o melhor intervalo de previsão de flashes.

Tabela 5.4 - Validação dos intervalos de previsão.

Preditor	Intervalo de 0-5 minutos		Intervalo de 5-10 minutos		Intervalo de 10-15 minutos	
	FAR	POD	FAR	POD	FAR	POD
Pred-04	0.27	0.60	0.28	0.61	0.16	0.36

Após a determinação do melhor intervalo de previsão de flash e raio de influência, foram calculados os índices POD e FAR dos preditores de acordo com os seus horários de validade. Desta forma, o teste é realizado para a seguinte hipótese: Qual é o FAR e o POD de cada preditor, na previsão de pelo menos um flash, nos próximos 5 a 10 minutos, utilizando um raio de influência de 24 km. As Tabelas 5.5, 5.6 e 5.7 mostram os resultados dos preditores do período diurno, noturno e das 24 horas do dia respectivamente. Devido os preditores para as 24 horas do dia também realizam previsões no período diurno e noturno, realizou-se a validação destes preditores separadamente nos horários correspondentes ao diurno, noturno e 24 horas (Tabelas 5.5, 5.6 e 5.7). Os valores do FAR e POD das Tabelas 5.5, 5.6 e 5.7 indicam que para qualquer período do dia, o Pred-04 é o melhor preditor da ocorrência de pelo menos um flash. Isto devido a apresentar baixos valores FAR e altos valores de POD. Tendo em consideração estes resultados, foram elaborados modelos de previsão de flashes a partir destes preditores, para três períodos. Na tabela 5.8 são apresentados estes modelos e suas características.

Tabela 5.5 - Validação dos preditores do período diurno

Preditor	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Pred-01	0.57	0.51
Pred-02	0.24	0.42
Pred-04 (diurno)	0.20	0.52
Pred-05 (diurno)	0.82	0.94

Tabela 5.6 - Validação dos preditores do período noturno.

Preditor	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Pred-03	0.92	0.93
Pred-04 (noturno)	0.31	0.62
Pred-05 (noturno)	0.90	0.89

Tabela 5.7 - Validação dos preditores das 24 horas do dia.

Preditor	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Pred-04	0.28	0.61
Pred-05	0.86	0.91

Tabela 5.8 - Modelos de previsão de densidade de flash.

Modelo	Período	Preditor
Modelo-01	Diurno	Pred-01, Pred-04
Modelo-02	Diurno	Pred-01, Pred-04, Pred-02
Modelo-03	Diurno	Pred-01, Pred-04, Pred-05
Modelo-04	Diurno	Pred-01, Pred-04, Pred-02, Pred-05
Modelo-05	Noturno	Pred-04, Pred-03
Modelo-06	Noturno	Pred-04, Pred-03, Pred-05
Modelo-07	24 Horas	Pred-04, Pred-05

Do mesmo modo que com os preditores, realizou-se um teste com os modelos para determinar qual é o FAR e o POD de cada um deles, na previsão de pelo menos um flash, nos próximos 5 a 10 minutos, utilizando um raio de influência de 24 km. O Modelo-07, que realiza previsões para as 24 horas do dia, foi avaliado também no período diurno e noturno com a finalidade de comparar seu desempenho com os modelos exclusivos desses períodos. Nas Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11 são mostrados os resultados da validação dos modelos do período diurno, noturno e para as 24 horas do dia respectivamente. Tendo como critério um baixo valor de FAR e um alto valor de POD, os resultados da Tabela 5.9 indicam que o melhor modelo diurno é o Modelo-07, enquanto que no período noturno, os resultados da Tabela 5.10 mostram que o melhor é o Modelo-05. Além disso, os

resultados da Tabela 5.11 mostram que para as 24 horas do dia o Modelo-07 apresenta um desempenho similar que o apresentado por ele mesmo no horário diurno. Com base nestes resultados podemos afirmar que no período noturno o Modelo-05 é o melhor, enquanto que para o resto de períodos do dia o melhor é o Modelo-07.

Tabela 5.9 - Validação dos modelos do período diurno.

