

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**DISSERTAÇÃO**

**USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NO CONTROLE DE  
REGISTROS PLUVIOMÉTRICOS POR ESTAÇÕES  
METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS**

**WAGNER DE ARAGÃO BEZERRA**

Campina Grande

2013

**WAGNER DE ARAGÃO BEZERRA**

**USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NO CONTROLE DE  
REGISTROS PLUVIOMÉTRICOS POR ESTAÇÕES  
METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Sensoriamento Remoto

Orientador: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande

2013

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B574u Bezerra, Wagner de Aragão.  
Uso de imagens de satélite no controle de registros pluviométricos por estações meteorológicas automáticas / Wagner de Aragão Bezerra. – Campina Grande, 2013.  
79 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2013.

"Orientação: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti".  
Referências.

1. Precipitação Pluviométrica. 2. Estações Meteorológicas Automáticas. 3. Modelo de Nuvem. 4. Imagens de Satélite - MSG. 5. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.  
I. Cavalcanti, Enilson Palmeira. II. Título.

CDU 551.577(043)

WAGNER DE ARAGÃO BEZERRA

USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NO CONTROLE DE REGISTROS  
PLUVIOMÉTRICOS POR ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 29/11/2013

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. KLEBER RENATO DA PAIXÃO ATAÍDE  
Instituto Nacional de Meteorologia

## AGRADECIMENTOS

Aos professores do Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em especial aos professores Enilson Palmeira Cavalcanti pela confiança e orientação e Francisco de Assis Salviano de Sousa pelas valiosas contribuições.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia por ter viabilizado o acordo de cooperação que permitiu a realização desse curso de pós-graduação junto a UFCG.

Ao Dr. Fabio Cunha Conde pelas valiosas contribuições quanto ao uso do software GRADS e a Dra. Andrea Malheiros Ramos pelo trabalho dedicado a coordenação do curso no INMET.

A Kleber Renato da Paixão Ataíde e Maria das Graças Ribeiro de Oliveira pelos anos de amizade e pelas palavras de incentivo nos momentos difíceis e de descontração.

A Antônio Carlos Montandon Junior pela prontidão em esclarecer as dúvidas relacionadas ao banco de dados Oracle e a todos os colegas que contribuíram para a conclusão desse curso.

A minha família, que tanto me apoiou durante os momentos difíceis, com paciência e compreensão. Em especial, aos meus pais que nunca mediram esforços para me proporcionar uma boa educação e, a minha esposa Morgana e filho Gabriel que sempre aguardaram minha chegada, acordados, quando me prolongava no trabalho para concluir essa dissertação.

Por fim, agradeço a Deus por ter colocado em meu caminho pessoas especiais que contribuíram, compreenderam e me dispensaram a atenção sincera e gratuita ao longo de minha vida.

## RESUMO

Esse trabalho utilizou o modelo unidimensional de nuvem para a geração de metadados para os dados de precipitação pluviométrica coletados por estações Meteorológicas Automáticas de Superfície (EMAS). Foram utilizados dados de temperatura do ar e do ponto de orvalho à superfície e imagens de satélite no canal infravermelho termal. Tais metadados visam complementar os metadados das EMAS para fins de análise e controle da qualidade dos mesmos.

Foram gerados os metadados de altura do topo e de cobertura de nuvens em uma área de 5x5 pixels e, ainda, a contagem do número de horas em que houve a presença de sistemas convectivos sobre cada uma das 454 EMAS que transmitiram informações no período de 01/08/2012 a 31/12/2012. Além disso, foram feitas regressões estatísticas para determinar a relação entre a altura da nuvem e a chuva observada, bem como, foi realizado o ajuste dos dados de precipitação maiores ou iguais a 5 mm/h a uma distribuição de probabilidade Beta.

Os metadados gerados foram úteis para a análise e identificação de dados suspeitos, presentes na base de dados do INMET, evidenciando casos de chuva sem nuvem ou com nuvens não associadas ao volume precipitado, como verificado em Bacabal/GO e, também, casos em que a estação não registrou chuva mesmo durante mais de 100 horas sob a ação de sistemas convectivos, a exemplo de Goioêre/PR.

Palavras-chave: precipitação pluviométrica. estações meteorológicas automáticas. modelo de nuvem, imagens de satélite - MSG. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.

## ABSTRACT

This work used the one-dimensional cloud model for the generation of metadata for the rainfall data collected by Automatic Weather Stations Surface (EMAS). For this, we used data of air temperature and dew point at the surface and satellite images in the thermal infrared channel . Such metadata seek to complement the metadata of EMAS for analysis and control of quality.

Were generated metadata height of the cloud top and cloud cover in an area of 5x5 pixels and also the counting the number of hours that was present convective systems on each of the 454 automatic weather stations that transmitted data between 01/08/2012 and 31/12/2012. Also, regression statistics were performed to determine the relationship between the height of the cloud top and rain gauges, as well as the adjustment of the precipitation data greater than or equal 5 mm/h to a beta probability distribution.

The metadata generated were useful for the analysis and identification of suspicious data present in INMET database, showing the cases without rain cloud or clouds do not precipitate relation to the volume ( Bacabal / GO ) , and also cases in which the station not even during rain recorded over 100 hours in presence of convective systems ( Goioere / PR )

Key words: weather stations, cloud model, MSG, rainfall, convective systems, INMET

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1– Resoluções espaciais e espectrais do Imageador GOES (SEASPACE, 2010) .....	18
Tabela 2 – Valores da constante $\nu c$ , e dos coeficientes de calibração A e B para os canais infravermelho. Adaptado de Silva Júnior (2010).....	30
Tabela 3 - Valor da altura de nuvem mínima associada a uma dada precipitação (mm/h) obtida no período de estudo .....	51
Tabela 4 - Parâmetros, $\alpha$ , $\beta$ , valores mínimo e máximo de ajuste para a distribuição Beta e teste estatístico KS .....	56

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Tipos de erros apresentados por pluviômetros das EMAS. ....	38
Quadro 2 - Relação das 19 estações meteorológicas que apresentaram chuva na condição de céu claro e suas respectivas contagens de erro, segundo o modelo de nuvem.....	57
Quadro 3 - Resultado dos testes estatísticos TAC e TAF para a estação A002, considerando as ocorrências de 1 a 5 sistemas convectivos por dia observado.....	58

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Área de estudo, incluindo os 26 estados brasileiros e o Distrito Federal .....	17
Figura 2 - Normal Climatológica de chuva no Brasil (1961 a 1990). Em (a) chuva acumulada média para o mês de agosto e, em (b) chuva acumulada média para o mês de dezembro. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2013) .....	18
Figura 3- Funções peso para os canais IR termal do SEVIRI no MSG-1 Adaptado de (SCHMETZ et al., 2002).....	22
Figura 4 - Distribuição espacial da Rede de Estações Meteorológicas Automáticas de Superfície (EMAS).....	23
Figura 5 - Trecho do script em Cshell para execução das consultas SQL por meio do SqlPlus64. Consulta da temperatura do ar média horária .....	26
Figura 6 - Exemplo de tabela gerada pelo banco de dados local.....	27
Figura 7 - Trecho do script GRADS para espacialização dos dados de superfície segundo Cressman (1959). As variáveis tmed e tmed receberam os valores interpolados pela função oacres().....	28
Figura 8 - Modelo de nuvem idealizado. Adaptado de Masika (2007) .....	33
Figura 9 - Área para cálculo da estatística de cobertura de nuvem. ....	33
Figura 10 - Análise estatística dos dados: (a) Histograma de Frequências. Em (b) Modelo Gaussiano ajustado a distribuição de Frequência. Adaptado de (MASIKA, 2007).....	35
Figura 11 - Representação gráfica, hipotética, de uma distribuição assimétrica negativa e sua relação com os parâmetros média, moda e mediana .....	36
Figura 12 - Problemas nas EMAS: Em (a), excesso de poeira sobre radiômetro. Em (b), forte oxidação provocada pela salinidade. Obstrução de pluviômetros em (c) e (d) devido a poeira, insetos, etc. Adaptado de (RODRIGUES e LUCAS, 2010).....	37
Figura 13 - Imagens GOES-13 e precipitação das estações meteorológicas automáticas. Em (a) chuva de 1 a 15 mm/h associadas à incursão de frente fria sobre o Estado do Rio Grande do Sul - (b) Ocorrência de chuvisco sobre o Estado da Bahia.....	40
Figura 14 - Modelo de nuvem espacializado: Em (a), Imagem MSG no canal Infravermelho Termal (IR10,8 $\mu$ m) no dia 09/08/2012 às 17 (UTC) e, em (b), Altura do Topo da Nuvem em metros correspondente.....	43
Figura 15 - Modelo de nuvem especializado: Em (a), Imagem MSG no canal Infravermelho Termal (IR10,8 $\mu$ m) no dia 09/12/2012 às 17 (UTC) e, em (b): Altura do topo da nuvem em metros .....	44
Figura 16 – Relação entre chuva e altura: Em (a) Diagrama de dispersão entre a Altura e a Precipitação. Em (b) precipitação classificada em classes de altura de nuvem. Em (c) precipitação máxima (linha vermelha) e média (linha azul) observada em cada classe de altura de nuvem.....	47
Figura 17 - A linha contínua representa a precipitação total acumulada no período. A frequência de precipitação maior ou igual a cinco mm/h é mostrada no gráfico de barras .....	48

Figura 18 – BoxPlot: altura da nuvem associada as classes de precipitação de chuva fraca, moderada e forte.....	49
Figura 19 - Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem considerando os cinco maiores eventos de precipitação de cada classe.....	50
Figura 20 - Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem, considerando a média dos cinco maiores eventos de precipitação de cada classe.....	51
Figura 21 – Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem, considerando a menor altura de nuvem que corresponderam às precipitações observadas .....	52
Figura 22 - Relação entre a temperatura do topo da nuvem (K) e sua altura (m) .....	53
Figura 23 - Gráficos associados a distribuição Beta. Em (a) Histograma de frequência para chuva maior ou igual a 5mm. Em (b) Representação dos polígonos empíricos (Yi) e teóricos (dist. Beta) e em (c) Comparação entre a Ogiva empírica e teórica	55
Figura 24 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul).....	58
Figura 25 - Taxas de Acerto (TAC) e de Alerta Falso (TAF) para a estação de Goiânia (A002), considerando um número mínimo de eventos convectivos para a geração do alerta de chuva.....	58
Figura 26 – Imagens GOES do dia 02/10/2012 nos horários: (a) 05:15, (b) 08:15 (UTC) .....	60
Figura 27 – Imagens GOES do dia 02/10/2012 nos horários: (a) 09:15 e (b) 10:15 (UTC).....	61
Figura 28 - Campo de precipitação gerado pelo modelo CMORPH para o dia 02/10/2012 as 6:00 (UTC). Acumulado das últimas 3h de chuva .....	62
Figura 29- Avaliação dos metadados de cobertura de nuvens para a estação A220 no dia 02/10/2012. Em (a), Chuva informada pelo pluviômetro (azul), Precipitação máxima aceitável pelas Equações 17 (verde) e 18 (vermelho). Em (b), porcentagem de cobertura de nuvens baixas (pnb) e de céu claro (pcl) .....	63
Figura 30 - Probabilidade de ocorrência de chuva maior ou igual a 5mm/h para cada hora do dia 02/10/2012.....	64
Figura 31 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul).....	64
Figura 32 – Precipitação estimada pelo CMORPH para a estação A825 (Goioêre/PR) nos dias 01 e 02/10/2012.....	65
Figura 33 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul).....	66
Figura 34- - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a	

estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de  
chuva (Azul)..... 67

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. OBJETIVO</b> .....	3
<b>2.1 Objetivo Geral</b> .....	3
<b>2.2 Objetivos Específicos</b> .....	3
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRAFICA</b> .....	4
<b>3.1. Métodos Baseados nos Canais VIS e IR</b> .....	4
<b>3.2. Indexação de Nuvens</b> .....	4
<b>3.3. Métodos Bi-espectrais (VIS/IR)</b> .....	5
<b>3.4. Modelo de Nuvem</b> .....	7
<b>3.5. Técnicas Mistas e Multiespectrais</b> .....	9
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	17
<b>4.1 Área e Período de Estudo</b> .....	17
<b>4.2 Dados Utilizados</b> .....	18
<b>4.2.1 Imagens GOES</b> .....	18
<b>4.2.2 Imagens MSG (SEVIRI)</b> .....	19
<b>4.2.3 Estações Meteorológicas Automáticas</b> .....	23
<b>4.2.4 O modelo CMORPH</b> .....	24
<b>4.3 Metodologia</b> .....	24
<b>4.3.1 Leitura dos Dados de Superfície</b> .....	25
<b>4.3.2 Espacialização dos Dados de Superfície</b> .....	27
<b>4.3.3 Reamostragem da Grade de Superfície para a Resolução do Satélite</b> .....	28
<b>4.3.4 Leitura das Imagens de Satélite (MSG)</b> .....	29
<b>4.3.5 Modelo de Nuvem</b> .....	32
<b>4.3.6 Geração de Metadados: Cobertura de Nuvens</b> .....	33
<b>4.3.7 Geração de Metadados: Probabilidade de Chuva</b> .....	34
<b>4.3.8 Algoritmo de Detecção de Erros</b> .....	37
<b>4.3.9 Imagens GOES</b> .....	40
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	41
<b>5.1. Modelo de nuvem espacializado</b> .....	41
<b>5.2. Relação entre altura da nuvem e chuva</b> .....	45
<b>5.3. Precipitação máxima esperada / classe</b> .....	49

<b>5.4. Modelo de probabilidade de chuva</b> .....	54
<b>5.5. Metadados: cobertura de nuvens</b> .....	56
<b>5.6. Identificação de pluviômetros suspeitos</b> .....	57
<b>5.6.1. Erro do tipo 2: estudo de caso</b> .....	59
<b>5.6.2. Erro do tipo 1: estudo de caso</b> .....	66
<b>6. CONCLUSÃO</b> .....	69
<b>7. PROPOSTA DE ALGORÍTMO E TRABALHOS FUTUROS</b> .....	70
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	72
<b>ANEXO I – SISTEMA DE ANÁLISES DE SÉRIES DO INMET PARA A ESTAÇÃO A220 (BACABAL/MA)</b> .....	78
<b>ANEXO II – SISTEMA DE ANÁLISES DE SÉRIES DO INMET PARA A ESTAÇÃO A825 (GOIOÊRE/PR)</b> .....	79

## 1. INTRODUÇÃO

O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) iniciou, no ano de 2000, a implantação de uma rede de estações meteorológicas automáticas de superfície com capacidade inicial prevista para 500 estações. Tais estações vieram a complementar a rede de estações meteorológicas convencionais de superfície e operam de forma totalmente autônoma, com transmissão de dados horários via satélite ou por meio de telefonia celular. Atualmente, a rede de estações meteorológicas automáticas opera com aproximadamente 450 estações e já se planeja a ampliação desta rede.

Garantir a confiabilidade das informações meteorológicas coletadas por tais estações exige um complexo plano de manutenção preventiva e corretiva, com intervalos definidos de revisita a cada estação minimizando possíveis problemas operacionais causados, por exemplo, por excesso de poeira, folhas, insetos e diversas outras variáveis ambientais que possam vir a afetar o funcionamento dos sensores. No entanto, mesmo seguindo um rígido plano de manutenção tem se registrado situações não previstas no plano de manutenção preventiva que provocaram a coleta de dados meteorológicos não consistentes ou até mesmo a interrupção dos mesmos. O sensor de precipitação, por exemplo, é um dos sensores mais susceptível a falhas, devido ao mesmo possuir partes mecânicas móveis, que podem “travar” ou obstruir com maior facilidade em determinadas condições de uso.

A precipitação (chuva), por sua vez, é uma das principais variáveis do ciclo hidrológico, apresenta grande variabilidade espacial e temporal e está associada diretamente a impactos socioambientais, tais como, inundações, deslizamento de encostas, geração de energia elétrica, produção agrícola, entre outros. Além disso, “a precipitação é a principal componente para o ciclo de energia e água do planeta, ajudando a regular o sistema climático” (KIDD e LEVIZZANI, 2011).

De fato, a precipitação pode ser considerada como o mais importante “link” entre a atmosfera e a superfície, tanto para as condições de tempo quanto para os processos climáticos (WOLTERS, 2011). Sendo assim, quanto melhor a representação do campo de precipitação, melhor a estimativa dos fluxos de energia a superfície e, conseqüentemente, melhor a parametrização dos processos físicos nos modelos meteorológicos e climáticos. Além disso, interrupções na coleta de dados de precipitação podem ocultar a detecção de eventos extremos, informação necessária para os projetos de dimensionamento de obras hidráulicas (usinas hidroelétricas, canais,

pontes, etc.) e para os estudos de mudança climática. Os problemas tornam-se mais graves a partir do momento em que se utilizam esses dados como fonte de informação para sistemas de alerta de enchentes. Nesse tipo de aplicação, o cálculo preciso da chuva acumulada em determinadas áreas está diretamente associada à segurança da população que ocupa áreas de risco a jusante.

Diante do exposto, faz-se necessário a utilização de ferramentas adequadas, que permitam o monitoramento de toda a rede de estações meteorológicas automáticas de superfície, de forma eficiente e operacional, minimizando o tempo de indisponibilidade dos dados e indicando a necessidade de ações corretivas, aumentando assim a confiabilidade dos dados coletados.

O sensoriamento remoto por satélite apresenta-se como uma ferramenta adequada ao monitoramento de grandes áreas. Além disso, diversos trabalhos já utilizaram o sensoriamento remoto por satélite para estimar variáveis à superfície, tais como, temperatura da superfície terrestre, índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), temperatura da superfície do mar (TSM), precipitação, entre outros. O saldo de radiação na superfície e os fluxos de calor sensível, latente e de calor no solo, por exemplo, podem ser estimados segundo o algoritmo SEBAL (do inglês “*Surface Energy Balances Algorithms for Land*”) descrito por (BASTIAANSEN, 2000). A estimativa de precipitação por satélite, em particular, apresenta-se como uma das mais importantes aplicações passíveis de operacionalização no INMET e, diante da importância dessa variável, propõe-se o desenvolvimento de uma metodologia baseada em técnicas de sensoriamento remoto por satélite, utilizando imagens dos satélites GOES e MSG, que dê subsídios para avaliar a qualidade dos dados de precipitação obtidos por estações meteorológicas automáticas de superfície.

## **2. OBJETIVO**

### **2.1 Objetivo Geral**

Aplicar técnicas de estimativa de precipitação por satélite para monitorar o funcionamento dos pluviômetros da rede de estações meteorológicas automáticas do INMET. A hipótese inicial é de que a partir das temperaturas de brilho dos canais infravermelho termal, obtidas pelos satélites GOES-13 e MSG-9, e utilizando as temperaturas do ar e do ponto de orvalho, obtidas pelas estações automáticas, seja possível determinar a probabilidade de ocorrência de chuva em uma dada estação.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Gerar metadados para os dados de precipitação que servirão de subsídio para o gerenciamento da rede de estações meteorológicas automáticas do INMET, bem como, para a análise futura dos dados.
- Obter a probabilidade de ocorrência de chuva e de não chuva sobre uma determinada estação meteorológica automática, tomando como base a resposta espectral da banda do infravermelho termal;
- Utilizar ferramentas que possibilite o desenvolvimento de um sistema operacional para monitorar o funcionamento dos pluviômetros das estações automáticas de superfície baseado em técnicas de estimativa de precipitação por satélite e dados de superfície.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRAFICA

Os primeiros métodos de estimativa de precipitação por satélite tiveram início na década de 1970. Desde então têm sido desenvolvidas várias pesquisas, baseadas em distintas tecnologias, com o intuito de melhorar a eficiência e a precisão de tais estimativas. Levizzani et al. (2002) apresentaram uma revisão de vários desses métodos e, recentemente Avila (2006) e Kidd e Levizzani (2011) apresentaram revisões mais atualizadas. Com base nesses autores, pode-se afirmar que as principais técnicas de estimativa de precipitação por satélite estão inseridas nas seguintes categorias: técnicas baseadas nos canais visível (VIS) e infravermelho (IR); indexação de nuvens; em sensores de micro-ondas passivos e ativos; técnicas multi-sensores. No presente trabalho, apenas algumas dessas técnicas serão discutidas.

#### 3.1. Métodos Baseados nos Canais VIS e IR

Os métodos baseados nessa categoria são considerados os métodos indiretos, isto porque, as estimativas são obtidas a partir de características do topo das nuvens, tais como, temperatura de brilho, taxa de resfriamento e refletividade.

Os principais métodos nessa categoria são descritos por Barrett e Martin (1981), citado posteriormente por Levizzani et al. (2002). Segundo os autores, os métodos se enquadram nas seguintes categorias: métodos de indexação de nuvens, métodos bi-espectrais, tempo de vida (“*lifehistory*”) e modelo de nuvem.

#### 3.2. Indexação de Nuvens

Barret (1970) descreve um dos métodos mais antigos, denominado Bristol, que recebeu esse nome, por ter sua origem ligada a Universidade de Bristol, juntamente com o grupo do “*National Environmental Satellite Service – NESS* e do *National Oceanographic and Atmospheric Administration – NOAA*”, EUA. Pertence aos chamados Métodos de Indexação, que se baseavam na identificação do tipo de nuvens e, de acordo com sua classificação feita por especialistas, eram atribuídos valores de precipitação.

Portanto, as técnicas de indexação de nuvens atribuem uma taxa de precipitação para cada tipo de nuvem identificada na imagem de satélite. O algoritmo mais simples e talvez o mais amplamente utilizado seja o desenvolvido por Arkin (1979) que, dentro do

projeto GARP (do inglês “*Global Atmosphere Research Programme*”) após o experimento GATE (do inglês “*GARP Atlantic Tropical*”) obteve uma alta correlação entre dados de precipitação estimados por radar com a fração de nuvens com temperaturas menores do que 235 K, obtidas pelo canal do infravermelho termal. A partir desse resultado foi desenvolvido o método posteriormente chamado de GPI (do inglês “*GOES Precipitation Index*”). O GPI atribui uma taxa de precipitação média de 3 mm/h para a fração de nuvens com temperaturas abaixo de 235 K dentro de uma área de 2,5° x 2,5°. Essa técnica é utilizada como padrão para a análise climatológica Arkin e Janowiak (1991) e é regularmente aplicada e arquivada para estudos climatológicos Levizzani et al. (2002). De modo geral, essa técnica é destinada a estimar a precipitação convectiva média mensal.