Modelo	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Modelo-01	0.17	0.36
Modelo-02	0.13	0.25
Modelo-03	0.17	0.35
Modelo-04	0.14	0.24
Modelo-07 (diurno)	0.20	0.56

Tabela 5.10 - Validação dos modelos do período noturno.

Modelo	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Modelo-05	0.31	0.66
Modelo-06	0.29	0.58
Modelo-07 (noturno)	0.29	0.57

Tabela 5.11 - Validação dos modelos das 24 horas do dia.

Modelo	FAR 5-10 minutos	POD 5-10 minutos
Modelo-07	0.26	0.58

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Conclusões

O principal objetivo desse trabalho foi encontrar uma relação entre a resposta radiativa dos atributos físicos, observadas nas tempestades severas, através de combinações de canais para prever a ocorrência de densidades de descargas elétricas. As principais conclusões deste trabalho são apresentadas a seguir:

Os histogramas de frequência relativa dos atributos físicos, associados com diferentes densidades de flash, mostraram que no caso do tamanho das partículas, os cristais de gelo de menor tamanho se associam com o incremento das densidades dos flashes, sendo a banda de 2.25 μm onde se observa uma maior relação entre estes parâmetros.

No caso da glaciação no topo da nuvem, os resultados indicam que as camadas de gelo de uma menor concentração, se associam com o incremento das densidades dos flashes, e que o campo de interesse que mostra a maior sensibilidade respeito ao incremento dos flashes é a diferença de 3.9 μm – 10.35 μm.

Outros resultados mostraram que as nuvens mais profundas se associam com a ocorrência de maiores taxas de flashes, e que a banda de 10.35 μm é o campo mais sensível a este incremento. Taxas de resfriamento do topo da nuvem, associada com uma maior intensidade do fluxo ascendente, mostrou estar relacionada com o incremento das densidades dos flashes, sendo a tendência temporal em 30 minutos de 10.35 μm a que apresenta uma maior sensibilidade ao incremento do numero dos flashes.

Os valores dos campos de interesse que se associam com a ocorrência de maiores densidades de flashes são, no caso da banda de 2.25 μm, os albedos maiores que 0.4. No caso de 3.9 μm – 10.35 μm são as diferenças de temperatura maiores que 10 K, no período noturno, e maiores que 60 K (intervalos de 0-5 e 10-15) e 55 K (intervalo de 5-10 minutos) no período diurno. A banda de 10.35 μm mostrou a maior relação com o incremento dos flashes a partir de temperaturas de brilho menores que 200 K (intervalos de 0-5 e 5-10 minutos) e 195 K (intervalo de 10-15 minutos). Enquanto que a tendência temporal (em 30 minutos) de 10.35 μm mostrou a maior relação com o incremento das densidades dos flashes a partir de taxas de resfriamento menores que -4 K em 30 minutos.

Baseados nos critérios utilizados para determinação dos campos de interesse

partiu-se da hipótese que as densidades dos flashes associam-se com as regiões convectivas das tempestades. Contudo, observou-se um deslocamento entre os flashes detectados pelo GLM e as regiões convectivas das tempestades. O emprego de um raio de cobertura de 3 pixeis ao redor do pixel com a previsão de flashes permite diminuir, na validação, o efeito do deslocamento entre as regiões convectivas (onde se realiza a previsão dos flashes) e os flashes detectados. Certamente o emprego de uma classificação convectivo – estratiforme auxiliará o emprego desta técnica.

A matriz do *Lightning Cluster Filter Algorithm* (LCFA) do GLM, foi utilizada no calculo das densidades dos flashes e mostrou que sua resolução espacial de 8 km no nadir, tem a capacidade de representar o comportamento de diferentes densidades de flash quando é associada com os multicanais.

Na avaliação da ocorrência de pelo menos um flash, determinou-se que o intervalo de previsão de flashes entre 5-10 minutos, apresenta os menores valores de FAR e os maiores valores de POD. A validação dos flashes previstos mostrou que para qualquer período do dia, a banda de 10.35 μm apresenta a maior capacidade de detecção e o menor false alarme. A avaliação dos sete modelos de previsão de flashes mostrou que o melhor previsor para o período noturno é o Modelo-05, enquanto que para os outros períodos do dia o melhor previsor é o Modelo-07. Os resultados desta avaliação também mostraram que entre o Modelo-07 e o Pred-04 não se observam grandes diferenças respeito à capacidade de prever a ocorrência de pelo menos um flash.

Por fim, podemos afirmar que a hipóteses que as análises multicanais do GOES-16 podem ser utilizadas na previsão de descargas elétricas (com alguns minutos de antecedência) demostrou uma certa capacidade que necessita ser melhor explorada com uma população maior, com os dados de eventos de GLM, quando estes estiverem aprimorada a geolocalização, e com uma classificação convectivo estratiforme, uma vez que a base cientifica desta técnica considera somente as assinaturas espectrais esperadas na região convectiva.

6.2 Sugestões para futuros trabalhos

Devido ao GLM encontrar-se em uma fase não operacional, os dados utilizados nesta pesquisa são considerados preliminares. Estes dados por estarem sujeitos

a calibrações e a falsas detecções podem ter implicações nos resultados obtidos. Nesse sentido, a reelaboração desta pesquisa com dados do GLM, na fase operacional, permitirá conhecer se os resultados obtidos correspondem à máxima habilidade dos multicanais na previsão das densidades de flash.

Nesta pesquisa não foi possível empregar os dados dos eventos do GLM, devido a problemas na sua localização, porém espera-se que o emprego destas informações melhore os resultados obtidos, pois os eventos apresentam de forma mais precisa, as regiões das tempestades com o maior grau de eletrificação e que se associam com maiores densidades de descargas elétricas.

Embora o deslocamento entre as regiões convectivas das tempestades e os flashes observados tenha um fundamento físico, isto não descarta que este deslocamento também seja causado pelo erro de paralaxe nos dados do ABI e GLM. Nesse sentido a correção deste problema poderia diminuir o falso alarme e incrementar a capacidade de detecção das previsões.

A classificação dos eventos, localizados sobre a região estratiforme e a região convectiva das tempestades, permitira diferenciar as características radiométricas das nuvens localizadas em ambas as regiões, e desta forma melhorar a capacidade de detecção dos flashes e diminuir a porcentagem de falso alarme.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABAL, G.; DURAÑONA, V. **Manual técnico de energía solar térmica. Volumen I: fundamentos.** 2013. Disponível em: <https://www.fing.edu.uy/~abal/Manual-RTI/man-RTI_Vol1-v10.pdf>. Acesso em: 24 mar. 2018. 29, 31

ABDOULAEV, S.; MARQUES, V. S.; PINHEIRO, F.; MARTINEZ, E. F.; LENSKAIA, O. Analysis of mesoscale system using cloud-to-ground flash data. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, n. 1, p. 75–95, 2001. 16

ACKERMAN, S. A.; SMITH, W.; REVERCOMB, H.; SPINHIRNE, J. The 27–28 october 1986 fire ifo cirrus case study: spectral properties of cirrus clouds in the 8–12 μm window. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 11, p. 2377–2388, 1990. 42, 43, 44, 45, 46

ADLER, R. F.; FENN, D. D. Thunderstorm intensity as determined from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 4, p. 502–517, 1979. 16

ALBRECHT, R.; GOODMAN, S.; PETERSEN, W.; BUECHLER, D.; BRUNING, E.; BLAKESLEE, R.; CHRISTIAN, H. The 13 years of TRMM lightning imaging sensor: from individual flash characteristics to decadal tendencies. **INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 2011, Rio de Janeiro, Brasil**. [S.l.], 2011. 27

BAKER, M. B.; CHRISTIAN, H. J.; LATHAM, J. A computational study of the relationships linking lightning frequency and other thundercloud parameters. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 527, p. 1525–1548, 1995. 14, 16