Ba e Nicholson (1998) analisaram a atividade convectiva e sua relação com a precipitação sobre a região do lago Rift Valley no oeste da África. Os autores utilizaram a técnica GPI, aplicada a imagens IR do satélite METEOSAT, e dados de chuva. Foi mostrado que existe uma correlação positiva que justifica a aplicação da técnica para a escala de tempo mensal e anual (LEVIZZANI et al., 2002). O algoritmo GPI, apesar de sua simplicidade, apresenta resultados razoáveis quando aplicado em grandes áreas e em uma grande escala de tempo (GRUBER e LEVIZZANI, 2008).

### **3.3. Métodos Bi-espectrais (VIS/IR)**

Os Métodos Bi-espectrais são baseados em relações simples, mas nem sempre verdadeiras, entre nuvens frias e brilhantes e alta probabilidade de precipitação, características presentes, por exemplo, nas nuvens do tipo cumulonimbus (LEVIZZANI et al., 2002). Isso porque Nuvens do tipo stratus são representadas como brilhantes no visível e nuvens cirrus são frias no infravermelho, mas não produzem chuva. Em técnicas que utilizam a combinação desses dois canais, normalmente é estabelecido um limiar no visível e no infravermelho de chuva e não chuva (AVILA, 2006).

De maneira geral, os Métodos Bi-espectrais baseiam-se nas respostas espectrais dos canais visível e infravermelho. Woodley et al. (1972) citado posteriormente por Avila (2006) atribuem as seguintes características das nuvens de chuva, que podem ser observadas a partir desses canais:

- Nuvens com alta refletividade no canal visível produzem mais chuva do que as nuvens mais escuras;
- Nuvens brilhantes no canal visível (VIS) e com topos frios no canal infravermelho (IR) e em processo de expansão produzem mais chuva do que as nuvens que não sofrem expansão;
- Quando a nuvem está diminuindo, ou decaindo, quase não produz chuva;
- Quanto mais frio o topo da nuvem mais chuva ela é capaz de produzir;
- Quando a temperatura do topo da nuvem está aumentando, a chuva está diminuindo de intensidade, ou já não está chovendo;
- A chuva mais significativa ocorre na área de movimento ascendente do vento (nível da bigorna), porção mais intensa do sistema convectivo;

Scofield e Oliver (1977), por exemplo, desenvolveram um método de estimativa de precipitação fundamentado no fato de que as nuvens que apresentam maior brilho no canal VIS e menor temperatura no IR apresentam maior probabilidade de precipitação. Foi observado que as chuvas mais intensas estão associadas às baixas temperaturas do topo das nuvens em aglomerados convectivos, enquanto que, as chuvas fracas estão associadas a nuvens de topo quente e menores. De fato, a precipitação associada a nuvens de topo quente, stratus e stratocumulos, apresentam precipitação na forma de chuva fraca ou chuveiro.

A diferenciação de nuvens precipitantes de não precipitantes foi abordada por Lovejoy e Austin (1979). Os autores estabeleceram limiares ótimos para os canais VIS e IR do GOES com o objetivo de identificar a condição de chuva e de não chuva. Foram montados e combinados dois conjuntos de distribuição bivariada de frequência no espaço infravermelho/visível para fornecer a probabilidade de distribuição de chuvas fornecidas a partir de dados de radar meteorológico, considerados como verdade de campo. Nesse trabalho, aproximadamente 65% dos pixels foram classificados corretamente. Essa técnica foi mais eficiente para casos convectivos do que para os estratiformes. A maior dificuldade na classificação de pixels chuvosos e não chuvosos nas nuvens estratiformes se deu devido ao fato de que os histogramas não apresentavam diferenças significativas entre as duas condições.

Outra abordagem a técnica proposta por Lovejoy e Austin (1979) foi dada por Tsonis e Isaac (1985). Os autores aplicaram a técnica estatística de agrupamento de

variáveis no espaço bidimensional visível/infravermelho. Com essa nova abordagem 80% dos pixels, associados à chuva e não chuva, foram classificados corretamente.

Negri e Adler (1981) estudaram várias intensidades de chuva sobre a região do meio-oeste dos Estados Unidos. Para isso, utilizaram os canais VIS e IR de alta resolução temporal e dados de chuva obtidos por radar. Com isso, foram estudadas as relações entre as temperaturas de brilho mínimas em nuvens associadas com as chuvas detectadas por radar. Segundo os autores, as áreas cujas nuvens apresentaram uma aparência cumuliforme na imagem do visível (VIS) e uma rápida mudança de temperatura do topo da nuvem no canal infravermelho (IR) foram identificadas como áreas associadas a convecção profunda e coincidiram com as áreas de chuva mostradas pelo radar.

### **3.4. Modelo de Nuvem**

Com o objetivo de melhor representar as propriedades físicas das nuvens, alguns autores passaram a utilizar modelos de nuvem para melhorar as estimativas de precipitação. Tais técnicas buscam introduzir a física de nuvens aos processos de estimativa, trazendo melhorias significativas a partir da melhor representação dos processos físicos que levam a formação de chuva (LEVIZZANI et al. 2002).

Adler e Mack (1984) aplicaram um modelo unidimensional de nuvem para, inicialmente, identificar células de nuvens convectivas e em seguida atribuí-las parâmetros de chuva. A área de chuva estratiforme associadas às células convectivas, a exemplo de outras técnicas, é identificada a partir de um limiar de temperatura de brilho, obtida por meio das imagens de satélite. Esse método calcula a máxima taxa e volume total precipitado em função da máxima altura ou mínima temperatura do modelo de nuvem, observadas em uma sequência de rodadas do modelo. O modelo proposto simulou muito bem os perfis observados na Flórida durante o verão e em Oklahoma na primavera. Dentre os trabalhos que utilizam o modelo de nuvem, um dos mais conhecidos na literatura é o de Adler e Negri (1988), que também serviu de base para outros estudos.

Adler e Negri (1988) aplicaram um modelo unidimensional de nuvens, proposto por Adler e Mack (1984), aos dados do satélite GOES (do inglês: “*Geostationary Environmental Satellite*”) na banda do infravermelho termal (10,5-12,6 $\mu$ m) e 30

minutos de resolução temporal, sobre uma área no sudeste da Flórida nos Estados Unidos. Os autores investigaram as relações entre a temperatura do topo da nuvem e a taxa de precipitação, bem como, a área de ocorrência de chuva. Esse trabalho resultou na técnica denominada de CST (do inglês “*Convective Stratiform Technique*”) que se destina a estimar a precipitação nas porções convectiva e estratiforme das nuvens de tempestade. As nuvens do tipo cirrus, não precipitantes, foram eliminadas a partir do cálculo do parâmetro “*slope*”, que é a diferença entre a temperatura do pixel selecionado e a média de seis pixels ao seu redor. A partir desse cálculo os autores utilizaram uma função linear de discriminação de nuvens do tipo cirrus. Finalmente, os autores utilizaram os dados de radar e do canal visível para distinguir as nuvens convectivas e do tipo cirrus associadas a cada temperatura de brilho. Nesse estudo, o limiar de temperatura de brilho utilizado para discriminar as regiões de chuva e não chuva foi de 253K. A técnica CST apresentou bons resultados, particularmente da captura dos picos de precipitação e na transição da precipitação de chuva convectiva para a estratiforme, representando melhor a quantidade precipitada do que os outros modelos comparados no estudo. No entanto, Negri e Adler (1993) avaliaram a aplicação dessa técnica sobre uma região do Japão e, entre outros ajustes, sugeriram que o limiar de temperatura utilizado fosse alterado de 253K para 235K.

A utilização de um modelo de nuvem unidimensional, considerando a temperatura ambiente, umidade e as condições de cisalhamento melhoraram consideravelmente a estimativa de precipitação fornecendo uma base física (menos empírica) para a relação entre a altura das nuvens (temperatura de seu topo) e a chuva.

### 3.5. Técnicas Mistas e Multiespectrais

Algumas técnicas de estimativa de precipitação por satélite utilizam informações provenientes de outras fontes que não as do próprio satélite, tais como, modelos numéricos de tempo. Tais técnicas são comumente chamadas de técnicas mistas, pois combinam diversas fontes de dados. Uma das mais relevantes foi a proposta por Vicente et al. (1998) que apresentaram uma técnica denominada de Auto-Estimador (AE) e, encontrava-se operacional na NOAA/NESDIS (do inglês: “*National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite Data and Information Service*”). Os autores tinham como objetivo o monitoramento/previsão de enchentes, aplicações na modelagem numérica e hidrológicas nos Estados Unidos.

O método do AE baseia-se em uma regressão estatística na forma de uma função de potência, relacionando a temperatura de brilho do topo das nuvens, obtidas a partir do canal 4 (10.7 $\mu$ m) do GOES-8 e GOES-9, e dados de precipitação obtidos de radares meteorológicos. Para a elaboração dessa regressão os autores utilizaram 16 pares de imagens GOES e de radar, coletando 6800 pixels de imagem GOES relacionados à precipitação nos dados de radar sobre a Planície Central dos Estados Unidos e áreas adjacentes ao Golfo do México. No entanto, esse modelo de precipitação acabou por superestimar a precipitação em ambientes secos e subestimar em ambientes úmidos. Para solucionar esse problema, os autores utilizaram um índice de correção de umidade, proposto inicialmente por Scofield (1987), que é obtido a partir da multiplicação da água precipitável na camada (PW), entre a superfície e o nível de 500mb, e a umidade relativa média na camada (RH), esse índice ficou conhecido como PWRH. O modelo ETA do NCEP (do inglês: “*National Centers for Environmental Prediction*”) foi utilizado para gerar tal índice. Além disso, as regiões de precipitação mais intensas foram identificadas a partir da taxa positiva de crescimento das nuvens entre duas imagens consecutivas e do cálculo do gradiente horizontal de temperatura, semelhante ao proposto anteriormente por Negri e Adler (1981). Mais tarde, Vicente et al. (2002) e Scofield (2001) incluíram algumas modificações a técnica que passou a se chamar de Hidroestimador. Algumas das modificações consideram como parâmetro de ajuste de precipitação o nível de equilíbrio convectivo, para nuvens de topo quente, e erros provocados pela orografia e por paralaxe. A interação entre o vetor vento e a orografia é considerada para criar um multiplicador que aumenta ou diminui a precipitação estimada por satélite.

As técnicas propostas por Vicente et al. (1998 e 2002) e Scofield (2001) adicionaram características físicas aos modelos de estimativa de precipitação por satélite, melhorando as estimativas. Por outro lado, tais técnicas exigem uma grande capacidade computacional para sua execução, o que inclui, por exemplo, a utilização de modelos meteorológicos.

A técnica GMSRA (do inglês: “*GOES Multispectral Rainfall Algorithm*”) Ba e Gruber (2001), utiliza dados dos cinco canais espectrais do satélite GOES para melhor discriminar as áreas de chuva e não chuva, além de determinar as taxas de precipitação sobre quatro grandes regiões, que cobriam todo os Estados Unidos. Esse algoritmo utiliza a taxa de crescimento das nuvens, obtida a partir do canal  $10.7\mu\text{m}$ , um limiar de albedo no canal visível e um cálculo da refletância do canal  $3.9\mu\text{m}$  (a partir dos canais  $3,9$ ,  $10,7$  e  $12,0\mu\text{m}$ ), que está relacionada com o raio médio das partículas na nuvem. Foi utilizado ainda, o índice de correção de umidade PWRH, similar ao utilizado por Vicente et al. (1998). O canal visível e a diferença de temperatura dos canais  $T_{10,7}$  e  $T_{12,0}$  são utilizadas para diferenciar as nuvens do tipo cirrus. A combinação dos canais  $T_{3,9}$ ,  $T_{10,7}$  e  $T_{12,0}$  são utilizadas durante o dia para estimar o tamanho médio das partículas na nuvem segundo o algoritmo proposto por Rosenfeld e Gutman (1994).

A utilização do raio médio das partículas se deve ao fato de que, segundo Rosenfeld e Gutman (1994), as nuvens que apresentaram o raio médio, em seu topo, maiores do que  $14\mu\text{m}$  continham hidro meteoros com tamanho precipitável e que podiam ser detectados por radares meteorológicos. Esse resultado foi aplicado com sucesso no GMSRA para detectar precipitação em nuvens quentes, onde os algoritmos baseados apenas nos canais infravermelho termal são ineficientes.

O GMSRA foi aplicado em diferentes grids, com as resoluções de  $12\text{ km}$ ,  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,  $1^\circ \times 1^\circ$  e  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  e comparado à precipitação medida por pluviômetros. De modo geral, os melhores resultados (i.e. menor erro médio quadrático, maiores coeficientes de correlação) foram obtidos para os grids de menor resolução espacial. Foi mostrado também que esse modelo subestima grandes taxas de precipitação e superestima pequenas precipitações, mas apresentou melhores resultados do que os apresentados pelo GPI. O GMSRA esteve operacional nos Estados Unidos na NESDIS/NOAA (do inglês: “*National Environmental Satellite, Data, and Information Service/ National Oceanic and Atmospheric Administration*”) até outubro de 2010.

Sensores de micro-ondas, ativos ou passivos, apresentam uma resposta física menos indireta da precipitação, isto por que, de maneira geral ocorre absorção,

espalhamento ou transmitâncias de energia nessa faixa de frequência que são diretamente associadas à presença de gotículas de chuva ou cristais de gelo. No entanto, a maior parte dos sensores de micro-ondas está presente em satélites de órbita polar, o que implica em uma baixa resolução temporal. Para tirar proveito desse tipo de tecnologia e manter a alta resolução temporal fornecida pelos satélites geostacionários, Kuligowski (2002) desenvolveu a técnica chamada de SCaMPR (do inglês: “*Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval*”). Essa técnica utiliza os canais 6,9 $\mu$ m, 10,7 $\mu$ m e 12,0 $\mu$ m do satélite GOES juntamente com campos de precipitação obtidos pelos modelos do AE (VICENTE et al. 1998) e do GMSRA (BA e GRUBER, 2001) como variáveis preditoras de precipitação. Funções lógicas “e” e “ou” foram aplicadas ao conjunto de variáveis com o objetivo de delinear as áreas de precipitação. A intensidade de precipitação é estimada a partir de uma função do tipo  $y = a e^{bx}$ , similar ao utilizado por Vicente et al. (1998), ajustada as intensidades de precipitação informadas pelo sensor de micro-ondas SSM/I (do inglês: “*Special Sensor Microwave/Imager*”) a bordo dos satélites da série DMSP (do inglês: “*Defense Meteorological Satellite Program*”), mantidos pela força aérea dos Estados Unidos da América.

Segundo Kuligowski (2002) devido à variação no perfil vertical de temperatura, definir um valor constante de temperatura para distinguir áreas de chuva e não chuva pode não ser o apropriado. Ao invés disso, o autor utilizou as diferenças entre as temperaturas de brilho dos canais 6,9 $\mu$ m e 10,7 $\mu$ m. Essa técnica faz parte do GMSRA (BA e GRUBER, 2001) e baseia-se no fato de que temperaturas de brilho em 6,9 $\mu$ m ( $T_{6,9}$ ) maiores do que as temperaturas de brilho em 10,7 $\mu$ m ( $T_{10,7}$ ) indicam a presença de vapor d’água acima do topo das nuvens, o que é indício de topos de nuvens convectivas (KULIGOWSKI, 2002) e não apenas nuvens do tipo cirrus, não precipitantes. Outro filtro de nuvens cirrus utilizado no SCaMPR é a diferença entre as temperaturas de brilho  $T_{10,7}$  e  $T_{12,0}$ . Segundo Inoue (1987) as diferenças de temperatura entre esses dois canais é maior para nuvens do tipo cirrus do que para áreas livres de nuvens ou em nuvens de grande extensão vertical. Informações sobre a “textura” ou do gradiente horizontal de temperatura do topo das nuvens e o parâmetro empírico (S) (ADLER E NEGRI, 1988), obtidas pelo canal do infravermelho termal, 10,7 $\mu$ m.

Os resultados obtidos por Kuligowski (2002) mostraram que o modelo SCaMPR apresentou resultados mais próximos aos do SSM/I do que os resultados apresentados pelo AE e pelo GMSRA quando comparados a dados de pluviômetros convencionais.

Destacando-se o menor erro médio quadrático (rmse) e o menor “*bias*”. As diferenças entre as temperaturas de brilho  $T_{10,7}$  e  $T_{6,9}$  e  $T_{10,7}$  e  $T_{12,0}$  foram as variáveis predictoras que melhor definiram as áreas de chuva e não chuva tomando como referência o dados do SSM/I. Isto ocorreu durante 46% do período de calibração e com seus valores médios entre 18K e 2,0K respectivamente. Quanto a estimativa de precipitação, esta foi melhor explicada a partir do canal de vapor d’água,  $T_{6,9}$ , ajustado a uma função de potência. Esse resultado evidência que o conteúdo de vapor d’água presente na coluna atmosférica representado por cada um dos pixels de imagem foi mais representativo do que a medida da temperatura do topo das nuvens,  $T_{10,7}$ , utilizada em vários modelos de estimativa de precipitação.

O lançamento dos satélites da série MSG (do inglês: “*Meteosat Second Generation*”), no ano de 2002, abriu novas possibilidades à comunidade científica no que diz respeito ao desenvolvimento de novas técnicas multiespectrais, a partir de satélites geoestacionários, aplicando o conhecimento científico já consolidado ao novo sensor multiespectral SEVIRI (do inglês: “*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*”) com 12 canais espectrais contra os cinco presentes no GOES.

Schmetz *et al.*( 2002) descreveu um conjunto de aplicações e de características de cada um dos 12 canais espectrais do sensor SEVIRI. Neste trabalho, os autores apresentaram, através de funções peso, a contribuição de cada nível da atmosfera para a informação recebida nos canais infravermelho. Os canais de  $6,2\mu\text{m}$  e  $7,3\mu\text{m}$ , por exemplo, são utilizados para monitorar o vapor d’água e detecção de ventos. Esses canais são sensíveis a dois picos de absorção radiativa provocada pelo vapor d’água, que ocorrem em dois diferentes níveis da troposfera. Segundo Silva júnior (2010), a absorção de radiação provocada pelo vapor d’água é mais forte no canal de  $6,2\mu\text{m}$ , com máxima absorção atmosférica ocorrendo no nível de 350 hPa, enquanto que, o canal de  $7,3\mu\text{m}$  apresenta o pico de absorção no nível de 600 hPa.

Com base nas respostas espectrais dos canais de vapor d’água, por exemplo, a EUMETSAT desenvolveu dois produtos: Umidade Troposférica (TH) e Umidade na Alta Troposfera (UTH). O produto TH (do inglês: “*Tropospheric Humidity*”), por exemplo, fornece a estimativa da umidade relativa média em uma escala sinótica (100 km). O TH está dividido em duas partes: a primeira fornece o campo de umidade relativa média na alta troposfera ou UTH (do inglês: “*Upper Tropospheric Humidity*”) entre 600 hPa e 300 hPa a partir do canal  $WV_{6,2\mu\text{m}}$ , enquanto que a segunda, fornece o

campo de umidade média na média troposfera ou MTH (do inglês: “*Mid-tropospheric humidity*”) entre 850 e 600 hPa com base no canal de WV<sub>7,3</sub>μm.

As técnicas multiespectrais vêm sendo aperfeiçoadas ao longo do tempo, acompanhando o avanço dos sensores e buscando relações físicas mais eficientes quanto à delimitação e estimativa de precipitação. Nauss e Kokhanovsky (2006, 2007) apresentaram recentemente um novo algoritmo para a discriminação de áreas de chuva e não chuva utilizando imagens multiespectrais no período diurno. Thies et al. (2008) introduziram uma nova técnica para demarcação de áreas de chuva e não chuva em médias latitudes no período noturno, também utilizando dados multiespectrais.

O modelo conceitual dessas duas técnicas (diurnas e noturnas) baseia-se no fato de que a precipitação é favorecida tanto pelo tamanho das gotículas quanto pela espessura da nuvem. Como nem o espectro de gotículas nem a espessura geométrica da nuvem podem ser medidas facilmente, tais variáveis foram estimadas indiretamente a partir de características microfísicas das nuvens, tais como: o raio efetivo médio das gotículas ( $a_{ef}$ ) e a espessura óptica da nuvem ( $\tau$ ) (LENSKY e ROSENFELD, 2003). A partir da multiplicação dessas duas variáveis é possível obter o caminho de água líquida na nuvem ou lwp (do inglês: “*Liquid Water Path*”) que está fortemente correlacionado com a ocorrência de precipitação.

Esse modelo conceitual foi provado por Nauss e Kokhanovsky (2006, 2007) ao aplicar o algoritmo SACURA (do inglês: “*Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm*”), desenvolvido por Kokhanovsky et al. (2003, 2006), para calcular  $a_{ef}$ ,  $\tau$  e lwp, utilizando dados do sensor MODIS (do inglês: “*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*”) do satélite Terra, disponível em: (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

Vários esforços foram realizados ao longo do tempo no sentido de obter os valores de  $a_{ef}$  e  $\tau$  a partir dos dados de satélite. Os estudos nessa linha podem ser divididos em dois grupos de técnicas: diurnas e noturnas.

As técnicas diurnas fundamentam-se no fato de que a reflexão dos raios solares nos canais visíveis, nos comprimentos de onda entre 0,4 a 0,8μm, é fortemente correlacionada com a espessura óptica das nuvens, enquanto que a reflexão da luz solar entre 1,6 e 3,9μm (infravermelho próximo) é principalmente função do raio efetivo das gotículas na nuvem (NAKAJIMA e NAKAJIMA, 1995; KAWAMOTO et al., 2001; KOKHANOVSKY et al., 2003; KOKHANOVSKY et al., 2006; NAUSS et al., 2005).

As técnicas noturnas utilizam, em geral, as diferenças entre as temperaturas de brilho dos canais infravermelho como representativas da espessura óptica e do raio

médio das gotículas na nuvem. Os trabalhos de Wu (1984), Inoue (1985) e Baum et al. (1994), por exemplo, mostraram que tanto a diferença de temperatura de brilho ( $\Delta T$ ) entre os canais  $3,7\mu\text{m}$  e  $11\mu\text{m}$  ( $\Delta T_{3,7-11}$ ) quanto o  $\Delta T$  entre os canais de  $11\mu\text{m}$  e  $12\mu\text{m}$  ( $\Delta T_{11-12}$ ) são sensíveis a propriedades microfísicas e ópticas das nuvens. As diferenças de temperatura de brilho ( $\Delta T_{3,7-11,0}$ ) e de ( $\Delta T_{11,0-12,0}$ ) são sensíveis ao  $a_{\text{ef}}$  segundo os estudos de Ackerman et al. (1998) e Huang et al. (2004).

Segundo Nauss et al. (2008), nuvens com grandes partículas apresentam maior emissão na faixa de  $3,9\mu\text{m}$  quando comparado com nuvens que possuem pequenas partículas. Isto ocorre devido à diminuição da absorção promovida pelas pequenas partículas que reduzem emissividade total da nuvem. Ainda segundo o autor, a diferença  $\Delta T_{3,9-10,8}$  aumenta com o tamanho das partículas. Ou seja, a influência do tamanho das partículas na emissividade da nuvem não é tão intensa no canal de  $10,8\mu\text{m}$ .

Nauss et al. (2008), baseado em vários autores, aplicaram técnicas (diurnas e noturnas) aos dados do sensor SEVIRI, o que permitiu o monitoramento contínuo das áreas de precipitação. Os resultados foram comparados com a técnica ECST (do inglês: “*Enhanced Convective Stratiform Technique*”), que é uma variação da técnica CST (NAUSS et al., 2008). A metodologia proposta foi chamada de RADS-DN (do inglês: “*Rain Area Delineation Scheme for daytime and night-time*”) e consiste no cálculo da confiança de precipitação (probabilidade) obtido a partir de distribuições de frequência bivariadas, compostas por pares de canais ou de diferenças temperatura de brilho. Durante o dia, foram utilizados, como coordenadas ( $x, y$ ), os canais do infravermelho próximo (NIR1,6 $\mu\text{m}$ ), visível (VIS 0,6 $\mu\text{m}$ ) e  $\Delta T_{3,9-10,8}$ ,  $\Delta T_{3,9-10,8}$  e, durante o período noturno as diferenças de temperatura de brilho  $\Delta T_{3,9-7,3}$ ,  $\Delta T_{3,9-10,8}$ ,  $\Delta T_{8,7-10,8}$  e  $\Delta T_{3,9-10,8}$ . Em ambos os casos, a frequência de chuva para cada par de coordenada ( $x, y$ ) foi obtida com o uso de radar meteorológico. Essa técnica é similar à utilizada por Bellon et al. (1980) aplicada apenas para os canais visível e infravermelho. A metodologia descrita por Nauss et al. (2008) mostrou-se mais eficiente, na delimitação da área de precipitação, do que a técnica ECST ao serem comparadas com dados dos radares meteorológicos do serviço meteorológico Alemão. A RADS-D, por exemplo, obteve 68% de acerto enquanto que a ECST obteve apenas 9%.

A estimativa de precipitação a partir dos sensores de microondas são as mais promissoras, fornecendo a maior precisão nas estimativas. Existem na literatura vários modelos de estimativa de precipitação por microondas baseados em diversas plataformas, a exemplo da plataforma TRMM (do Inglês: “*Tropical Rainfall Measuring*

*Mission*”), SSM/I (do Inglês: “*Sensor Microwave Image*”), AMSU-B (do Inglês: “*Advanced Microwave Sounding Unit-B*”), entre outros. O estado da arte aponta para a sinergia dos diversos métodos em um único produto, ou seja, plataformas distintas com distintas metodologias integradas em um único produto, a exemplo da técnica CMORPH (do Inglês: “*Techinque Morphing*”).

A técnica CMORPH utiliza estimativas de precipitação que foram derivadas a partir de sensores de microondas a bordo de satélites de órbita baixa e, cujas características são transportadas através da informação de propagação espacial, que é obtida a partir de dados do canal infravermelho dos satélites de órbita geoestacionária. Os trabalhos atuais buscam incorporar estimativas de precipitação derivados do sensor de microondas passivo a bordo dos satélites DMSP13, 14 e 15 (sensor: SSM / I), do NOAA-15, 16, 17 e 18 (AMSU-B), e AMSR-E e TMI a bordo do Aqua da NASA e ainda do TRMM. Estas estimativas são geradas a partir de vários algoritmos independentes como: Ferraro (1997) para o sensor SSM/I, Ferraro et al.(2000) para AMSU-B e Kummerow et al.(2001) para TMI. Sendo assim, o CMORPH não é um algoritmo de estimativa de precipitação e sim, um meio pelo qual os algoritmos de estimativa de precipitação por microondas podem ser combinados. Este método é extremamente flexível, de tal modo que qualquer precipitação estimada por qualquer fonte de microondas pode ser incorporada.

Embora a resolução da maior parte dos sensores de micro-ondas esteja na ordem de 12 x 15 km, o CMORPH é capaz de gerar dados de precipitação em uma resolução de 8 x 8 km. Para isso, utiliza-se de interpolação para o refinamento da grade. Além disso, as informações geradas pelos canais infravermelhos são utilizadas como um meio para transportar as características de precipitação derivadas de microondas durante os períodos em que os dados de microondas não estão disponíveis no local. Esse transporte é feito a partir do cálculo de matrizes de vetores de propagação produzidas por correlações entre sucessivas imagens de satélites geoestacionários. Nos meio-períodos, entre as observações de microondas, é realizada uma interpolação ponderada no tempo entre as características propagadas para frente, a partir do dado de microondas anterior e as características propagadas para trás, a partir dos dados de microondas seguinte. Esse processo foi chamado de “*morphing*”.

Alguns autores buscaram formas simplificadas de identificar e/ou quantificar a precipitação. Masika (2007), como parte de seu trabalho, aplicou o modelo de nuvem a imagens MSG que cobriam todo o continente Africano (entre as latitudes de 38°N e

38°S e as longitudes de 34°W e 53°E) com o objetivo de obter a altura do topo das nuvens. O autor utilizou dados climatológicos de temperatura da superfície e estimativas da temperatura do ponto de orvalho para alimentar o modelo. As alturas obtidas foram comparadas com a precipitação fornecida por uma única estação meteorológica. A distribuição de frequência de precipitação foi então ajustada a uma função gaussiana. Esse modelo obteve um coeficiente de correlação de 0,96 e erro padrão de 6,56 mm. Na quantificação da precipitação, no entanto, o autor obteve um baixo coeficiente de determinação:  $R^2=0,36$ .

Avila (2006) utilizou dados do radar meteorológico de Bauru – SP e postos pluviométricos com boa correlação com os dados de radar. Utilizou também dados GOES para determinar modelos de estimativa de precipitação baseados apenas no canal infravermelho termal (integrados em 1 e em 6 horas) por meio de correlações lineares. Os resultados mostraram forte correlação entre os dados de temperatura de brilho e refletividade do radar ( $R^2=0,95$ ) e  $R^2$  de 0,57 para a correlação entre a precipitação e a temperatura de brilho do canal 4 do GOES, também na escala de 6 horas.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 Área e Período de Estudo

A área de estudo foi dimensionada de modo a incluir os vinte e seis estados e o Distrito Federal, de modo a permitir o monitoramento de todas as estações automáticas instaladas na porção continental do Brasil. Foi definido um grid regular, com espaçamento de 4 km e, limitado entre as latitudes de  $-34,463^{\circ}$  e  $+5,785^{\circ}$  e as longitudes de  $-74,416^{\circ}$  e  $-34,197^{\circ}$  conforme ilustrado na Figura 1. Ocupa uma área aproximada de 19.944.425,46 Km<sup>2</sup>. Para fins de comparação, as imagens MSG originalmente com 3 km de resolução foram ajustadas ao mesmo grid de 4 km, com a utilização do sistema de processamento de imagens de satélite Terascan 4.0.2.

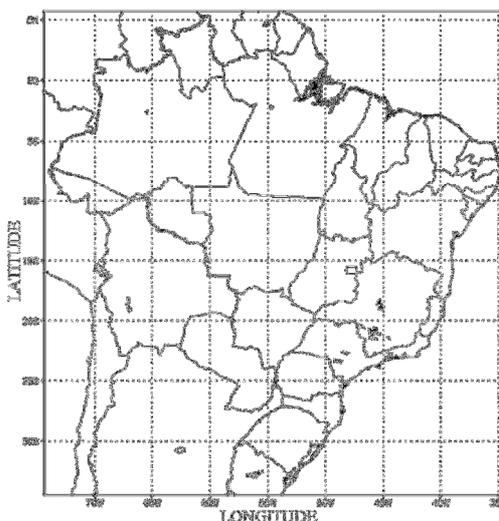


Figura 1 - Área de estudo, incluindo os 26 estados brasileiros e o Distrito Federal

A vasta extensão espacial utilizada neste estudo implica em uma grande variabilidade climática entre as diversas regiões da área de estudo. Tomando como base as normais climatológicas do INMET, foi selecionado o período que compreende os meses de agosto a dezembro de 2012, por representar a evolução de meses secos para úmidos na maior parte do País, conforme se pode observar nas normais climatológicas fornecidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Figura 2). Esta escolha tem por objetivo fornecer um número maior de amostras de eventos de chuva e de não chuva.

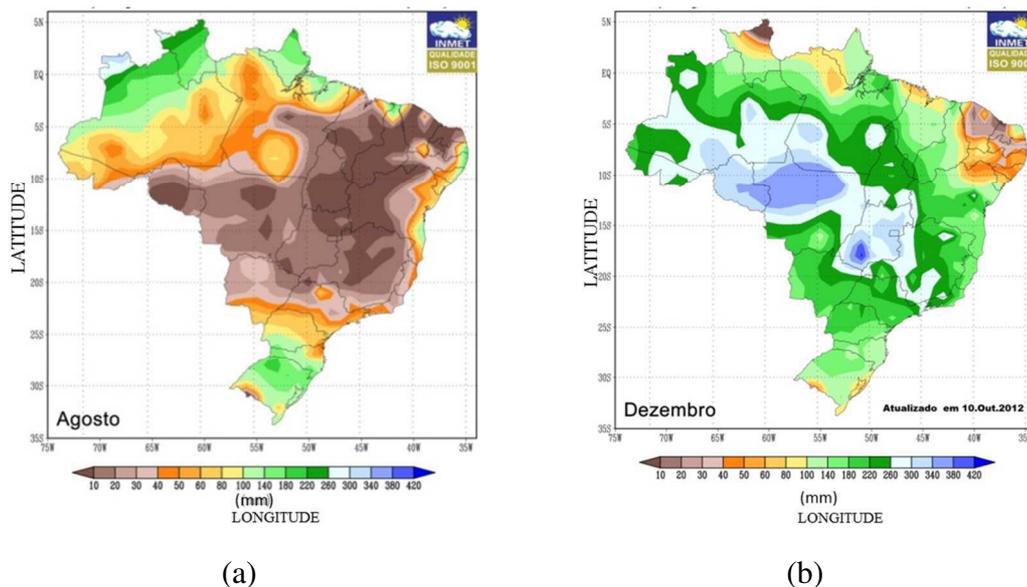


Figura 2 - Normal Climatológica de chuva no Brasil (1961 a 1990). Em (a) chuva acumulada média para o mês de agosto e, em (b) chuva acumulada média para o mês de dezembro. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2013)

## 4.2 Dados Utilizados

Este capítulo descreve os dados utilizados para atingir o objetivo dessa pesquisa (geração de metadados para dados de precipitação e probabilidade de chuva sobre as estações automáticas).

### 4.2.1 Imagens GOES

Foram utilizadas imagens do satélite GOES 13, recebidas e processadas na Seção de Produtos e Imagens de Satélite – SEPIS/INMET. A resolução temporal obtida com essas imagens é de aproximadamente 30 minutos para a América do Sul, com o imageamento realizado em duas etapas. Um resumo das principais características espectrais do Imageador GOES encontra-se na Tabela 1.

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM), o Imageador GOES encontra-se em operação, com pequenas modificações (ver Tabela 1), desde o ano de 1994 e deve continuar operacional até 2016. Entre as principais aplicações desse sensor, encontram-se a derivação de vento por rastreamento de nuvens e características do vapor d'água. Esse sensor é capaz de realizar o imageamento global, *full disk*, a cada 30 minutos (OMM, 2012).

Tabela 1– Resoluções espaciais e espectrais do Imageador GOES (SEASPACE, 2010)

Canais Espectrais	Comprimento de Onda	Espectro	Unidade de Medida	Resolução nominal	Resolução real
-------------------	---------------------	----------	-------------------	-------------------	----------------

<b>gvar_ch1</b>	0,5 – 0,7 $\mu$ m	Visível	Albedo (%)	1km	1km x 0,57km
<b>gvar_ch2</b>	3,8 – 4,0 $\mu$ m	Infravermelho próximo	Temperatura (°C)	4km	4km x 2,3km
<b>gvar_ch3</b>	6,5 – 7,0 $\mu$ m*	Vapor d'água	Temperatura (°C)	8km	8km x 2,3km
	5,7 – 7,3 $\mu$ m**	Vapor d'água	Temperatura (°C)	4km	4km x 2,3km
<b>gvar_ch4</b>	10,2 – 11,2 $\mu$ m	Infravermelho termal	Temperatura (°C)	4km	4km x 2,3km
<b>gvar_ch5***</b>	11,5 – 12,5 $\mu$ m	Infravermelho termal	Temperatura (°C)	4km	4km x 2,3km
<b>gvar_ch6****</b> *	12,9-13,7 $\mu$ m	Infravermelho termal	Temperatura (°C)	8km	8km x 2,3km
* GOES-8 até GOES-11		*** Channel5: do GOES-8 até o GOES-11			
** GOES-12ao15		**** Channel6: GOES-12 ou superior			

#### 4.2.2 Imagens MSG (SEVIRI)

As imagens MSG utilizadas nesse trabalho são provenientes do sensor SEVIRI que se encontra a bordo do satélite MSG-9, recebidas na SEPIS/INMET através do sistema EUMETCast. As imagens MSG possuem resolução temporal de 15 minutos, com o imageamento contínuo de Sul para Norte, com resolução espectral no nadir de 3km nos canais padrão e de 1 km no canal pancromático de alta resolução.

O SEVIRI possui 12 canais espectrais. Desses, oito canais são no espectro do infravermelho termal, três no visível - sendo um deles de alta resolução (HRV) - e mais um no infravermelho próximo. Excluindo-se o canal visível de alta resolução, que possui 1km de resolução espacial, todos os demais possuem resolução de 3km. Esse sensor realiza o imageamento global “*Full Disk*” com uma resolução temporal de 15 minutos, tempo máximo para a realização das amostras baseando-se em uma velocidade de giro, “*Spinning*”, de 100 rpm. Schmetz et al., (2002) ressalta que os 12 canais espectrais foram selecionados de tal forma que eles fornecem boa informação das nuvens, da superfície da terrestre, do vapor d'água e ozônio. A combinação de canais fornece ainda, informações úteis quanto à instabilidade atmosférica. Ainda segundo Schmetz et al., (2002), as aplicações básicas dos canais foram descritas, como se segue:

Os canais visíveis em 0,6 e 0,8 $\mu$ m ( $VIS_{0,6}$  e  $VIS_{0,8}$ ) são amplamente utilizados para a detecção e rastreamento de nuvens, identificação de cenas, detecção de aerossóis e monitoramento da vegetação. Esses canais espectrais derivam do sensor AVHRR.

O canal NIR<sub>1,6</sub> (do inglês: “*Near Infra Red*”) é o canal do infravermelho próximo, centrado em 1,6 $\mu$ m. É utilizado para diferenciar neve de nuvens ou nuvens líquidas de nuvens de cristais de gelo. Fornece ainda informações quanto aos aerossóis.

O canal IR<sub>3,9</sub> (do inglês “*Infra-red*”) opera na banda do infravermelho, centrado em 3.9 $\mu$ m. Sua aplicação primária é o monitoramento de nuvens baixas e detecção de nevoeiro (SCHMETZ et al., 2002). Essas características melhoram a estimativa de ventos em baixos níveis. Esse canal também é utilizado para a estimativa da temperatura da superfície continental e oceânica durante a noite.

Os canais (VW<sub>6,2</sub>) e (VW<sub>7,3</sub>) são utilizados para o monitoramento do vapor d’água e detecção de ventos. Esses canais foram melhorados para monitorar dois picos de absorção radiativa provocada pelo vapor d’água, que ocorrem em dois diferentes níveis da troposfera, conforme mostrado na Figura 3. Esses canais também auxiliam na localização de nuvens semitransparentes em altitude. Silva Júnior (2010) afirma que a absorção de radiação provocada pelo vapor d’água é mais forte em 6,2 $\mu$ m, com máxima absorção atmosférica ocorrendo no nível de 350 hPa. O canal de 7,3 $\mu$ m apresenta o pico de absorção no nível de 600 hPa;

O canal IR<sub>8,7</sub> deriva do sondador HIRS (do inglês: *High Resolution Infrared Sounder*) presente em vários dos satélites de órbita polar NOAA. Esse canal fornece informações sobre nuvens do tipo cirrus e auxilia na distinção entre nuvens constituídas por cristais de gelo ou gotículas de água;

O canal IR<sub>9,7</sub> é mais uma faixa espectral bastante conhecida a partir do sensor HIRS e dos satélites GOES. Esse canal pode ser utilizado para monitorar padrões na distribuição de ozônio que são representativos para a estimativa do vento na baixa troposfera. A evolução do ozônio total também pode ser monitorada.

Os canais IR<sub>10,8</sub> e IR<sub>12,0</sub> estão centrados em uma região do espectro infravermelho denominada de janela espectral (do inglês: “*Split Windows*”). Nessa região ocorre pouca ou nenhuma absorção devido à atmosfera. São canais bem conhecidos e bastante utilizados por outros sensores (ex.: AVHRR). São essenciais para as medidas de temperatura da superfície da terrestre (TST); temperatura da superfície do mar (TSM) e para a detecção de nuvens cirrus (INOUE, 1987) e cinzas vulcânicas (SCHMETZ et al., 2002).

O IR<sub>13,4</sub> é conhecido como canal de absorção do CO<sub>2</sub> e é derivado do sensor VAS (do inglês: “*GOES VISSR Atmospheric Sounder*”). Esse canal melhora a detecção de nuvens do tipo cirrus (MENZEL et al., 1983). Além disso, em áreas livres de nuvens

fornece a temperatura da baixa troposfera que pode ser utilizada para a estimativa da estabilidade estática.

Schmetz et al. (2002) utilizaram funções peso para determinar quais os níveis da atmosfera que mais contribuem para as informações captadas nos sensores SEVIRI em suas diferentes frequências espectrais. As funções peso para os canais infravermelhos estão plotadas na Figura 3, calculadas para o nadir (abaixo do satélite) e para um ângulo zenital de  $60^\circ$ . Várias características das regiões espectrais do sensor SEVIRI podem ser observadas, entre elas a maior contribuição da superfície (1000 mb) para os canais  $IR_{10,8}$  e  $IR_{12,0}$ , canais localizados nas chamados de janelas espectrais, e o pico da contribuição em dois níveis distintos da atmosfera em 400 e 600hPa (aproximadamente) para os canais  $VW_{6,2}$  e  $VW_{7,3}$  respectivamente.

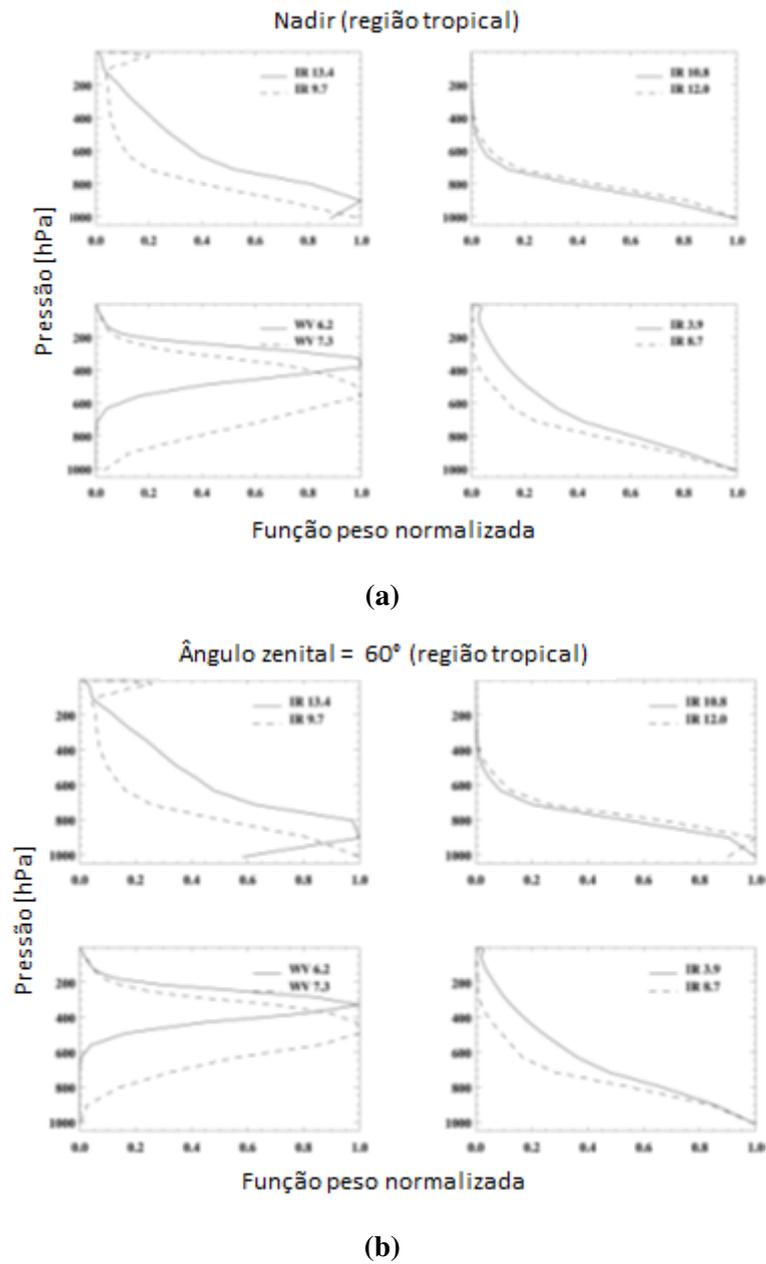


Figura 3- Funções peso para os canais IR termal do SEVIRI no MSG-1 Adaptado de (SCHMETZ et al., 2002)

### 4.2.3 Estações Meteorológicas Automáticas

Os dados de superfície foram obtidos a partir dos dados gerados pela rede de estações automáticas do INMET. Dentre as variáveis disponíveis, serão utilizadas as seguintes variáveis: temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, precipitação e as respectivas coordenadas geográficas de cada uma das estações meteorológicas automáticas. A rede de estações é composta por aproximadamente 454 estações operacionais que fornecem dados horários. A distribuição espacial das estações é ilustrada na Figura 4.