BAUM, B. A.; ARDUINI, R. F.; WIELICKI, B. A.; MINNIS, P.; TSAY, S.-C. Multilevel cloud retrieval using multispectral hirs and avhrr data: nighttime oceanic analysis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D3, p. 5499–5514, 1994. 47

BAUM, B. A.; SOULEN, P. F.; STRABALA, K. I.; KING, M. D.; ACKERMAN, S. A.; MENZEL, W. P.; YANG, P. Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS 1, data and models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2000. 43, 44

____. Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS 2, cloud thermodynamic phase. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2000. 37, 42, 43, 44

BOCCIPPIO, D. J.; GOODMAN, S. J.; HECKMAN, S. Regional differences in tropical lightning distributions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2231–2248, 2000. 27

BYERS, H.; BRAHAM, R. R. The thunderstorm, u.s. govt. **Printing Office, Washington DC, USA**, v. 287, 1949. 14

CHANG, F.-L.; LI, Z. Retrieving vertical profiles of water-cloud droplet effective radius: algorithm modification and preliminary application. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D24, 2003. 16

CHRISTIAN, H. J. **LMS Mission and Science Requirements**. 1998. Disponível em: <https://lightning.nsstc.nasa.gov/bookshelf/docs/SciReq-LMSa.pdf>. Acesso em: 24 mar. 2018. 10

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; BOCCIPPIO, D. J.; BOECK, W. L.; BUECHLER, D. E.; DRISCOLL, K. T.; GOODMAN, S. J.; HALL, J. M.; KOSHAK, W. J.; MACH, D. M. et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D1, 2003. 27

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; GOODMAN, S. J. The detection of lightning from geostationary orbit. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 94, n. D11, p. 13329–13337, 1989. 10

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D16, 2008. 2, 15, 78, 82

ELAT/INPE. **Infográfico - Morte por Raios**. 2016. Disponível em: <http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/infografico.-.mortes.por.raios.php>. Acesso em: 3 de maio 2018. 1

____. **Nova rede de dados permite registro mais preciso de raios**. 2017. Disponível em: <http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=4603>. Acesso em: 8 de maio 2018. 1

GOODMAN, S.; MACH, D.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R. **Center for Satellite Applications and algorithm theoretical basis document: GLM Lightning Cluster-Filter Algorithm**. [s.n.], 2012. Disponível em: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/LCFA.pdf>. 9, 10

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; KOSHAK, W. J.; MACH, D.; BAILEY, J.; BUECHLER, D.; CAREY, L.; SCHULTZ, C.; BATEMAN, M.; JR, E. M. et al. The goes-r geostationary lightning mapper (glm). **Atmospheric Research**, v. 125, p. 34–49, 2013. 6, 9, 10, 12

GOODMAN, S. J.; CHRISTIAN, H. J.; RUST, W. D. A comparison of the optical pulse characteristics of intracloud and cloud-to-ground lightning as observed above clouds. **Journal of Applied Meteorology**, v. 27, n. 12, p. 1369–1381, 1988. 10, 14, 15

HARRIS. **GOES-R Ground System**. 2018. Disponível em: <https://www.harris.com/content/goes-r-ground-system>. Acesso em: 24 mar. 2018. 6

HARRIS, R. J.; MECIKALSKI, J. R.; JR, W. M. M.; DURKEE, P. A.; NIELSEN, K. E. The definition of goes infrared lightning initiation interest fields. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 12, p. 2527–2543, 2010. 2

HERZEGH, P. H.; JAMESON, A. R. Observing precipitation through dual-polarization radar measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, n. 9, p. 1365–1376, 1992. 14

HOMEYER, C. R.; KUMJIAN, M. R. Microphysical characteristics of overshooting convection from polarimetric radar observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 2, p. 870–891, 2015. 14

HUNT, G. E. Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelengths. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 420, p. 346–369, 1973. 34

KAUFMAN, Y.; WALD, A.; REMER, L.; GAO, B.; LI, R.; FLYNN, L. The modis 2.1 μm channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, p. 1286–1298, 1997. 28

KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T. Effect of amazon smoke on cloud microphysics and albedo-analysis from satellite imagery. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 4, p. 729–744, 1993. 32, 33

KEITH, W.; SAUNDERS, C. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions. **Atmospheric Research**, v. 25, n. 5, p. 445–464, 1990. 14

KING, M. D.; TSAY, S.-C.; PLATNICK, S. E.; WANG, M.; LIOU, K.-N. Cloud retrieval algorithms for modis: optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. **MODIS Algorithm Theoretical Basis Document**, v. 1997, 1997. 16

KUETTNER, J. P.; SARTOR, J. D.; LEVIN, Z. Thunderstorm electrification—inductive or non-inductive? **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 11, p. 2470–2484, 1981. 13

KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A. P.; BENMOSHE, N.; ILOTOVIZ, E.; RYZHKOV, A. V.; PHILLIPS, V. T. The anatomy and physics of z dr columns: investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 7, p. 1820–1843, 2014. 14

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 10, p. 2492–2506, 2002. 15

LENSKY, I.; ROSENFELD, D. Clouds-aerosols-precipitation satellite analysis tool (capsat). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 22, p. 6739–6753, 2008. 32, 35

LI, J.; MENZEL, W. P.; YANG, Z.; FREY, R. A.; ACKERMAN, S. A. High-spatial-resolution surface and cloud-type classification from modis multispectral band measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 2, p. 204–226, 2003. 7

LINDSEY, D. T.; HILLGER, D. W.; GRASSO, L.; KNAFF, J. A.; DOSTALEK, J. F. Goes climatology and analysis of thunderstorms with enhanced 3.9-μ m reflectivity. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2342–2353, 2006. 30, 32, 34, 37

LIOU, K.-N. **An introduction to atmospheric radiation**. [S.l.: s.n.], 2002. 33

MACHADO, L.; ROSSOW, W. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 12, p. 3234–3260, 1993. 28, 48

MACHADO, L. A. T.; LIMA, W. F. A.; PINTO, O.; MORALES, C. A. Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: a multi-channel satellite application. **Atmospheric Research**, Elsevier B.V., v. 93, n. 1-3, p. 304–309, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.003>. 2, 15, 17

MACHADO, L. T.; DESBOIS, M.; DUVEL, J.-P. Structural characteristics of deep convective systems over tropical africa and the atlantic ocean. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 3, p. 392–406, 1992. 28, 48

MASON, J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceeding of the Royal Society of London**, v. 415, p. 303–315, 1988. 13

MATTHEE, R.; MECIKALSKI, J. R. Geostationary infrared methods for detecting lightning-producing cumulonimbus clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6580–6592, 2013. 2, 47

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. Cloud-to-ground lightning and mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3, p. 377–390, 2011. 16

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A.; WILLIAMS, E. R.; GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 8, p. 4670–4697, 2017. 14

MECIKALSKI, J. R.; BEDKA, K. M. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime goes imagery. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 1, p. 49–78, 2006. 2, 48, 49

MECIKALSKI, J. R.; BEDKA, K. M.; PAECH, S. J.; LITTEN, L. A. A statistical evaluation of goes cloud-top properties for nowcasting convective initiation. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 4899–4914, 2008. 2

MECIKALSKI, J. R.; JR, W. M. M.; KOENIG, M.; MULLER, S. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by meteosat second generation. part i: infrared fields. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 3, p. 521–534, 2010. 2, 17, 19, 47, 48, 50

MECIKALSKI, J. R.; JR, W. M. M.; KÖNIG, M.; MULLER, S. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by meteosat second generation. part ii: use of visible reflectance. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 12, p. 2544–2558, 2010. 2, 17, 18, 32

MECIKALSKI, J. R.; LI, X.; CAREY, L. D.; JR, E. W. M.; COLEMAN, T. A. Regional comparison of goes cloud-top properties and radar characteristics in advance of first-flash lightning initiation. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 1, p. 55–74, 2013. 2