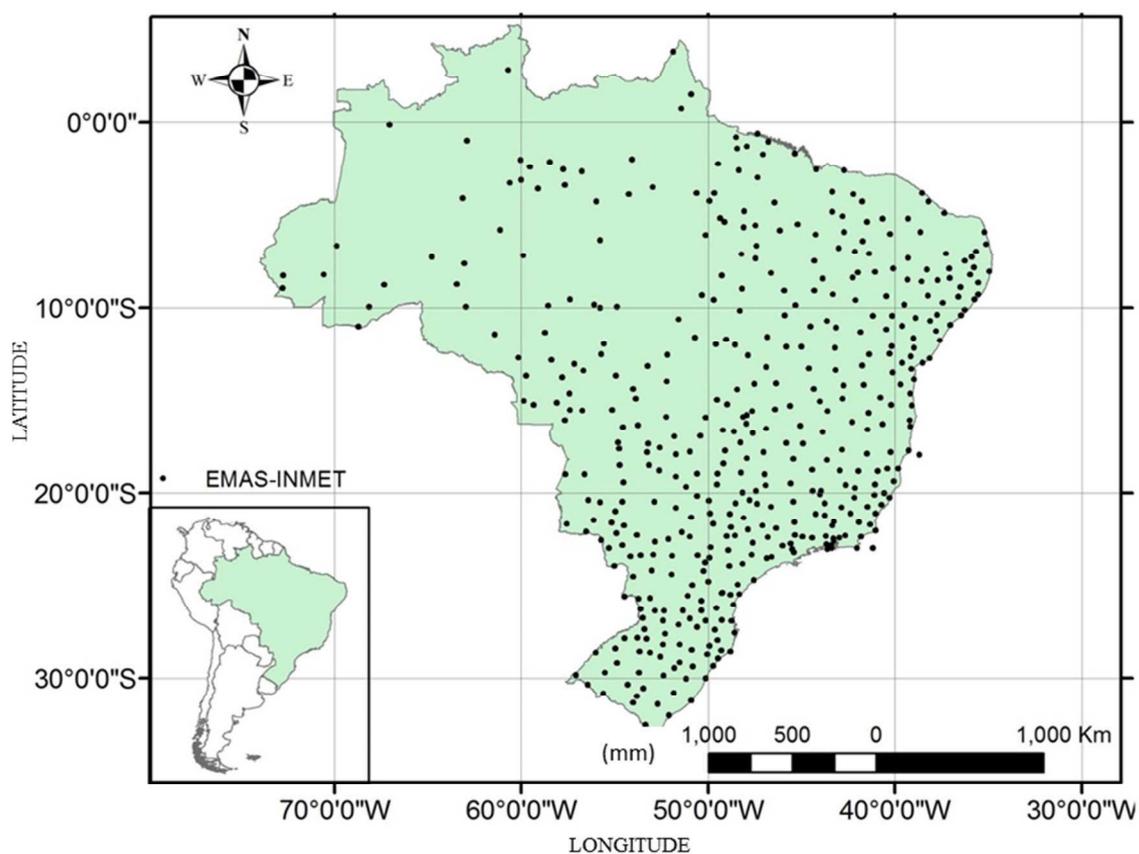


Figura 4 - Distribuição espacial da Rede de Estações Meteorológicas Automáticas de Superfície (EMAS)

Embora a resolução nominal da rede de estações automáticas seja de aproximadamente  $1 \times 1^\circ$  mostra-se evidente a falta de estações sobre os estados da região Norte do Brasil, onde a resolução nominal da rede ainda não foi atingida.

#### 4.2.4 O modelo CMORPH

O modelo de estimativa de precipitação CMORPH possui resolução espacial de 8 km no equador e fornece estimativa de precipitação para todo o planeta a cada 30 minutos. Os últimos 30 dias de dados CMORPH estão disponíveis na resolução de 8 km e de 0,25°. O CPC mantém os últimos 7 anos de dados CMORPH (aproximadamente) na resolução temporal de 3 horas e em uma grade de 0,25°. Estes dados podem ser acessados diretamente pelo usuário através de FTP a partir do sítio:

[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph\\_description.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html) (Acessado em 11/09/2012).

#### 4.3 Metodologia

A execução da metodologia aqui proposta consiste no cálculo do modelo de nuvem unidimensional (ADLER e NEGRI, 1988), da geração de metadados, da análise estatística dos dados e proposta de um modelo de detecção de erros grosseiros em pluviômetros. O trabalho está assim estruturado nos seguintes passos:

- I. Leitura dos dados de superfície por meio de consulta SQL (do inglês: “*Structured Query Language*”) ao banco de dados Oracle do sistema SIM/INMET, dos seguintes dados de superfície: temperatura do ar (Tar), Temperatura do ponto de orvalho (Td) e Precipitação (Pr);
- II. Espacialização dos dados de superfície (Tx, Td, Pr) em uma grade de 1x1° utilizando o método de interpolação de Cressman (1959);
- III. Reamostragem da grade de superfície para a resolução do Satélite, 4x4km, para fins de comparação/processamento dos dados;
- IV. Leitura das imagens de satélite e integração a cada 15 minutos com saídas a cada 1 hora para adequação da escala temporal entre as imagens de satélite e os dados de superfície;
- V. Modelo de Nuvem: Cálculo da altura da base da nuvem a partir dos campos obtidos no Passo III;
- VI. Modelo de Nuvem: Cálculo da altura da nuvem a partir da temperatura de brilho (Tb) do topo da nuvem, obtida no Passo IV, e da altura da base da nuvem (Passo V).
- VII. Geração de metadados para cada uma das estações que informaram dados no período;

- VIII. Análise estatística dos dados e cálculo da probabilidade de chuva para uma dada altura/classe de nuvem;
- IX. Proposta de um algoritmo de identificação de erros com base nos resultados obtidos.

Para o cálculo do modelo de nuvem, foram aplicadas algumas alterações na metodologia proposta Masika (2007) no sentido de obter a altura do topo das nuvens sobre cada uma das estações automáticas com dados horários de estações meteorológicas automáticas.

#### **4.3.1 Leitura dos Dados de Superfície**

Passo 1: Leitura dos dados de superfície – O INMET mantém um banco de dados operacional, baseado no sistema Oracle (do fabricante: “Oracle Corporation”, disponível em: [www.oracle.com](http://www.oracle.com)), denominado de Sistema de Informações Meteorológicas – SIM onde são armazenados, entre outros, os dados recebidos das estações automáticas. O acesso aos dados ao SIM foi realizado por meio de consultas na linguagem SQL (“*Structured Query Language*”) do software cliente Sqlplus64 para o sistema operacional Linux. Foram realizadas três consultas SQL: uma para a precipitação da hora e outras duas para as temperaturas do ar e do ponto de orvalho médias horárias de todo o período, de 01/08/2012 a 31/12/2012.

Por não ser o foco deste trabalho, será mostrado apenas um exemplo das consultas SQL utilizadas.

O trecho do script Cshell (“*Shell*” do sistema operacional LINUX) mostrado na Figura 5 consiste basicamente em um loop principal formado pelas variáveis: mês, dia e hora que variam entre 08 e 12 (mês), 01 a 31(dia) e 0 às 23(hora). A sequência de comandos “echo” cria um string de conexão SQL em um arquivo de saída no formato texto chamado query\_tmed.txt. Finalmente o esse arquivo é lido como parâmetro de entrada para o cliente de banco de dados a Oracle, utilizando o software sqlplus64.

Ao final de todas as consultas foram gerados 3672 arquivos para cada parâmetro de interesse (Tx, Td e Pr), ou seja, foram capturadas nesse processo 3672 horas de amostras de dados. Tais arquivos foram posteriormente inseridos em um banco de dados local para futuras consultas utilizando o software Access. O número total de registros no banco de dados Access foi de 1.614.697 (um milhão seiscentos e quatorze mil seiscentos e noventa e sete) registros inseridos no banco de dados local.

```

foreach mes(08 09 10 11 12)
foreach dia(01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31)
  foreach hora(00 01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23)
    set data = $ano/"$mes"/"$dia" "$hora"
    set arq_qry = "query_tmed.txt",
    set hora_qry = $hora"00"
    set dia_qry = $dia"/"$mes"/"$ano"
    echo $dia_qry" as "$hora_qry.

    echo " set head off;" > ${arq_qry}
    echo " SET TERM OFF;" >> ${arq_qry}
    echo " SET ECHO OFF;" >> ${arq_qry}
    echo " SET TRIMSPPOOL OFF;" >> ${arq_qry}
    echo " SPOOL $DataDir/tmed_$ano$mes.log;" >> ${arq_qry}.

    echo " select mx.cd_estacao, mx.vl_latitude, mx.vl_longitude, (mx.vl_medicao+mm.vl_medicao)/2 vl_medicao" >> ${arq_qry}
    echo " from" >> ${arq_qry}
    echo " (select e.cd_estacao, e.vl_latitude, e.vl_longitude, m.vl_medicao" >> ${arq_qry}
    echo " from adn.estacao e, adn.medicao_view1 m" >> ${arq_qry}
    echo " where e.id_estacao = m.id_estacao" >> ${arq_qry}
    echo " and e.tp_estacao = 'T'" >> ${arq_qry}
    echo " and (e.cd_situacao = '0' or e.cd_situacao = 'P')" >> ${arq_qry}
    echo " and (m.cd_atributo = 'I611')" >> ${arq_qry}
    echo " and m.hr_medicao = $hora_qry" >> ${arq_qry}
    echo " and m.dt_medicao = to_date('$dia_qry','dd/mm/yyyy') ) mx," >> ${arq_qry}
    echo " (select e.cd_estacao, e.vl_latitude, e.vl_longitude, m.vl_medicao" >> ${arq_qry}
    echo " from adn.estacao e, adn.medicao_view1 m" >> ${arq_qry}
    echo " where e.id_estacao = m.id_estacao" >> ${arq_qry}
    echo " and e.tp_estacao = 'T'" >> ${arq_qry}
    echo " and (e.cd_situacao = '0' or e.cd_situacao = 'P')" >> ${arq_qry}
    echo " and (m.cd_atributo = 'I612')" >> ${arq_qry}
    echo " and m.hr_medicao = $hora_qry" >> ${arq_qry}
    echo " and m.dt_medicao = to_date('$dia_qry','dd/mm/yyyy') ) mm " >> ${arq_qry}
    echo " where mx.cd_estacao = mm.cd_estacao;" >> ${arq_qry}.

    echo "Iniciando sqlplus64"
    ^/usr/bin/sqlplus64 sepis/Sps80a02@192.168.99.43:1521/orclpdb1 < ${arq_qry}^
    echo "Finalizando sqlplus64"

```

Figura 5 - Trecho do script em Cshell para execução das consultas SQL por meio do SqlPlus64. Consulta da temperatura do ar média horária

A partir do banco de dados local, foi criada uma lista contendo o código da estação, latitude, longitude, data e hora de cada amostra. Foram criados scripts para o software GRADS (do inglês: “*Grid Analyses and Display System*”) para ler cada uma das linhas dessa lista e capturar o valor dos pixels sobre as estações meteorológicas automáticas utilizadas. Essa informação foi novamente adicionada ao banco de dados local.

A Figura 6 representa parte da tabela gerada a partir do Microsoft Access e que serviu para a seleção e captura dos pixels de imagens a partir do GRADS. Foram utilizados, no entanto, as temperaturas médias do ar e do ponto de orvalho como sendo as representativas das condições horárias observadas conforme consulta SQL mostrada na Figura 5.

dados_entrada_grads										
Estacao	Latitude	Longitude	Data	Hora	t_max	t_min	td_max	td_min	Chuva	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	0	18,90	18,00	7,70	7,30	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	1	18,30	17,90	7,70	7,50	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	2	18,30	17,20	8,30	7,40	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	3	17,50	16,60	8,30	8,10	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	4	16,80	16,00	8,60	8,30	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	5	16,00	15,10	8,90	8,60	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	6	15,20	14,40	9,50	8,90	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	7	15,00	14,30	9,90	9,40	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	8	14,60	13,70	10,50	9,90	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	9	13,80	13,20	10,60	10,20	0	
A001	-15,789444	-47,925556	01/08/2012	10	13,20	12,70	10,80	10,50	0	

Figura 6 - Exemplo de tabela gerada pelo banco de dados local

Passo 2: Em seguida, foi realizada a leitura e conversão dos dados de superfície para o formato GRADS. Nessa fase foram desenvolvidos programas na linguagem C, segundo manual online do GRADS (disponível em: <http://opengrads.org/doc/>), com o objetivo de transformar os arquivos de estação do formato texto para o formato binário, utilizado no GRADS. Foram convertidos os 3672 arquivos texto gerados no Passo 1 para o formato binário “.dat”.

#### 4.3.2 Espacialização dos Dados de Superfície

Passo 3: O cálculo do modelo de nuvem proposto por essa metodologia necessita de informações de superfície para sua execução. Tal característica exige um pré-processamento dos dados de superfície a fim de adequá-los as resoluções espaciais utilizadas pelos dados de satélite. Esse processo consiste basicamente na espacialização das informações pontuais coletadas pelas estações meteorológicas automáticas de superfície com a mesma resolução espacial da grade utilizada pelos dados do satélite. Para isso foi utilizado o software GRADS.

O processo de espacialização consiste em alocar cada uma das estações em uma grade de  $1 \times 1^\circ$ , respeitando a resolução nominal da rede de estações automáticas. A referida grade possui exatamente os mesmos limites geográficos aplicados na grade de  $4 \times 4 \text{ km}$ , utilizada nos dados de satélite. Foram desenvolvidos scripts nas linguagens GRADS e Cshell. Em linhas gerais, foram seguidos os seguintes passos:

Inicialmente, foi criada uma grade de  $1 \times 1^\circ$  que serviu como uma grade de referência para o GRADS. A forma mais eficiente de se fazer essa operação foi a partir da amostragem de pixels da imagem de satélite de  $4 \times 4 \text{ km}$ , redefinindo sua grade para  $1 \times 1^\circ$  e mantendo seus limites geográficos. O GRADS disponibiliza a função `re()` (do

inglês: “*regrid*”) que permite a realização dessa operação de forma simples com apenas uma linha, conforme mostrado abaixo:

```
'define grid1x1=re(msg_ch9,1,1)'
```

No exemplo acima foi definida a variável chamada *grid1x1*, a partir da imagem do satélite Meteosat, que passou a ser a referência para a plotagem dos dados de estação gerados no Passo anterior.

Após gerar os arquivos de estação no formato GRADS foi aplicada a interpolação dos mesmos na grade de referência de  $1 \times 1^\circ$ . O método de interpolação utilizado foi o método proposto por Cressman, (1959). Esse método consiste na geração de linhas de corrente que se ajustam aos campos meteorológicos. Tal processo foi feito por meio da função *oacres()* também disponível no GRADS (Figura 7).

```
#####
##### espacializa a temperatura media (tmed) na memoria #####
#####
'c'
'define tmed=oacres(grid1x1,tmed.2,6,5,4,3,2,1) '

#####
##### espacializa td medio (tdmed) na memoria #####
#####
'c'
'define tdmed=oacres(grid1x1,tdmed.3,6,5,4,3,2,1) '
```

Figura 7 - Trecho do script GRADS para espacialização dos dados de superfície segundo Cressman (1959). As variáveis *tmed* e *tdmed* receberam os valores interpolados pela função *oacres()*

### 4.3.3 Reamostragem da Grade de Superfície para a Resolução do Satélite

A redefinição da grade de  $1 \times 1^\circ$  para  $4 \times 4 \text{ km}$  é fundamental para que o GRADS possa efetuar cálculos entre as variáveis de superfície e às do satélite. Nesse ponto, os dados de superfície, *Tx*, *Td* e *Pr*, encontram-se espacializados em uma resolução de  $1 \times 1^\circ$  e, portanto, é preciso adequá-los a resolução espacial utilizada pelos dados de satélite para que os mesmos possam ser utilizados adequadamente. O processo de reamostragem de uma grade de baixa resolução ( $1 \times 1^\circ$ ) para alta resolução ( $4 \times 4 \text{ km}$ ) foi feito através de um processo de reamostragem pelo método Bi-linear, também disponível no GRADS.

De acordo com Novo (1989), a utilização do método bilinear implica em uma maior precisão geométrica e no desaparecimento de discontinuidades na imagem. No entanto, o autor ressalta que o método demanda um maior processamento numérico e na alteração dos valores da imagem original.

#### 4.3.4 Leitura das Imagens de Satélite (MSG)

As imagens de satélite MSG foram recebidas no INMET através do sistema EumetCast. Tal sistema entrega as imagens no nível de processamento chamado de *Level 1,5*. Nesse nível de processamento, para que possam ser utilizadas, as imagens necessitam de um extenso processamento. Silva Júnior (2010) descreveu detalhadamente todos os processos utilizados desde a recepção até a geração de produtos. As imagens aqui utilizadas foram processadas no INMET seguindo o mesmo algoritmo descrito por Silva Júnior (2010), no entanto, os cálculos de calibração radiométrica e navegação foram desenvolvidos nas linguagens C e Fortran, juntamente com funções do Sistema Terascan 4,0. Esse tema é bastante extenso e, por não ser o foco desta pesquisa, será abordado aqui apenas o processo conversão de números digitais em temperatura de brilho. Esse processo é denominado de calibração radiométrica.

O processo de calibração radiométrica do sensor SEVIRI consiste na conversão do número digital, contido nas imagens recebidas pelo Sistema EumetCast (previamente convertidos de 10 para 16 bits: ver Silva Júnior (2010)), em seus respectivos valores físicos de refletância e radiância espectrais. A conversão de números digitais para radiância é obtida por meio de uma relação linear simples (Equação 3). Uma vez obtida a radiância, pode-se calcular a temperatura de brilho através da aplicação da Lei de Plank na sua forma inversa (Equação 4). Esse procedimento é detalhado, por exemplo, nos trabalhos de Schmetz et al., (2002) e Silva Júnior (2010), conforme mostrado a seguir para os canais espectrais do infravermelho:

$$\text{Count} = gR(\lambda) + C_0(\text{Canais visível}) \quad (1)$$

$$\text{Count} = gR(\lambda, T) + C_0(\text{Canais Infravermelho}) \quad (2)$$

Em que o parâmetro “Count” é o número digital recebido das imagens MSG Level 1,5,  $R(\lambda, T)$  é a radiância espectral recebida no sensor para um dado comprimento de onda ( $\lambda$ ) e uma temperatura T, que corresponde a temperatura efetiva do corpo negro observada em um dado pixel. O parâmetro g é o ganho ou o inverso do coeficiente de calibração  $C_1$  ou *slope*.  $C_0$  é o ajuste de *offset* ou deslocamento do sensor.

Portanto, a radiância (R) pode ser expressa em  $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$ , através da Equação 3:

$$R = \text{offset} + (\text{slope} \times \text{Level 1,5 Digital Count}) \quad (3)$$

Os parâmetros de calibração radiométrica foram obtidos a partir do arquivo “prolog”, que é recebido juntamente com cada imagem MSG via EumetCast (SILVA JÚNIOR, 2010).

O cálculo da temperatura de brilho utiliza as seguintes equações (SCHMETZ, et al., 2002):

$$T_b = \left( \frac{c_2 v_c}{\log(1 + c_1 v_c^3 / R)} - B \right) / A \quad (4)$$

$$c_1 = 2hc^2 \quad (5)$$

$$c_2 = hc/k \quad (6)$$

Em que,  $v_c$  é o número de onda ( $cm^{-1}$ ),  $h$  é a Constante de Plank ( $6,62606896 \times 10^{-34}$  Js),  $c$  é a velocidade da luz no vácuo ( $299792458$   $ms^{-1}$ ),  $k$  é a Constante de Stefan-Boltzmann ( $1,3806503 \times 10^{-23}$   $JK^{-1}$ ) e  $R$  é a radiância espectral observada em  $mWm^2 sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$ , calculada pela Equação (3).

A Tabela 2 ilustra os valores de número de onda  $v_c$  e dos coeficientes de calibração A e B. Esses, por sua vez também podem ser obtidos no site da EumetSat.

Tabela 2 – Valores da constante  $v_c$ , e dos coeficientes de calibração A e B para os canais infravermelho. Adaptado de Silva Júnior (2010)

Canal	$v_c$	A (adimensional)	B (K)
IR_039	2569,094	0,9959	3,471
VW_062	1598,566	0,9963	2,219
VW_073	1362,142	0,9991	0,485
IR_087	1149,083	0,9996	0,181
IR_097	1034,345	0,9999	0,060
IR_108	930,659	0,9983	0,627
IR_120	839,661	0,9988	0,397
IR_134	752,381	0,9981	0,576

Uma vez calculadas as temperaturas de brilho para cada um dos canais espectrais utilizados, deu-se início ao processo de navegação das imagens com o auxílio do Sistema Terascan 4.0.

As imagens MSG, calibradas radiometricamente, foram importadas para o Sistema Terascan por meio da função “impbin”. Essa função cria um arquivo TDF (do inglês: “Terascan *Data File*”) que, inicialmente não apresenta nenhum parâmetro de navegação.

Os parâmetros de navegação foram inseridos a partir da criação de um “Master File” no software TeraMaster, cuja projeção selecionada foi a Global LRIT. Essa projeção é similar ao campo de visada dos satélites geoestacionários. Foram realizados ajustes nos parâmetros da projeção para a obtenção do melhor ajuste entre as feições da superfície (rios, lagos, continentes, etc.) aos vetores de mapas “shape files” utilizados como verdade de campo. Esse processo só necessita ser realizado por uma única vez, visto que, as imagens MSG “*Level 1,5*” já passaram por um georeferenciamento e não apresentam variações (deslocamento) maiores do que 1,5 pixel de imagem.

Finalmente, as imagens TDF, já com os parâmetros de navegação na projeção Global, foram armazenadas em diretórios correspondentes ao ano e mês de processamento de cada imagem.

As imagens TDF na projeção Global foram, finalmente, reprojadas para uma grade regular na projeção Mercator (retangular), compatível com a grade utilizada no produto SIMSAT (operacional no INMET). Essa operação foi realizada para fins de comparação e possível utilização futura de imagens MSG em substituição as imagens GOES, utilizadas até então.

Os arquivos TDF não podem ser lidos diretamente pelo software GRADS e, portanto, para que pudessem ser utilizadas foi necessária à conversão para um formato binário compatível com o mesmo. Essa conversão foi realizada em duas etapas. A primeira utiliza a função “expbin” do Sistema Terascan para exportar cada canal para um arquivo binário. A função expbin exporta as variáveis no formato “short”, que possui uma representação numérica de dois bytes. A segunda etapa consiste na conversão dos arquivos binários do formato short (2 bytes) para o formato “float” (4 bytes), utilizado no GRADS. Foi desenvolvido um programa na linguagem C para essa finalidade.

Foram obtidas 13.974 imagens de satélite no período, com uma resolução temporal de 15 minutos. Avila (2006), baseando-se em Leithold (1977), afirmou que para fins de comparação de dados com diferentes escalas temporais, é válida a integração simples dos dados como forma de padronização das escalas, conforme mostrado na Equação 7.

$$T_b = \int_a^b f(x)dx \quad (7)$$

Em que,  $T_b$  é a temperatura de brilho obtida após a integração no intervalo  $[a, b]$ ,  $f(x)$  é o valor de um dado pixel de imagem com resolução de 15 minutos,  $dx$  é o passo de integração que, nesse estudo foi de 15 minutos ou 0,25h.

A Equação 7 foi aplicada na padronização das imagens MSG nos canais infravermelho nas bandas de  $3,9\mu\text{m}$  ( $\text{IR}_{039}$ ) e  $10,8\mu\text{m}$  ( $\text{IR}_{108}$ ) e nas bandas do vapor d'água em  $6,2\mu\text{m}$  ( $\text{WV}_{062}$ ) e  $7,3\mu\text{m}$  ( $\text{WV}_{073}$ ) que, correspondem respectivamente aos canais 4, 9, 5 e 6 do sensor SEVIRI.

#### 4.3.5 Modelo de Nuvem

O modelo de nuvem consiste na estimativa da altura da base da nuvem a partir das temperaturas do ar e do ponto de orvalho. Essa estimativa é feita a partir da diferença de temperatura entre essas duas variáveis multiplicada pela taxa de resfriamento adiabático (para uma atmosfera não saturada) de  $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ . Em seguida, se utiliza as imagens de satélite para calcular a temperatura do topo da nuvem e, finalmente, a diferença de temperatura do topo e da base da nuvem é multiplicada pela taxa de resfriamento da adiabática úmida (para uma atmosfera saturada) de  $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$ . Um modelo esquemático desse processo é mostrado na Figura 8. Foi utilizada a Equação (8) para o cálculo da altura do topo da nuvem, (MASIKA, 2007):

$$\begin{matrix} A & & B & & & & C \\ \mathbf{H} = & ((\mathbf{T}_x - \mathbf{T}_d) \times \mathbf{1} \times \mathbf{100}) & + & ((\mathbf{T}_d - \mathbf{T}_b) \times \mathbf{0,6} \times \mathbf{100}) & & & \end{matrix} \quad (8)$$

Em que,  $H$  é a altura do topo da nuvem em metros.  $T_x$  é a temperatura do ar na estação em  $^\circ\text{C}$ ,  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho ( $^\circ\text{C}$ ),  $T_b$  é a temperatura de brilho do canal  $\text{IR}_{108}$  em ( $^\circ\text{C}$ ) do topo da nuvem. Os termos  $B$  e  $C$  da Equação 8 representam respectivamente a altura da base da nuvem em relação ao solo e, a altura entre a base e o topo da nuvem medida em metros.

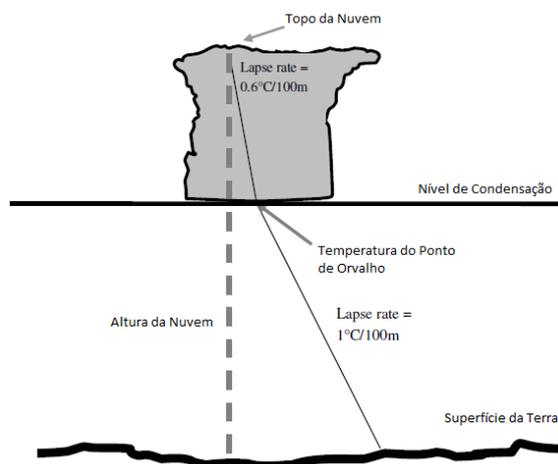


Figura 8 - Modelo de nuvem idealizado. Adaptado de Masika (2007)

A grande disponibilidade de dados, proporcionada pelas estações automáticas, permitiu a geração do modelo de nuvem a partir dos registros horários de temperatura do ar ( $t_{ar}$ ) e temperatura do ponto de orvalho ( $t_d$ ), ao invés de seus respectivos dados climatológicos, utilizados originalmente por Masika (2007).

#### 4.3.6 Geração de Metadados: Cobertura de Nuvens

Uma vez obtida a altura da nuvem, sobre as estações, foi calculada a porcentagem de nuvens altas, médias, baixas e de céu claro, em uma área de 5x5 pixels (aproximadamente 20 por 20 km) ao redor de cada estação. Figura 9. Esses dados visam suprir, em parte, a falta da observação da cobertura de nuvem nas estações automáticas.

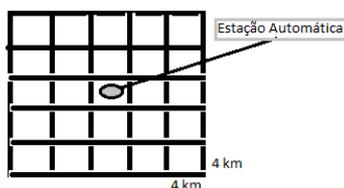


Figura 9 - Área para cálculo da estatística de cobertura de nuvem.

Para fins de classificação das nuvens quanto à altura, será utilizada a classificação proposta por Masika (2007), ou seja:

- Nuvens baixas: (50m-1500m)
- Nuvens médias: (1500-3000m)
- Nuvens altas: (> 3000m)

Foi adicionada a condição de céu claro para valores entre 0 e 50 metros de altura. As informações geradas foram gravadas na forma de arquivos texto que, posteriormente foram utilizados para a criação de um banco de dados que possibilitou a seleção e análise dos mesmos.

#### 4.3.7 Geração de Metadados: Probabilidade de Chuva

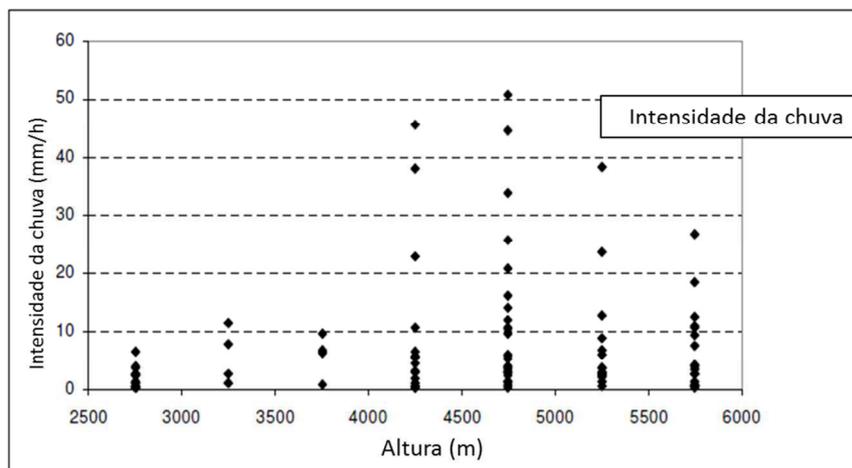
A geração do metadado relacionado à probabilidade de chuva foi realizada a partir de uma análise descritiva dos dados de precipitação e altura de nuvens. Foi utilizado histogramas de frequências e cálculo dos parâmetros estatísticos: média, moda, mediana, desvio padrão e variância. Para esse estudo, foram considerados como chuva apenas os dados de precipitação maiores ou iguais a 5,0 mm/h. Com esse critério, foram obtidos 8224 amostras de chuva para a geração da análise estatística.

O passo seguinte consiste em verificar se os dados se ajustam a uma distribuição de probabilidade qualquer como, por exemplo, a distribuição normal, log-normal, entre outras. Apesar de não ser o foco de seu trabalho, Masika (2007) ajustou seus dados a uma função Gaussiana, com validade para nuvens com alturas superiores a 2500m, no entanto, o teste da metodologia foi aplicado para apenas uma única estação (Figura 10).

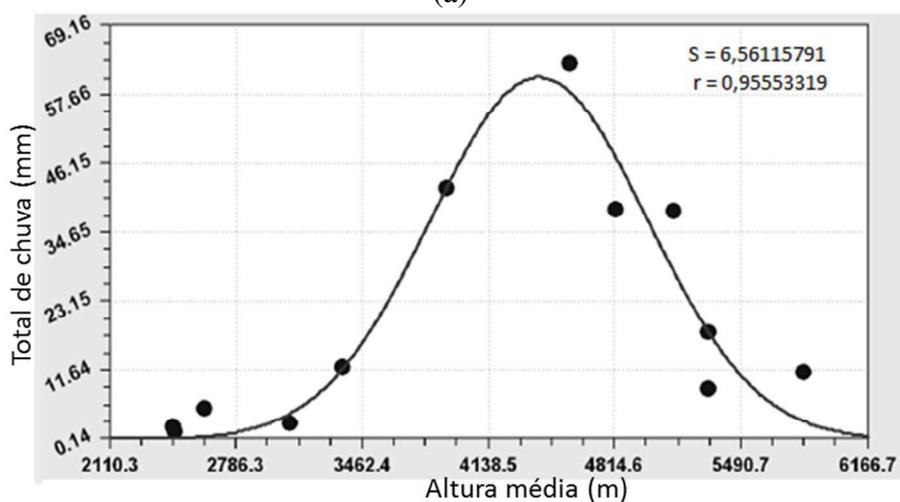
O objetivo dessa etapa foi o de aplicar essa análise a um maior número de estações, para checar sua validade em outras regiões geográficas e, buscar estabelecer limites de chuva e não chuva para uma determinada estação.

Segundo Masika (2007), os menores volumes de chuva estão associados a nuvens baixas e altas, evidenciando que nuvens altas associadas à cirrus produzem tão pouca chuva quanto às nuvens baixas (Figura 10b). Pode-se observar na Figura 10a que, além da relação entre intensidade de chuva e altura, existe uma maior densidade de dados (frequência) concentrada nas altitudes acima de 4000m. Isso indicou a possibilidade de ajuste desse tipo de dado a uma função de probabilidade.

Os modelos probabilísticos são modelos matemáticos que representam, a partir de uma determinada amostra, o comportamento esperado por toda a população dessa amostra.



(a)



(b)

Figura 10 - Análise estatística dos dados: (a) Histograma de Frequências. Em (b) Modelo Gaussiano ajustado a distribuição de Frequência. Adaptado de (MASIKA, 2007)

Uma análise preliminar, a partir do histograma de frequência da ocorrência de precipitação para classes de altura do topo de nuvem, foi possível identificar uma forte assimetria negativa. Tal assimetria indica a possibilidade de que a Função de distribuição de probabilidade Beta, que possui o mesmo comportamento assimétrico, seria adequada para representar a probabilidade de chuva para uma dada classe de altura de nuvem. A assimetria da distribuição também pode ser analisada a partir dos parâmetros estatísticos: média, mediana e moda. Nesse caso, cálculo de tais parâmetros mostrou que a média apresentou-se menor que a mediana que, por sua vez, foi menor que a moda. Essa configuração condiz com uma distribuição assimétrica à esquerda ou de assimetria negativa. A Figura 11 mostra a configuração típica de uma distribuição desse tipo em relação aos parâmetros citados.

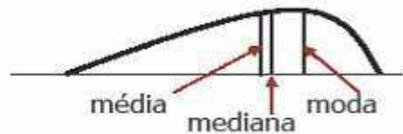


Figura 11 - Representação gráfica, hipotética, de uma distribuição assimétrica negativa e sua relação com os parâmetros média, moda e mediana

Partindo desse princípio, deu-se início ao cálculo e teste de ajuste da distribuição Beta aos dados utilizados, conforme mostrado a seguir.

A distribuição Beta é representada pela seguinte função de densidade de probabilidade - fdp:

$$F(x) = \int_0^x \frac{x^{\alpha-1+k} \cdot (1-x)^{\beta-1}}{B(\alpha, \beta)} dx \quad (9)$$

Com:  $0 < x < 1$  e  $\alpha$  e  $\beta > 0$

A função  $B(\alpha, \beta)$  é a função Beta definida por:

$$B(\alpha, \beta) = \int_0^1 x^{(\alpha-1)} \cdot (1-x)^{(\beta-1)} dx \quad (10)$$

Os parâmetros de forma,  $\alpha$  e  $\beta$ , da distribuição Beta são definidos da seguinte forma:

$$\hat{\alpha} = \frac{\bar{Y}^2(1-\bar{Y})}{s^2_Y} - Y^2 \quad (8)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\hat{\alpha}(1-\bar{Y})}{\bar{Y}} \quad (9)$$

Em que,  $\hat{\alpha}$  e  $\hat{\beta}$  são os parâmetros de forma da função Beta e, Y representa a curva de probabilidade empírica, obtida a partir dos dados amostrais.

Sendo X uma variável qualquer, restrita em um intervalo (a, b), essa pode ser representada por uma distribuição Beta a partir da seguinte transformação:

$$Y = \frac{(x_i - a)}{(b - a)} + 0,001 \quad (13)$$

Em que, Y é a função distribuição de probabilidade acumulada, ou seja, é a probabilidade dos eventos (chuva) em uma população (X) ser menor ou igual a um dado valor (x), ou seja,  $P[X \leq x]$ , é a probabilidade de não excedência. A plotagem da

variável  $Y$  representa a curva de probabilidade empírica. As variáveis  $a$  e  $b$  correspondem, respectivamente, aos limites inferior e superior da amostra.

Os cálculos necessários para o processamento dos dados de satélite foram realizados com o auxílio do software GRADS.

#### 4.3.8 Algoritmo de Detecção de Erros

As intempéries ambientais (locais) e climáticas, na qual as Estações Meteorológicas Automáticas de Superfície (EMAS) estão expostas exigem um grande esforço para que se tenha um dado de qualidade. No entanto, os intervalos de revisita as EMAS deve ponderar a disponibilidade financeira e o desgaste natural dos instrumentos em determinadas condições de uso. As Figuras abaixo ilustram alguns dos principais problemas reportados pelas equipes de manutenção das EMAS (RODRIGUES e LUCAS, 2010). O excesso de poeira pode, por exemplo, reduzir captação de radiação em radiômetros Figura 12a ou promover, juntamente com outros detritos a obstrução de pluviômetros Figura 12(c e d). O excesso de umidade, salinidade e vento promovem a oxidação excessiva que, por sua vez, podem provocar falhas elétricas Figura 12b.



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 12 - Problemas nas EMAS: Em (a), excesso de poeira sobre radiômetro. Em (b), forte oxidação provocada pela salinidade. Obstrução de pluviômetros em (c) e (d) devido a poeira, insetos, etc. Adaptado de (RODRIGUES e LUCAS, 2010)

Nesse contexto, apenas dois tipos de erro apresentados por pluviômetros foram investigados: a obstrução total do instrumento e a geração de chuva intermitente provocada por pane elétrica. Um resumo dos tipos de erro abordados nessa pesquisa é mostrado no Quadro 1.

Quadro 1 - Tipos de erros apresentados por pluviômetros das EMAS.

<b>Defeito</b>	<b>Características</b>	<b>Possíveis Causas</b>
Não informa chuva (Erro do Tipo 1 – E1)	Mesmo quando ocorrem sistemas convectivos intensos não registra chuva	Obstrução, travamento da balança ou pane elétrica no sensor.
Comunicação de chuva suspeita (Erro do Tipo 2 – E2)	É informada chuva intensa ou incompatível com a nebulosidade presente (até mesmo na ausência de nuvens)	Pane elétrica, desobstrução espontânea ou devido à manutenção no sensor.

A grande variabilidade temporal e espacial da chuva, associada à baixa representatividade espacial dos pluviômetros é um dos principais problemas para a construção de uma regressão para a estimativa de precipitação a partir de imagens de satélite (CONTI, 2002). De fato, o pluviômetro representa uma informação pontual, enquanto que as imagens de satélite, em geral, são resultado da energia média refletida, emitida ou absorvida em uma área (nesse caso 4x4km) muitas vezes maior do que a área de captação de chuva dos pluviômetros.

Os Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCM), por exemplo, apresentam duas áreas de precipitação de características distintas, uma convectiva e outra estratiforme. Segundo Houze (1993), a área de precipitação convectiva é de apenas 10% da área de um SCM na região tropical. A componente estratiforme associada a esse sistema responde por 25 a 50% da chuva total, graças a sua grande extensão horizontal. Portanto, mesmo que um dado pixel de imagem esteja associado a um sistema convectivo (temperatura < 235K), não se pode descartar a possibilidade de que apenas uma porção do mesmo apresente precipitação e, ainda que, essa ocorre fora do pluviômetro.

Nesse contexto, foi proposto nesse trabalho que a detecção de erros Tipo 1 (E1) seja realizada por meio da contagem do número de pixels associados a sistemas convectivos que atuaram sobre uma dada estação, sem que a mesma informe chuva. A contagem é cumulativa e, quanto maior o seu valor, maior a chance de que a estação esteja com problemas. A identificação dos sistemas convectivos foi feita com base no canal infravermelho termal, IR<sub>10,8</sub>, utilizando o limiar de temperatura de brilho como

critério para discriminar nuvens convectivas de nuvens estratiformes. Vários trabalhos apontam que essa temperatura é de 235K. Para dados integrados em uma hora o limiar foi de 234K (AVILA, 2006). No presente trabalho, foi adotado o valor de 235K que corresponde a aproximadamente -38°C.

A detecção do Erro do Tipo 2 (E2) se deu por meio da contagem do número de informações de chuva maiores ou iguais a 5mm em uma dada estação cuja condição, segundo o modelo de nuvem unidimensional, era de céu claro ou de nuvens com baixa probabilidade de chuva, conforme descrito no seção 4.3.7.

Foram calculadas também, para uma estação de referência, as taxas de acerto – TAC (probabilidade de detecção da precipitação) e de alarme falso – TAF (porcentagem de pixels considerados precipitáveis), definidas conforme as seguintes equações:

$$TAC = \frac{Acertos}{(Acertos + Falhas)} \quad (14)$$

$$TAF = \frac{AlarmeFalso}{(Acerto + AlarmeFalso)} \quad (15)$$

Foi selecionada como estação de referência a estação A002 (Goiânia-GO) devido ao fato de que a mesma, não possui problemas reportados em seus registros de metadados no período do estudo.

### 4.3.9 Imagens GOES

As imagens GOES-13, por possuírem baixa amostragem temporal, foram utilizadas apenas para avaliação e/ou seleção de dados, sendo plotadas, com o auxílio do GRADS, juntamente com os dados de precipitação das estações automáticas, conforme exemplo do produto SIMSAT (Sistema de Informações Meteorológicas e Imagens de Satélites) operacional no INMET ilustrado na Figura 13 (BEZERRA et al., 2010).

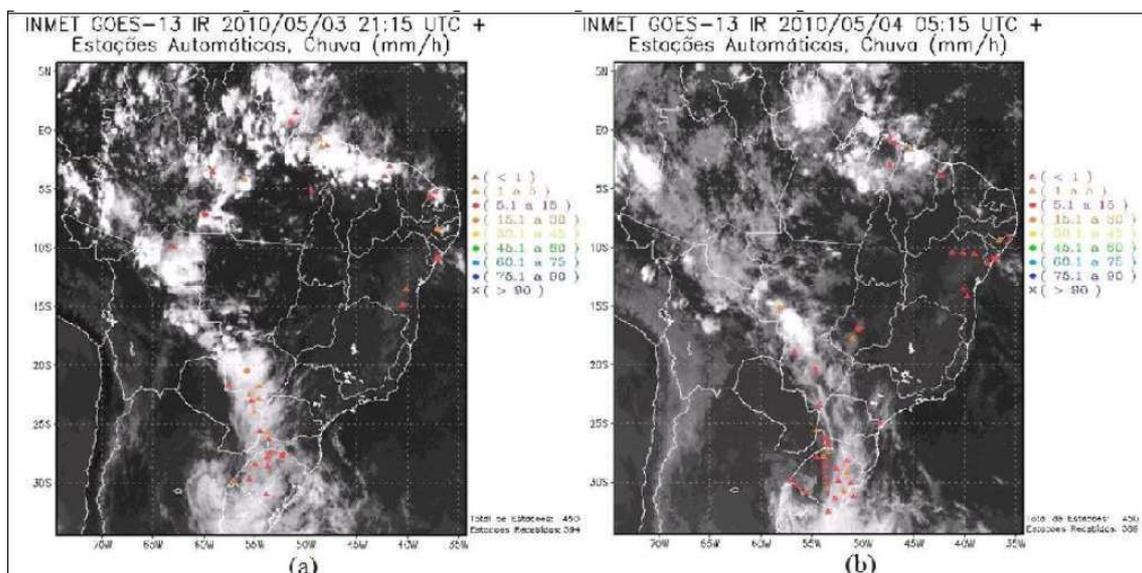


Figura 13 - Imagens GOES-13 e precipitação das estações meteorológicas automáticas. Em (a) chuva de 1 a 15 mm/h associadas à incursão de frente fria sobre o Estado do Rio Grande do Sul - (b) Ocorrência de chuva sobre o Estado da Bahia

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Esse capítulo apresenta e discute as principais características encontradas nos resultados da metodologia proposta nessa pesquisa.