METED. **GOES-R GLM: introduction to the geostationary lightning mapper**. 2016. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu/goes_r/glm/index.htm>. Acesso em: 13 abr. 2018. 9

NACCARATO, K. P.; PINTO, O. Lightning detection in southeastern brazil from the new brazilian total lightning network (brasildat). **INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 2012, Vienna, Austria**. [S.l.], 2012. p. 1–9. 1

NAKAJIMA, T.; KING, M. D. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part i: Theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 15, p. 1878–1893, 1990. 16, 43

NOAA/NASA. **Advanced Baseline Imager (ABI)**. Disponível em: <http://www.goes-r.gov/spacesegment/abi.html>. Acesso em: 24 mar. 2018. 7

____. **Geostationary Lightning Mapper (GLM)**. Disponível em: <http://www.goes-r.gov/spacesegment/glm.html>. Acesso em: 24 mar. 2018. 9

____. **GOES-R ABI Fact Sheet Band 8 ("Upper-level water vapor" infrared)**. Disponível em: <https://www.goes-r.gov/education/docs/ABI-bands-FS/ABIBand8UpperLevelWVFINAL.pdf>. Acesso em: 9 mai. 2018. 47

____. **Ground system: overview**. Disponível em: <https://www.goes-r.gov/ground/overview.html>. Acesso em: 24 mar. 2018. 6

____. **Mission Overview**. Disponível em: <http://www.goes-r.gov/mission/mission.html>. Acesso em: 24 mar. 2018. 5

ORVILLE, R. E.; HENDERSON, R. W. Absolute spectral irradiance measurements of lightning from 375 to 880 nm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 21, p. 3180–3187, 1984. 10

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14025–14040, 1998. 16

PILEWSKIE, P.; TWOMEY, S. Cloud phase discrimination by reflectance measurements near 1.6 and 2.2 μm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 22, p. 3419–3420, 1987. 16

PLATNICK, S.; KING, M. D.; ACKERMAN, S. A.; MENZEL, W. P.; BAUM, B. A.; RIÉDI, J. C.; FREY, R. A. The modis cloud products: algorithms and examples from terra. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 2, p. 459–473, 2003. 16

PRINS, E. M.; FELTZ, J. M.; MENZEL, W. P.; WARD, D. E. An overview of goes-8 diurnal fire and smoke results for scar-b and 1995 fire season in south america. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31821–31835, 1998. 7

REYNOLDS, S.; BROOK, M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 5, p. 426–436, 1957. 13

RIVELLI, L. **Thunderstorms life cycle observation from radar and satelite: a conceptual model for warning system**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. 2

ROBERTS, R. D.; RUTLEDGE, S. Nowcasting storm initiation and growth using goes-8 and wsr-88d data. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 4, p. 562–584, 2003. 16

ROSENFELD, D.; CATTANI, E.; MELANI, S.; LEVIZZANI, V. Considerations on daylight operation of 1.6-versus 3.7-μm channel on noaa and metop satellites. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 6, p. 873–881, 2004. 68

SAUNDERS, C.; KEITH, W.; MITZEVA, R. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 96, n. D6, p. 11007–11017, 1991. 13, 14

SCHMETZ, J.; TJEMKES, S.; GUBE, M.; BERG, L. Van de. Monitoring deep convection and convective overshooting with meteosat. **Advances in Space Research**, v. 19, n. 3, p. 433–441, 1997. 17, 48

SCHMIT, T.; GUNSHOR, M.; FU, G.; RINK, T.; BAH, K.; ZHANG, W.; WOLF, W. **GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) Algorithm Theoretical Basis Document For Cloud and Moisture Imagery Product (CMIP)**. [s.n.], 2012. Disponível em: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/Imagery.pdf>. 7, 8, 29, 35, 36

SCHMIT, T. J.; GUNSHOR, M. M.; MENZEL, W. P.; GURKA, J. J.; LI, J.; BACHMEIER, A. S. Introducing the next-generation advanced baseline imager on goes-r. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 8, p. 1079–1096, 2005. 7, 8, 22, 49