### 5.1. Modelo de nuvem espacializado

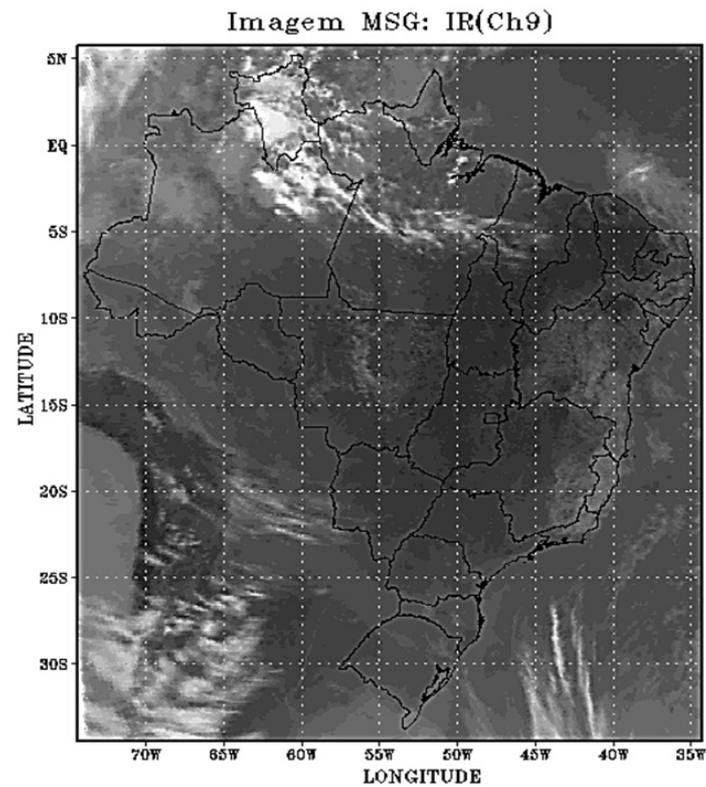
A Figura 14 e Figura 15 ilustram duas amostras de imagens do satélite MSG-9 no canal infravermelho termal (IR<sub>10,8</sub>), escolhidas ao acaso, para os dias 09/08/2012 e 09/12/2012, ambas às 17h (UTC), juntamente com seus respectivos modelos de nuvem calculados.

A imagem de satélite na Figura 14a é uma imagem considerada como representativa das condições climáticas do mês de agosto de 2012. Esse período é predominantemente seco, principalmente sobre as regiões que compõem o bioma Cerrado. Observa-se a presença predominante de nuvens baixas sobre o litoral do Brasil, área central do Estado do Mato Grosso (MT) e no nordeste do Rio Grande do Sul (RS). No entanto, o pequeno contraste de temperatura entre as nuvens baixas e a superfície faz com que se tornasse difícil a visualização de tais nuvens a partir do canal infravermelho termal - IR<sub>10,8</sub>. Apenas sobre a Amazônia (AM), Rondônia (RO) e Pará (PA) são observados sistemas convectivos intensos.

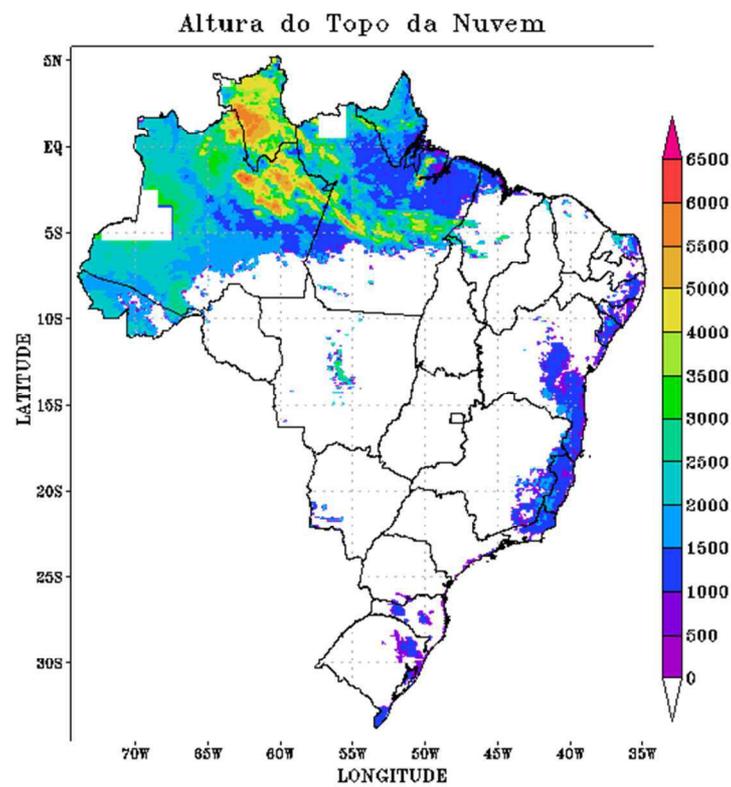
A Figura 14b ilustra o modelo de nuvem calculado a partir da imagem de satélite da Figura 14a. Nela, observa-se a altura teórica do topo das nuvens em metros, cuja escala de cores encontra-se na margem direita da figura. O modelo de nuvem se mostrou coerente ao apresentar o mesmo padrão de nebulosidade observado na imagem de satélite, ou seja, nuvens baixas sobre o litoral do Brasil com alturas máximas de 2500m e nuvens mais altas, associadas a sistemas convectivos sobre os estados do AM, PA e RO que ultrapassam os 6000m de altura. As demais áreas foram quase que totalmente classificadas como áreas de céu claro, classificação coerente com a imagem de satélite.

Observa-se nas Figuras Figura 15a e Figura 15b um padrão atmosférico diferente, com a presença de nuvens na Região Centro-Oeste do Brasil, antes inibidas pela presença de uma massa de ar continental (quente e seca). São observados sistemas convectivos intensos sobre grande parte do Brasil, exceto, sobre o Estado do RS e nas regiões norte do Estado de Minas Gerais (MG) e centro-sul da Bahia (BA), que foram classificadas como áreas de céu claro ou sem nuvens.

O modelo de nuvem, nesse caso, foi capaz de identificar as nuvens de topo baixo, presentes na faixa litorânea que vai desde o estado do Rio de Janeiro (RJ) ao estado de Pernambuco (PE) (Figura 15b). Tais nuvens apresentam um baixo contraste de temperatura entre o seu topo e a superfície e, a correta classificação das mesmas indicando que a temperatura do ponto de orvalho, gradeada, contribuiu para determinar o limiar de temperatura de brilho nas imagens de satélite que diferenciam as nuvens da superfície.

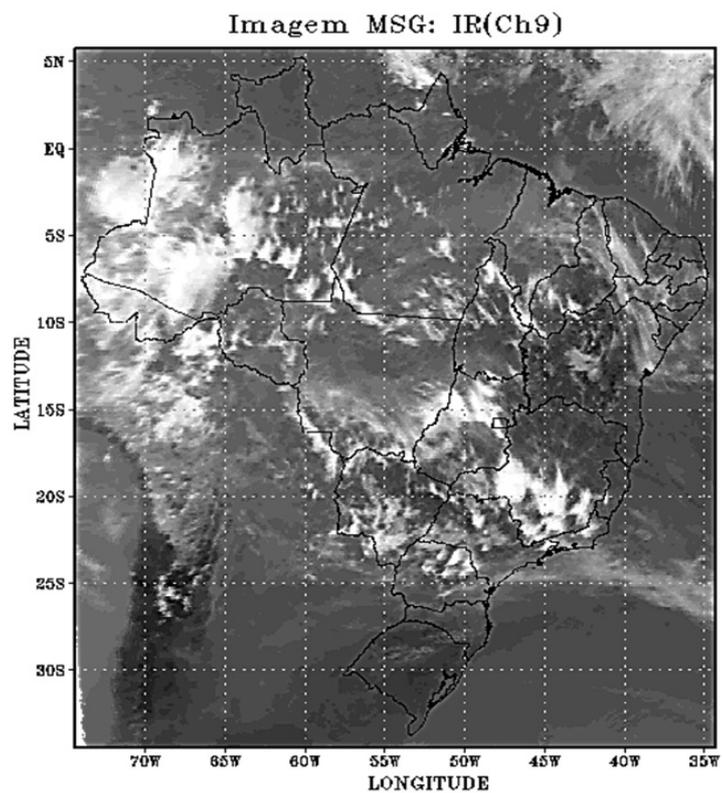


(a)

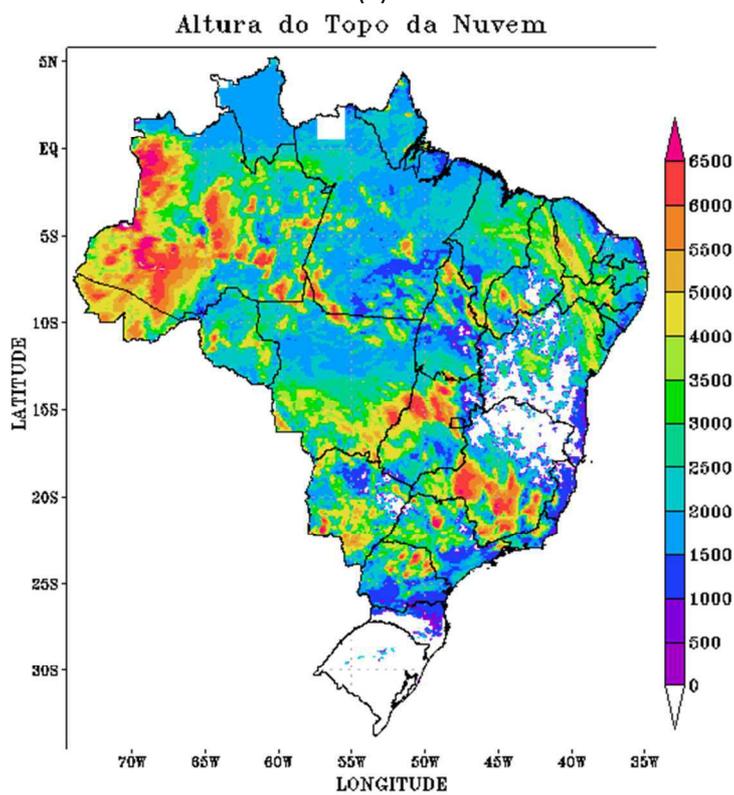


(b)

Figura 14 - Modelo de nuvem espacializado: Em (a), Imagem MSG no canal Infravermelho Termal (IR10,8 $\mu$ m) no dia 09/08/2012 às 17 (UTC) e, em (b), Altura do Topo da Nuvem em metros correspondente



(a)



(b)

Figura 15 - Modelo de nuvem especializado: Em (a), Imagem MSG no canal Infravermelho Termal (IR10,8 $\mu$ m) no dia 09/12/2012 às 17 (UTC) e, em (b): Altura do topo da nuvem em metros

## 5.2. Relação entre altura da nuvem e chuva

Como forma de reduzir o número de amostras, foram selecionados dados cuja precipitação foi maior ou igual a 5mm/h. Esses valores de precipitação compreendem a faixa de intensidade de chuva de moderada à forte, favorecendo a detecção das nuvens nas imagens de satélite. Foram selecionados 8244 amostras com esse critério.

Uma das representações gráficas mais simples para auxiliar na investigação do comportamento entre duas variáveis é o diagrama de dispersão. O diagrama de dispersão mostrado na Figura 16a ilustra a principal dificuldade relacionada à obtenção de relações entre a precipitação, medida por pluviômetros e as medidas por satélite. Observa-se no diagrama uma grande variabilidade da chuva em relação a altura da nuvem. No entanto, os maiores valores de precipitação são registrados entre 4000 e 6000m de altura. Isso se deve ao fato de que as maiores precipitações estão associadas aos sistemas convectivos mais intensos e, portanto, os que possuem topo de nuvem mais elevado. Por outro lado, baixas precipitações registradas mediante nuvens de grande extensão vertical estão associadas principalmente as diferentes metodologias de medida da precipitação. Os pluviômetros, como já comentado anteriormente, registram a precipitação que ocorre em uma escala pontual, enquanto que o satélite registra a média de temperatura de brilho em uma determinada área, nesse estudo 4x4km.

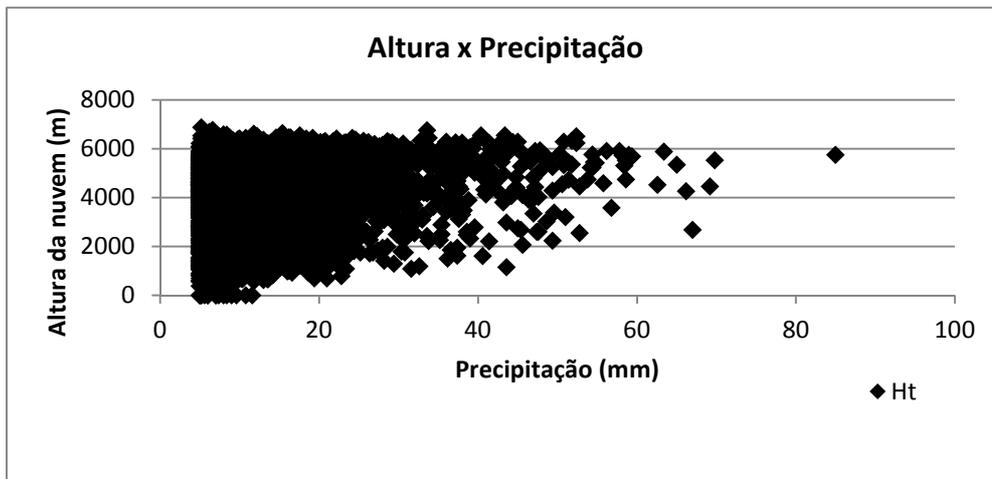
Com o objetivo de melhor retratar a relação entre a chuva, obtida por pluviômetros, e a altura da nuvem, foi realizada a classificação da chuva observada por classes de altura de nuvem espaçadas a cada 200m. Essa classificação é mostrada na Figura 16b. Nota-se nessa Figura que os menores valores de precipitação ocorrem nas classes de menor altura e que os picos de precipitação aumentam até os 5800m de altura (com 85mm/h). A partir desse ponto, há uma diminuição nos picos de precipitação com o aumento da altura. Esse comportamento foi retratado no trabalho Masika (2007) que o relacionou ao aumento de nuvens do tipo cirrus. No entanto, é provável que o número reduzido de amostras utilizadas em seu trabalho o levou a ajustar seus dados a uma função gaussiana, comportamento não observado no presente trabalho.

A Figura 16c ilustra a precipitação máxima registrada em cada classe, linha azul, e a precipitação média da classe. Observa-se um aumento na intensidade da precipitação máxima pela altura muito mais acentuada do que o aumento da precipitação média com a altura. Esse efeito é provocado pela grande variabilidade espacial da chuva que faz com que, mesmo diante de sistemas convectivos intensos se registre pouca ou nenhuma

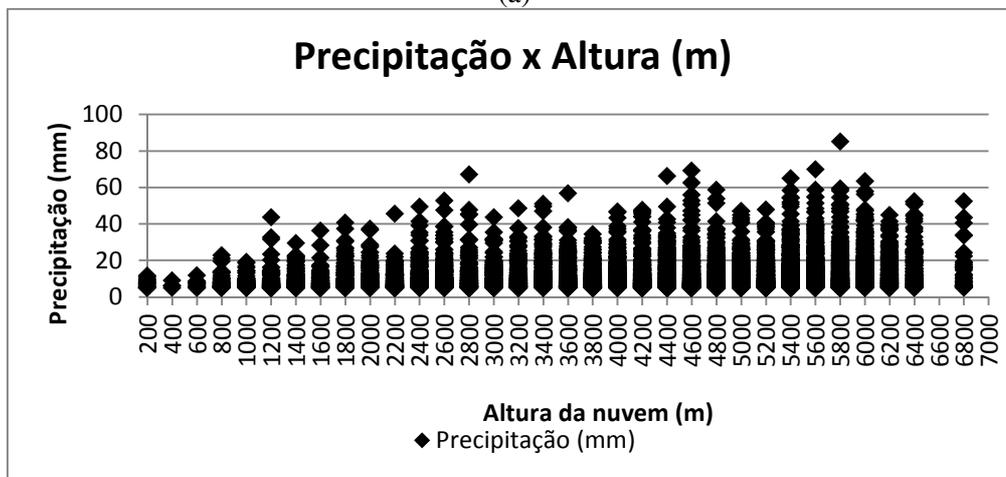
chuva no pluviômetro. Por outro lado, as precipitações máximas obtidas retratam os momentos em que as nuvens obtiveram a maior eficiência em gerar chuva sobre os pluviômetros para cada uma das classes selecionadas. A curva de precipitações máximas foi melhor ajustada a uma função do tipo potência, com um coeficiente de determinação de  $R^2$  de 0,79.

O volume de chuvas registrado em cada classe de nuvem no período é mostrado na Figura 17 (linha sólida), enquanto que, a frequência de precipitação em cada classe é mostrada na forma de gráfico de barras. Em relação ao volume de chuva acumulada, entre o período de 01/08/2012 a 31/12/2012, observa-se um comportamento similar ao apresentado pela intensidade da precipitação, ou seja, um aumento constante no volume de chuva até os 5600m. A partir dessa altura, é registrada uma diminuição do volume acumulado de chuva com a altura.

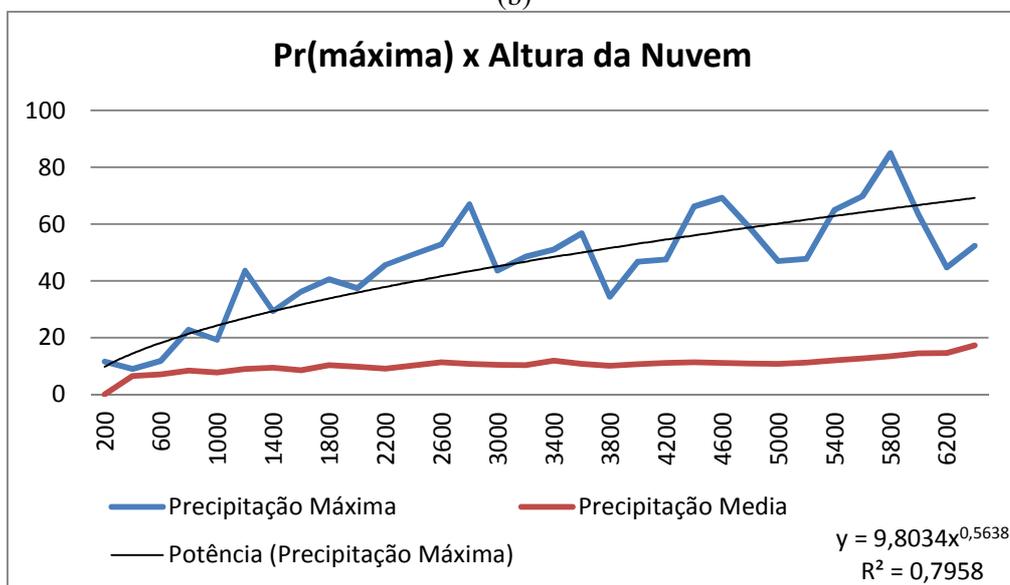
A frequência de chuva observada por classes de nuvem também mostrou um comportamento similar aos apresentados pela intensidade da precipitação, ou seja, nuvens baixas provocaram chuva com tão pouca frequência quanto às nuvens muito altas. Por outro lado, a diminuição da frequência de precipitação com a altura, entre 5600 e 6600m, também está relacionada ao fato de que os eventos extremos são eventos mais raros, o que impactou diretamente no volume de precipitação registrado nessas classes. Portanto, eventos de precipitação intensa, apesar de estarem associados a nuvens com grande desenvolvimento vertical, são eventos raros ou de baixa frequência de observação e, conseqüentemente, refletiram em menores volumes de chuva acumulada no período de estudo.



(a)



(b)



(c)

Figura 16 – Relação entre chuva e altura: Em (a) Diagrama de dispersão entre a Altura e a Precipitação. Em (b) precipitação classificada em classes de altura de nuvem. Em (c) precipitação máxima (linha vermelha) e média (linha azul) observada em cada classe de altura de nuvem

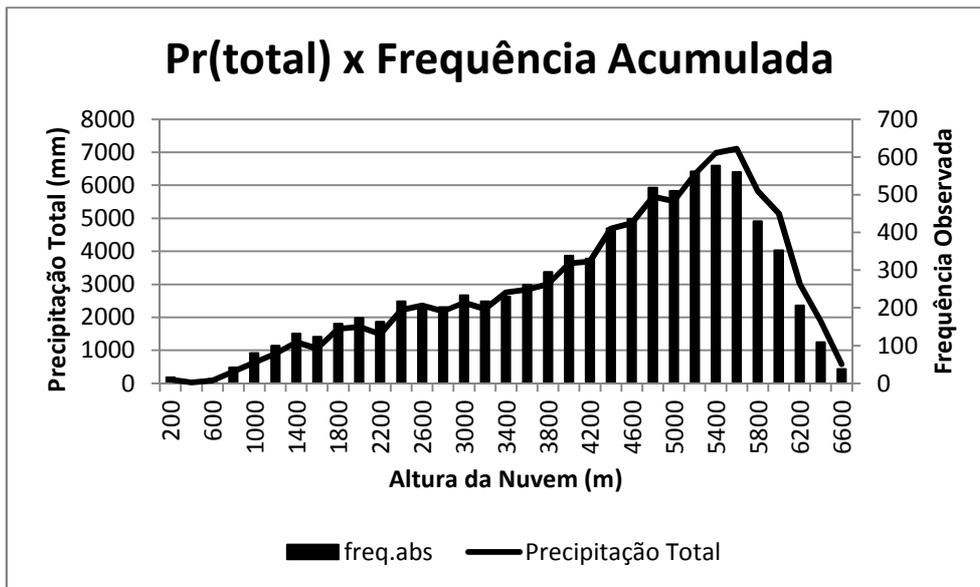


Figura 17 - A linha contínua representa a precipitação total acumulada no período. A frequência de precipitação maior ou igual a 5 mm/h é mostrada no gráfico de barras

A Figura 18 apresenta o gráfico do “BoxPlot” para as categorias de chuva fraca, moderada e forte, estabelecidas pela OMM e que, correspondem respectivamente a chuvas entre 1 e 5mm/h, 5 e 60 mm/h e maiores do que 60mm/h.

Observa-se que a chuva fraca apresenta a maior variabilidade enquanto que a menor variabilidade está associada à classe de chuva forte. Isso pode ser explicado devido ao fato de que as precipitações fortes, em geral, estão associadas a nuvens de grande extensão vertical, enquanto que a chuva fraca pode ser proveniente de nuvens baixas ou de sistemas convectivos intensos que não atuaram diretamente sobre o pluviômetro. Por outro lado, nota-se uma clara tendência de aumento dos valores da média e mediana com a altura. Quando comparadas as médias (ponto dentro do BoxPlot) com suas respectivas medianas (linha preta realçada), verificou-se que as mesmas foram sempre inferiores as suas respectivas medianas. A diferença entre essas duas variáveis torna-se maior na direção das classes de maior intensidade de precipitação. Essa característica sugere uma distribuição assimétrica dos dados de precipitação, com as médias sempre menores do que as medianas.

Foram identificados, no BoxPlot (circulo aberto na categoria de chuva moderada), 16 eventos de precipitação moderada que ocorreram quando não foram identificadas nuvens. Tais eventos podem estar associados a sistemas precipitantes de grade inferior a resolução da imagem utilizada ou devido a anomalias nos sensores de temperatura e umidade da estação meteorológica automática que induziram o modelo de nuvem a classificar a região como sendo de céu claro.

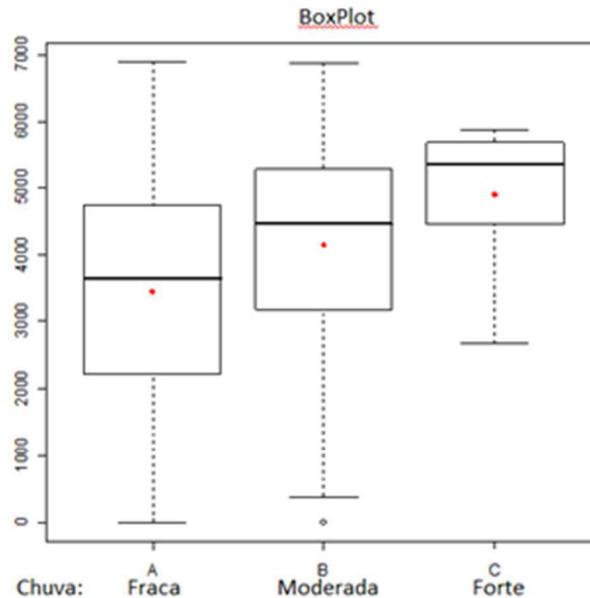


Figura 18 – BoxPlot: altura da nuvem associada as classes de precipitação de chuva fraca, moderada e forte

### 5.3. Precipitação máxima esperada / classe

Com o objetivo de minimizar o efeito da variabilidade espacial da chuva sobre as correlações com as imagens de satélite, Figura 16a e Figura 16b, optou-se em selecionar os cinco maiores valores de precipitação observados em cada classe de nuvem. Isso fez com que fossem selecionados apenas os eventos em que as nuvens obtiveram a maior eficiência em gerar chuva sobre os pluviômetros, levando em consideração tanto as condições atmosféricas quanto a distribuição espacial da chuva. Com esse critério foram selecionadas 165 amostras horárias, distribuídas em 33 classes, ou seja, foram utilizadas 660 imagens de satélite com resolução temporal de 15 min integradas a cada hora.

O resultado da aplicação do critério acima é mostrado na Figura 19, em que se pode observar uma forte correlação entre a intensidade da precipitação e a altura da nuvem. Os dados foram melhor ajustados a uma função do tipo potência, com um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,78, conforme mostrado na Equação 16. No entanto, é observada uma diminuição da precipitação com a altura a partir dos 6000m, que não é bem representada pela regressão utilizada.

$$Pr = 0,3291 \times H_{topo}^{0,5858} \quad (16)$$

Em que, Pr é a taxa de precipitação em mm/h e  $H_{topo}$  é a altura do topo da nuvem em metros, obtida a partir do modelo de nuvem.

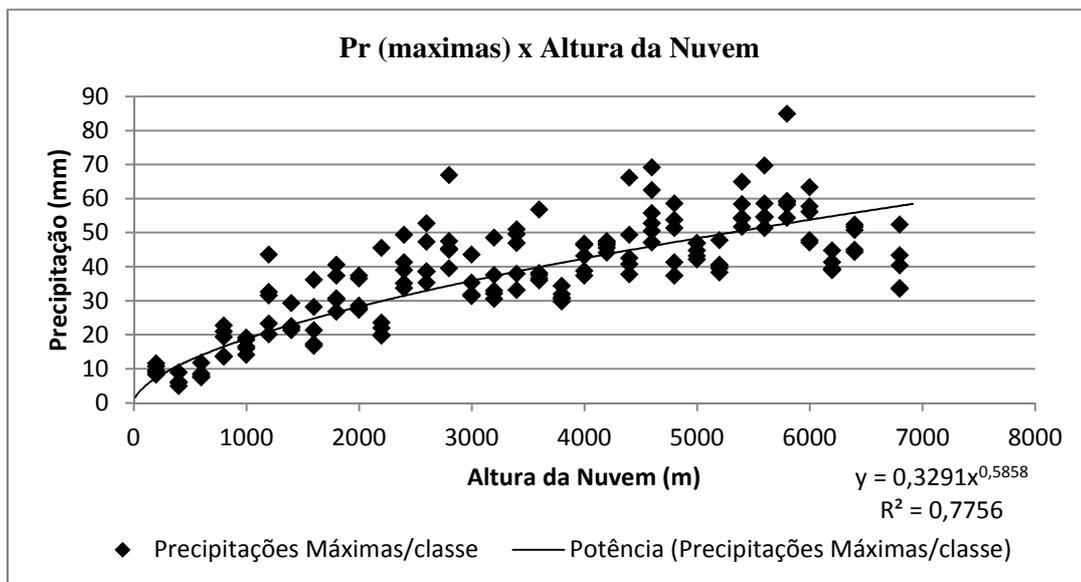


Figura 19 - Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem considerando os cinco maiores eventos de precipitação de cada classe

A Figura 20 ilustra o diagrama de dispersão para a média dos valores máximos mostrados na Figura 19. Nesse caso, a correlação entre os dados foi mais pronunciada, com um coeficiente de determinação,  $R^2$  de 0,85. Em ambos os casos os valores extremos de precipitação foram subestimados. A linha vermelha (tracejada) (Figura 20) representa a curva dos valores médios máximos esperados para cada classe de precipitação, ou seja, valores de precipitação abaixo dessa linha seriam classificados como normais, visto que, já foram observados. Essa curva é representada pela Equação 17.

$$Pr = 0,3947 x H^{0,6091} \quad (17)$$

Em que, Pr é a precipitação em mm/h e H a altura do topo da nuvem em metros, e o coeficiente de determinação foi de 0,9995. Isto ocorreu por que as nuvens com altura superior a 3000m dificilmente atingiram o limiar superior de precipitação, fato que reduziu o numero de amostras e elevou o coeficiente na regressão.

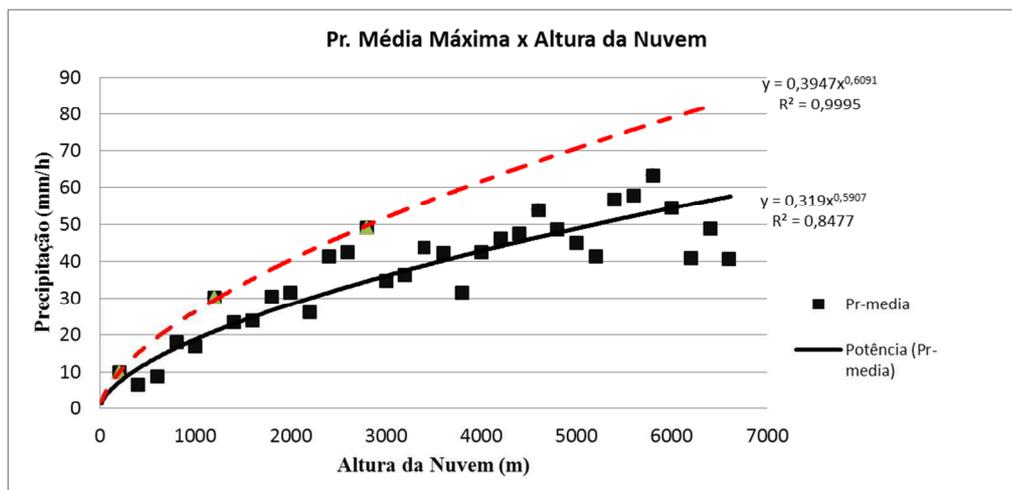


Figura 20 - Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem, considerando a média dos cinco maiores eventos de precipitação de cada classe

Outra abordagem foi dada ao estudo do comportamento da precipitação em função da altura da nuvem, visando a coleta dos dados de precipitação gerados por nuvens que tiveram a melhor eficiência precipitar sobre os pluviômetros. Desta vez, foi identificada a nuvem mais baixa que gerou um dado valor de precipitação, conforme mostrado na Tabela 3.

Tabela 3 - Valor da altura de nuvem mínima associada a uma dada precipitação (mm/h) obtida no período de estudo

<b>Pr (mm)</b>	<b>Altura mínima (m)</b>	<b>Pr (mm)</b>	<b>Altura mínima (m)</b>
5	383	45	2063
8	767	50	3206
14	1177	55	4587
17	1265	60	4742
20	1265	65	5352
30	1749	70	5530
35	2264	85	5748
40	1610		

O diagrama de dispersão para os dados da Tabela 3 são mostrados na Figura 21. A dispersão dos dados mostrou uma relação linear, entre a precipitação e a altura de nuvem mínima correspondente. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,88. Esse modelo foi apresentado a maior simplicidade (Equação 18).

$$Pr = 0,0137 \times H_{\text{Topo}} \quad (18)$$

Em que, Pr é a precipitação em (mm/h) e  $H_{\text{topo}}$  é a altura do topo da nuvem em metros.

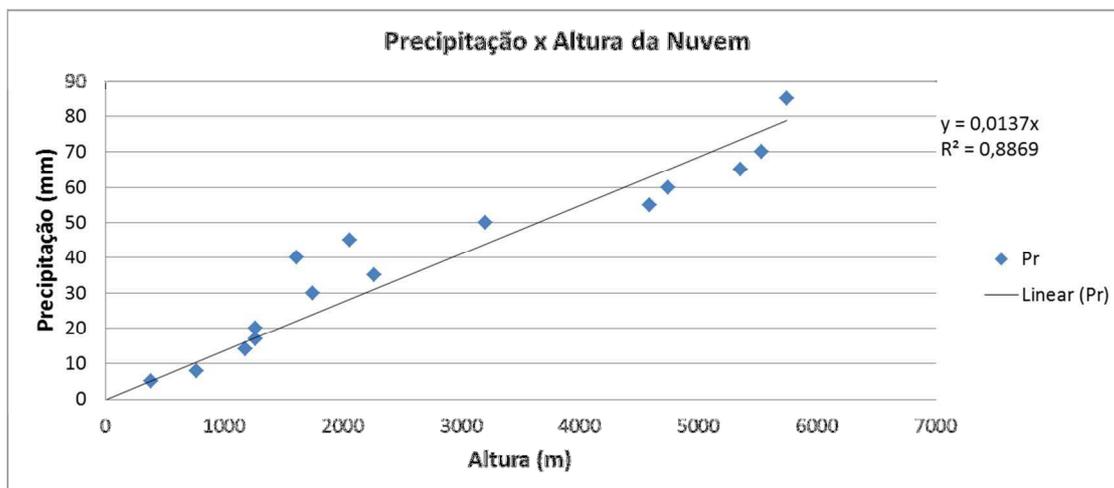


Figura 21 – Correlação entre a precipitação e a altura da nuvem, considerando a menor altura de nuvem que corresponderam às precipitações observadas

Tendo em vista que não é o objetivo desse trabalho a obtenção de um modelo de estimativa de precipitação acurado e sim, a geração de metadados que permitam a identificação de precipitações excessivamente altas para uma dada altura de nuvem, tanto a Equação 17 quanto a 18 poderiam ser utilizadas para identificação do erro do tipo 2 (E2), em que as EMAS apresentaram precipitação na condição de céu claro ou com nuvens baixas, não compatíveis com o volume precipitado.

Os modelos de regressão mostrados até agora não distinguem a precipitação segundo a natureza do sistema precipitante (convectivo ou estratiforme). Nesse sentido, foi realizada a comparação entre a altura do topo da nuvem e a temperatura de brilho do canal infravermelho termal em  $10,8\mu\text{m}$  ( $T_{10.8}$ ), buscando a altura média do topo de nuvem associada ao limiar de temperatura de brilho que distingue os dois sistemas (ADLER e NEGRI, 1988). A alta correlação ( $R^2=0,92$ ) mostrada na regressão era esperada, uma vez que, o cálculo da altura do topo da nuvem também utiliza a temperatura de brilho do topo da nuvem, além das temperaturas do ar e do ponto de orvalho na superfície. Como resultado, foi obtida a Equação 19.

$$H = -56,763 x T_b + 17224 \quad (19)$$

Em que H é a altura da nuvem em metros e  $T_b$  é a temperatura de brilho do topo da nuvem.

O conteúdo da umidade ao nível da estação é o que provoca o distanciamento dos pontos da reta de regressão como, por exemplo, a altura de 5000m pode apresentar temperaturas entre 213 e 244K. Isso evidencia que quanto maior a umidade na superfície menor o resfriamento adiabático (devido à saturação da parcela) e, portanto,

maior a altura final do topo da nuvem calculada pela Equação 8 para uma mesma temperatura de brilho.

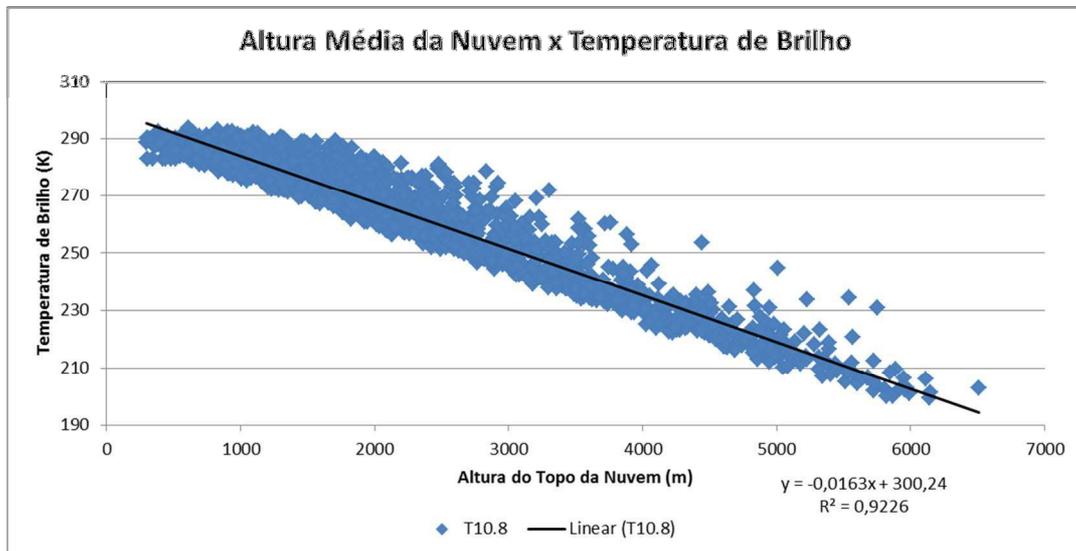


Figura 22 - Relação entre a temperatura do topo da nuvem (K) e sua altura (m)

Alimentando a Equação 19 com a temperatura de 235K foi obtido um limiar de altura média da nuvem associada à temperatura que discrimina sistemas convectivos de estratiformes. Essa altura foi de aproximadamente 3885m.

#### 5.4. Modelo de probabilidade de chuva

A Figura 23a ilustra o histograma de frequência da altura média das nuvens em que, a classe de 0 a 200m foi suprimida. Isso porque, os 16 casos observados nessa classe se referem a precipitações que ocorreram com a presença de nuvens não detectadas pelo modelo de nuvem. Em geral, esses eventos ocorreram quando a temperatura de brilho no canal IR10.8, foi maior do que a temperatura do ponto de orvalho informada pela estação meteorológica automática e, nesses casos, o modelo classifica a altura da nuvem como sendo zero metros ou na condição de céu claro.

A Figura 23b ilustra a representação dos polígonos empírico ( $Y_i$ ) e teórico dado pela distribuição Beta ajustada. Observa-se um comportamento similar no comportamento das duas variáveis, mas com uma maior aproximação entre elas a partir dos 4400m de altura.

A ogiva de distribuição Beta, teórica e empírica, é mostrada na Figura 23c. Mais uma vez observou-se um comportamento similar entre as duas variáveis. Essa informação ilustra a probabilidade de que o evento, chuva maior ou igual a 5mm, ocorra para uma dada classe.

Para checar se a distribuição Beta ajustava-se ou não aos dados observados, foi realizado o teste estatístico de aderência KS (Komogorov-Smirnov) com as seguintes hipóteses:

- $H_0$  – hipótese inicial: Os dados se ajustam a uma distribuição de probabilidade Beta;
- $H_1$  – hipótese nula: Os dados não podem ser representados por uma distribuição de probabilidade Beta;

Os resultados obtidos para os parâmetros da distribuição Beta,  $\alpha$ ,  $\beta$  e valores mínimo e máximo do ajuste da distribuição são mostrados na Tabela 4, juntamente com os valores obtidos para o teste KS.

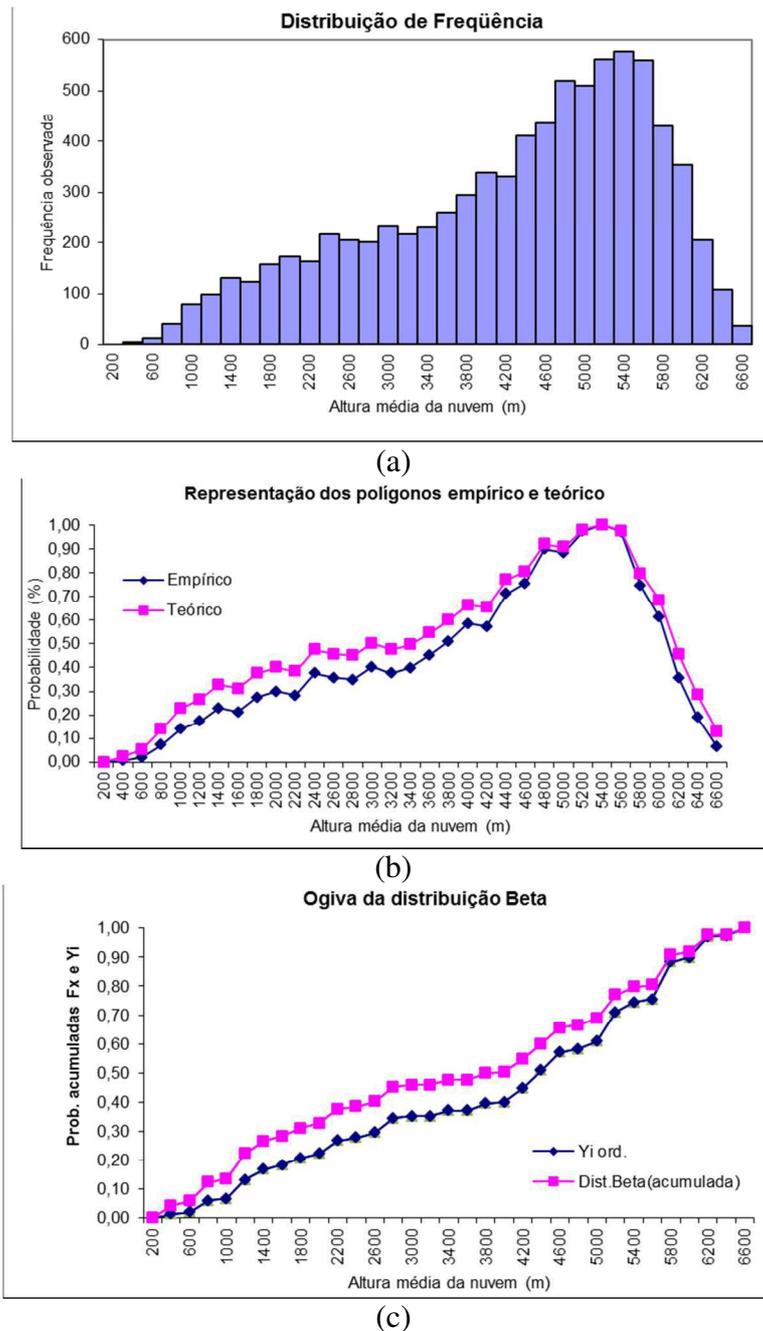


Figura 23 - Gráficos associados a distribuição Beta. Em (a) Histograma de frequência para chuva maior ou igual a 5mm. Em (b) Representação dos polígonos empíricos ( $Y_i$ ) e teóricos (dist. Beta) e em (c) Comparação entre a Ogiva empírica e teórica

Para que a hipótese inicial seja aceita é preciso que a diferença máxima ( $D_{\text{máximo}}$ ) entre as distribuições de probabilidade empírica e teórica das amostras não seja maior do que um determinado  $D_{\text{crítico}}$ , tabelado. Os resultados do teste KS, mostrados na Tabela 4, apontam para a aceitação da hipótese  $H_0$ , dado que o  $D_{\text{máximo}} < D_{\text{crítico}}$ . Ou seja, a probabilidade de ocorrência de chuva, maior ou igual a 5mm/h, para uma determinada altura de nuvem pode ser obtida a partir de uma distribuição do tipo Beta, segundo o teste de aceitação de Kolmogorov-Smirnov.

Tabela 4 - Parâmetros,  $\alpha$ ,  $\beta$ , valores mínimo e máximo de ajuste para a distribuição Beta e teste estatístico KS

Parâmetro	Valor
$\alpha$	0,7440
$\beta$	0,9778
Mínimo (empírico)	0
Máximo (empírico)	577
Teste KS: $D_{(crítico)}$	0,2308
Teste KS: $D_{(máximo)}$	0,1070

Uma vez ajustado o modelo de probabilidade e partindo do limiar de altura média associada à temperatura de 235K (Seção 5.3, Equação 19), pode-se determinar qual a probabilidade de ocorrência de chuva, ou seja, para cada altura do topo da nuvem convectiva, pode-se obter a probabilidade de precipitação maior ou igual a 5 mm/h.

### 5.5. Metadados: cobertura de nuvens

O cálculo da porcentagem de cobertura de nuvens sobre as estações, considerando a porcentagem de nuvens baixas, médias, altas e de céu claro gerou uma grande quantidade de dados. A avaliação desses dados foi voltada principalmente para os casos de ocorrência de chuva sem nuvem (investigação do erro Tipo 2). Para isso, foram selecionados os casos cuja precipitação encontrava-se entre 1 e 5mm/h e identificados os eventos de chuva que ocorreram na condição de céu claro.

Dos 30.520 registros de chuva selecionados, apenas 82 casos foram identificados como sendo suspeitos, ou seja, aproximadamente 0,3% dos dados foram classificados como suspeitos. Isso indica que o modelo apresentou, para esses casos, uma baixa taxa de alertas falsos (se for considerado que as estações estão funcionando corretamente).

Dos 82 registros classificados na condição de chuva sem nuvem ao redor da estação meteorológica, destacou-se o fato de que algumas EMAS apresentaram mais de um registro suspeito. O Quadro 2 apresenta as estações que mais se repetiram nessa categoria.