SCHMIT, T. J.; PRINS, E. M.; SCHREINER, A. J.; GURKA, J. J. Introducing the GOES-M imager. **National Weather Digest**, v. 25, n. 3/4, p. 28–37, 2002. 7

SETVÁK, M.; DOSWELL, C. A. The avhrr channel 3 cloud top reflectivity of convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 3, p. 841–847, 1991. 32, 33, 34

SETVÁK, M.; RABIN, R. M.; III, C. A. D.; LEVIZZANI, V. Satellite observations of convective storm tops in the 1.6, 3.7 and 3.9 μm spectral bands. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 607–627, 2003. 28, 34

SHERWOOD, S. C.; PHILLIPS, V. T.; WETTLAUFER, J. Small ice crystals and the climatology of lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 5, 2006. 2, 15, 67

SNYDER, J. C.; RYZHKOV, A. V.; KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A. P.; PICCA, J. Az dr column detection algorithm to examine convective storm updrafts. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 6, p. 1819–1844, 2015. 14

SPENCER, J. Fourier series representation of the position of the sun. v. 2, n. 5, p. 172–172, 1971. 29, 30

STEPHENS, G. Radiation profiles in extended water clouds. ii: parametrization schemes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 11, p. 2123–2132, 1978. 34

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; SMULL, B. F.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14059–14078, 1998. 13

STRABALA, K. I.; ACKERMAN, S. A.; MENZEL, W. P. Cloud properties inferred from 8–12-μm data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 33, n. 2, p. 212–229, 1994. 17, 42, 43, 45, 46

TAKAHASHI, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536–1548, 1978. 13, 14

TESSENDORF, S. A.; MILLER, L. J.; WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A. The 29 june 2000 supercell observed during steps. part i: kinematics and microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 12, p. 4127–4150, 2005. 15

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.: s.n.], 2006. 13

WILDER, P.; SU, Z.; ROEBELING, R. A.; SCHULZ, J.; HOLLEMAN, I.; LEVIZZANI, V.; TIMMERMANS, W. J.; ROTT, H.; MOGNARD-CAMPBELL, N.; JEU, R. de et al. Observation of hydrological processes using remote sensing. chapter 2.14; volume 2: The science of hydrology. 2011. 37, 42

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.: s.n.], 2006. 65

WILLIAMS, E. R. Large-scale charge separation in thunderclouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 90, n. D4, p. 6013–6025, 1985. 15

WMO/OSCAR. **Satellite: GOES-R**. Disponível em: <https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites/view/152>. Acesso em: 24 mar. 2018. 5

WORKMAN, E.; REYNOLDS, S. Electrical activity as related to thunderstorm cell growth. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 30, n. 4, p. 142–144, 1949. 14

APÊNDICE A - Histogramas de frequência relativa

Figura A.1 - Campos de interesse (instantâneos) associados com o tamanho das partículas.

Figura A.2 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associado com o tamanho das partículas.

Figura A.3 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 21 e 9 UTC) (grupo 1).

Figura A.4 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 11 UTC e 19 UTC) (grupo 2).

Figura A.5 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 3).

Figura A.6 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 4).

Figura A.7 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 5).

Figura A.8 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 6).

Figura A.9 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 21 e 9 UTC) (grupo 1).

Figura A.10 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (entre as 11 UTC e 19 UTC) (grupo 2).

Figura A.11 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 3).

Figura A.12 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 4).

Figura A.13 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 5).

Figura A.14 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a glaciação no topo da nuvem (grupo 6).

Figura A.15 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 1).

Figura A.16 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 2).

Figura A.17 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 3).

Figura A.18 - Campos de interesse (instantâneo) associados com a profundidade da nuvem (grupo 4).

Figura A.19 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 1).

Figura A.20 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 2).

Figura A.21 - Campos de interesse (tendência em 15 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 3).

Figura A.22 - Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 1).

Figura A.23 - Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 2).

Figura A.24 - Campos de interesse (tendência em 30 minutos) associados com a intensidade do fluxo ascendente (grupo 3).

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.