As estações A419, A319 e A875 se repetem 23, 19 e 13 vezes respectivamente. Dentre as possíveis causas, podem-se citar problemas nos sensores de temperatura, umidade ou no próprio pluviômetro. Não se pode descartar também a possibilidade de efeitos da orografia local estarem provocando precipitação em condições diferenciadas. Tais estações são merecedoras de investigações mais aprofundadas.

Quadro 2 - Relação das 19 estações meteorológicas que apresentaram chuva na condição de céu claro e suas respectivas contagens de erro, segundo o modelo de nuvem

Estação	Registros	Estação	Registros	Estação	Registros
A419	23	A735	2	A521	1
A318	19	A825	2	A546	1
A875	13	A010	1	A551	1
A544	5	A244	1	A739	1
A864	4	A314	1	A915	1
A733	2	A365	1		
A734	2	A436	1		

### 5.6. Identificação de pluviômetros suspeitos

A saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros é mostrada na forma de gráfico na Figura 24 para a estação A002, localizada no município de Goiânia-GO. O gráfico de barras, em vermelho, representa a precipitação observada pelo pluviômetro analisado. A linha verde representa a contagem de sistemas convectivos que atuaram sobre a estação meteorológica, enquanto que, a linha azul representa a contagem de erros do tipo 1 (E1). O erro E1, por sua vez, ocorre sempre que o algoritmo acusa um sistema convectivo sobre a estação meteorológica sem o registro de chuva no pluviômetro. A contagem é zerada sempre o algoritmo identifica nuvens convectivas e é registrada chuva na estação.

Observa-se na Figura 24 que entre os dias 01/08/2012 e 20/09/2012 não foram identificados sistemas convectivos sobre a região. No entanto, a partir do dia 20 de setembro a contagem de sistemas aumenta até o dia 31/12/2012. Por outro lado, observa-se que a contagem dos erros E1 permanece em níveis baixos, quando comparados ao número de sistemas convectivos (a contagem máxima foi de 26 erros consecutivos). Isso indica que, o número de acertos do algoritmo de detecção de chuva não permite o crescimento da contagem do erro E1, uma vez que a contagem é zerada a cada acerto. Esse comportamento é o esperado para um pluviômetro que esteja operando normalmente, caso contrário, seria esperado que a contagem do erro E1 apenas aumente com o passar do tempo. Uma avaliação da Taxa de Acerto (TAC) e da Taxa de Alerta Falso (TAF) é mostrada no Quadro 3 e na Figura 25.

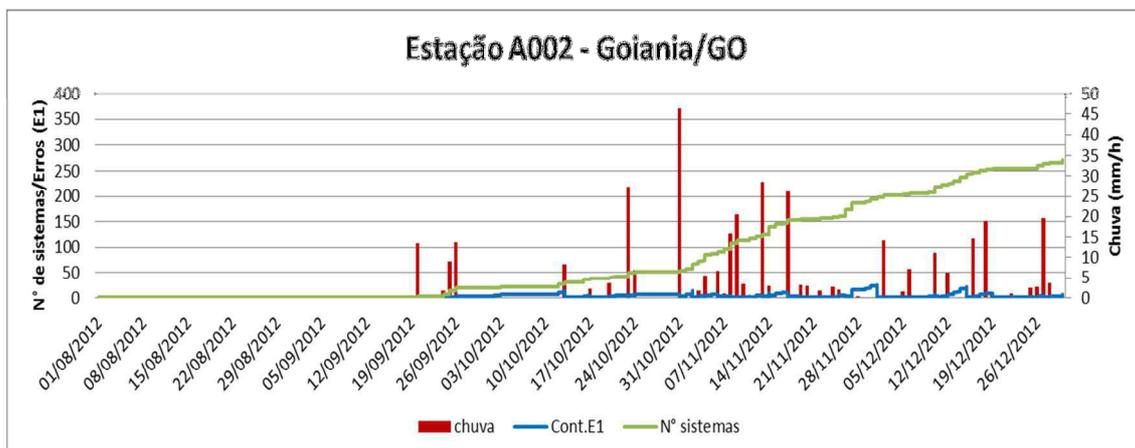


Figura 24 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul)

Quadro 3 - Resultado dos testes estatísticos TAC e TAF para a estação A002, considerando as ocorrências de 1 a 5 sistemas convectivos por dia observado

Qualidade da Estimativa: Estação A002, Goiânia-GO					
Sistemas	1	2	3	4	5
<b>TAC</b>	0,52	0,58	0,66	0,68	0,70
<b>TAF</b>	0,48	0,42	0,34	0,32	0,30

Como se pode observar no Quadro 3, o aumento do número de ocorrências por dia de observação provoca o aumento da taxa de acerto e, conseqüentemente, a redução da taxa de alarme falso. Por outro lado, o número de eventos depende diretamente do tipo de sistema meteorológico que atuou na região.

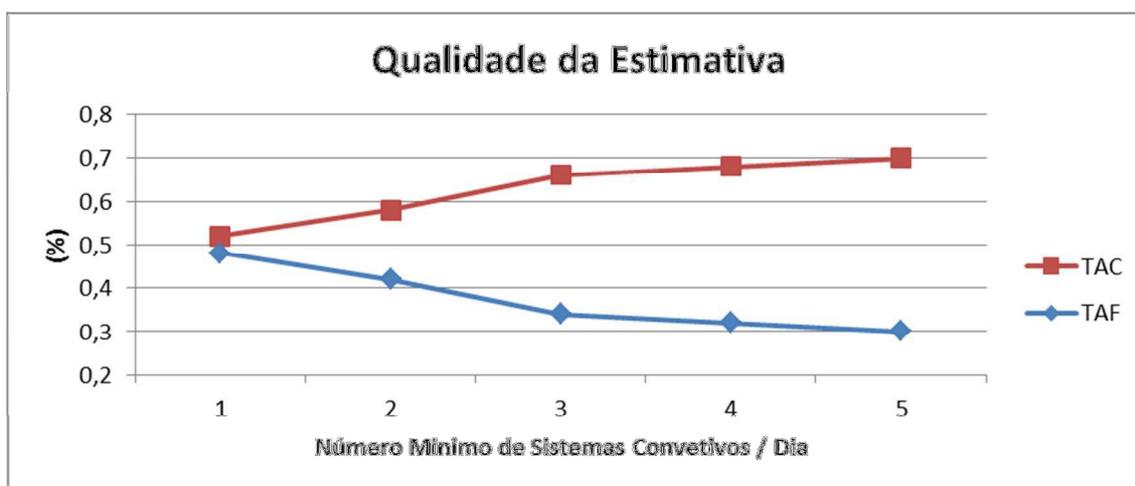


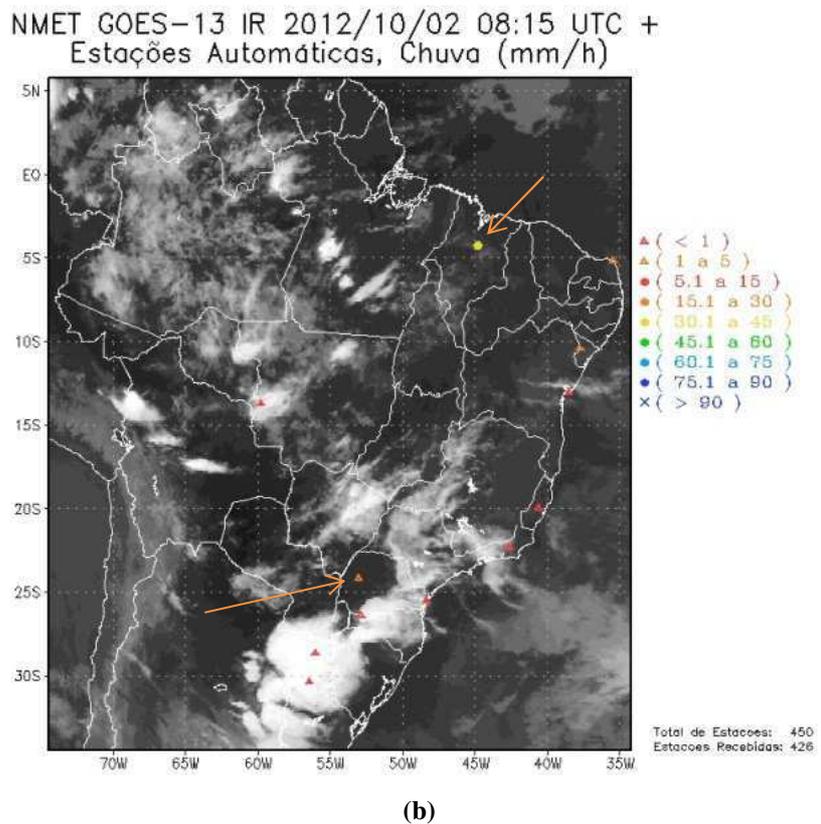
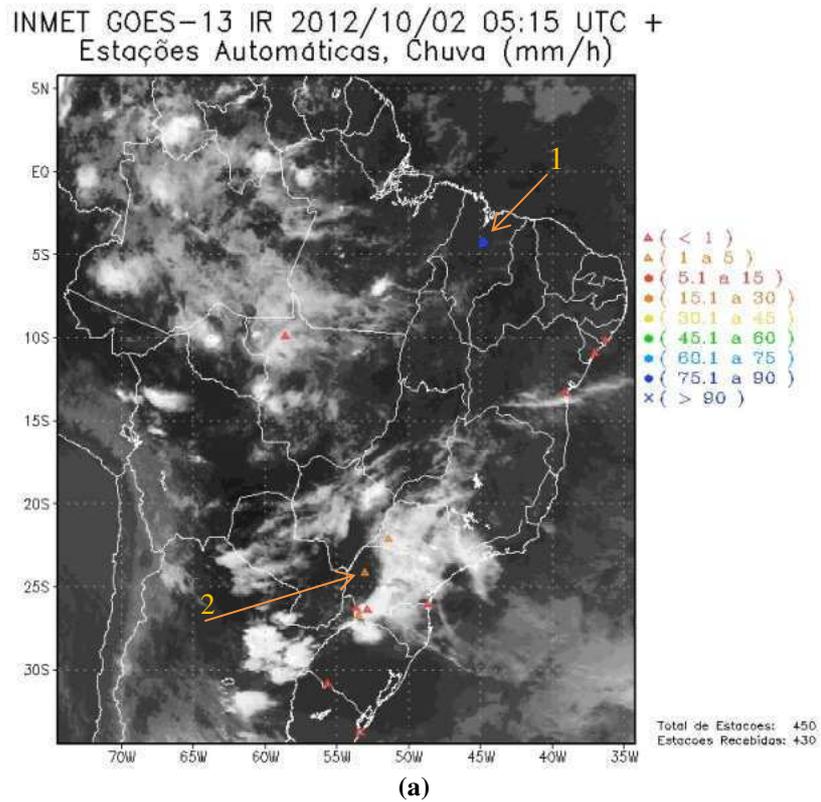
Figura 25 - Taxas de Acerto (TAC) e de Alerta Falso (TAF) para a estação de Goiânia (A002), considerando um número mínimo de eventos convectivos para a geração do alerta de chuva

Foram identificadas duas estações suspeitas a partir da análise das saídas do produto SIMSAT do dia 02/10/2012, (Figura 26 e Figura 27). As estações foram identificadas nas Figuras como sendo (1), a estação A220 (Bacabal – MA) e (2), A825 (Goioerê - PR). A primeira apresenta valores de precipitação muito elevada, na presença de nuvens baixas, normalmente associadas à chuva fraca ou chuveiro. O caso (2) apresenta, nos mesmos horários, precipitação sem a presença de nuvem. Ambos os casos serão discutidos a seguir.

### **5.6.1. Erro do tipo 2: estudo de caso**

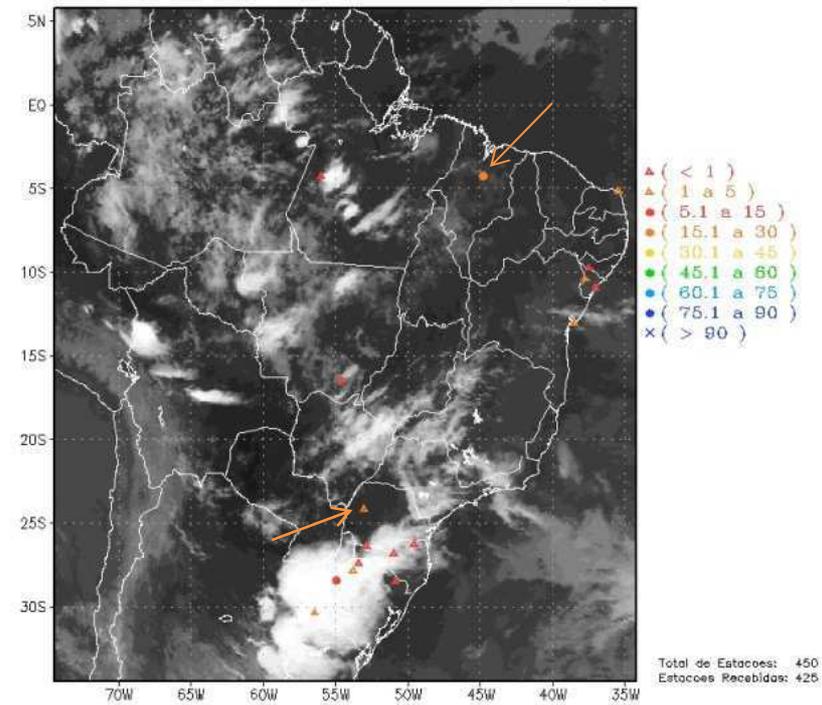
A Figura 26 (caso 1) ilustra o erro Tipo 2 (E2) em que, por exemplo, a EMAS informa chuva em consequência de problemas elétricos internos ou devido a testes realizados na mesma. A estação A220 no município de Bacabal – MA é um exemplo claro do erro do Tipo 2, observado durante o período de estudo. Observa-se na Figura 26a e Figura 26b que a estação A220, no estado do Maranhão, informou chuva na classe de 75 a 90 mm/h às 05:15 (UTC) e de 30 a 45 (mm/h) às 08:15 (UTC) do dia 02 de outubro de 2012. A cor azul para a classe de 75 a 90 mm/h (Figura 26a) deveria ser plotada normalmente sobre nuvens brancas, melhorando o contraste. No entanto, a imagem de satélite mostra ausência de nuvens convectivas sobre todo o estado do MA. A inconsistência, persistiu nas imagens GOES dos horários UTC das 09:15 e 10:15 (Figura 27), horários em que foram recebidas imagens GOES-13. Além da ausência de nuvens, verificou-se no campo de precipitação do modelo CMORPH para as 6h (UTC) a ausência de precipitação na estação A220 (Figura 28).

Essa informação de chuva foi identificada através dos controles internos do INMET como sendo proveniente de defeito na estação e foi posteriormente retirada da base de dados operacionais do INMET. No momento da consulta dos dados dessa dissertação, já haviam sido retirados os dados no período de 31/08/2012 a 31/10/2012.



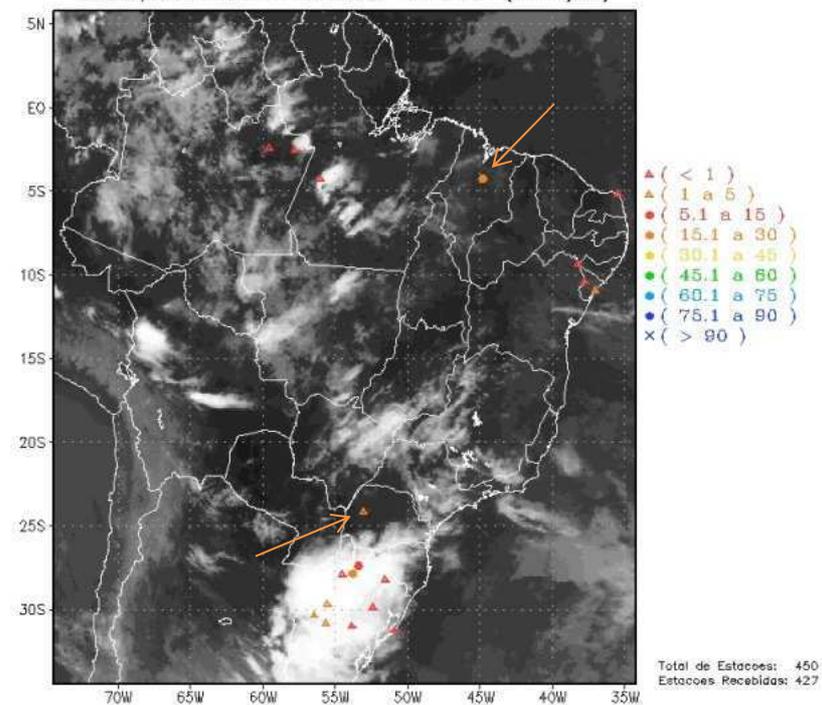
**Figura 26** – Imagens GOES do dia 02/10/2012 nos horários: (a) 05:15, (b) 08:15 (UTC)

INMET GOES-13 IR 2012/10/02 09:15 UTC +  
Estações Automáticas, Chuva (mm/h)



(a)

INMET GOES-13 IR 2012/10/02 10:15 UTC +  
Estações Automáticas, Chuva (mm/h)



(b)

Figura 27 – Imagens GOES do dia 02/10/2012 nos horários: (a) 09:15 e (b) 10:15 (UTC)

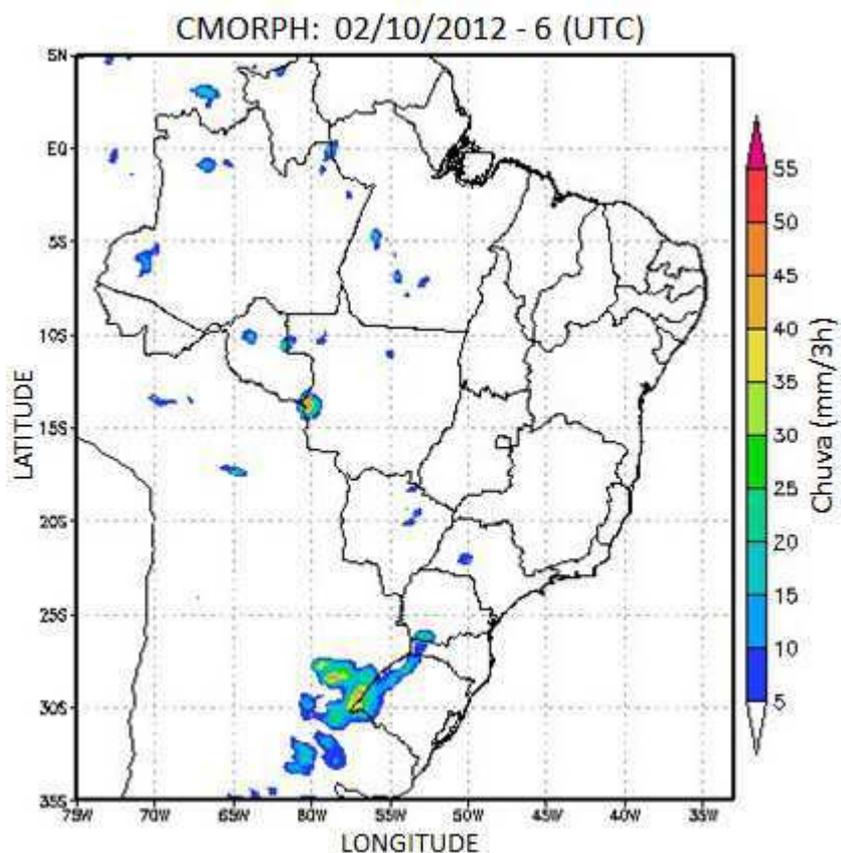


Figura 28 - Campo de precipitação gerado pelo modelo CMORPH para o dia 02/10/2012 às 6:00 (UTC). Acumulado das últimas 3h de chuva

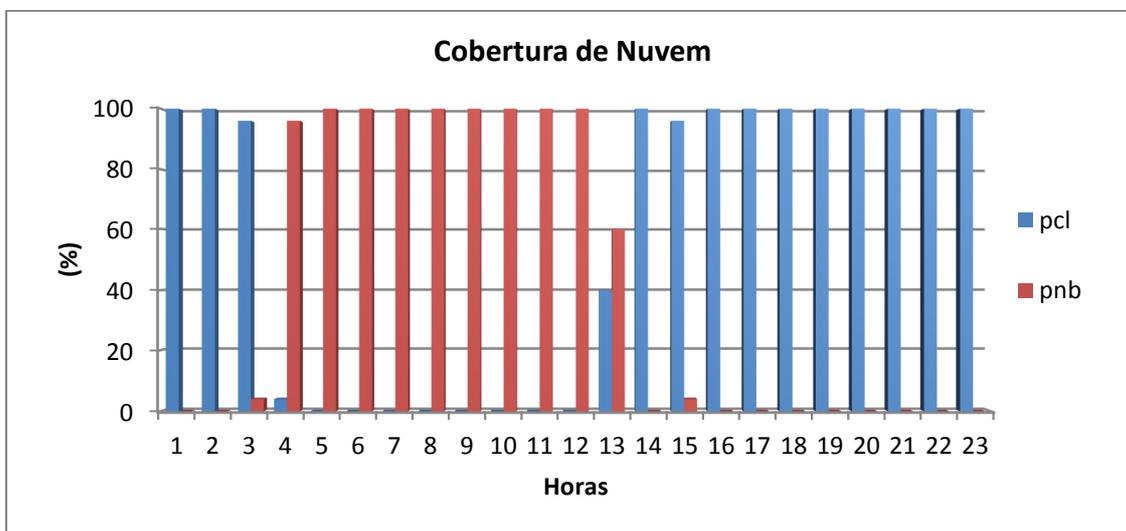
Foram recuperados os arquivos com as transmissões de dados originais da estação A220 para o dia 02/10/2012 com o objetivo de simular a situação real ocorrida no passado. A precipitação informada pelo pluviômetro foi plotada na Figura 29a juntamente com o limite máximo de precipitação permitido para cada altura de nuvem observada. As curvas de limite máximo foram plotadas segundo as Equações 17 (linha verde) e 18 (linha vermelha). A cobertura de nuvens ao redor da estação é mostrada no gráfico de barras da Figura 29b. Observa-se, na cor azul, a porcentagem de céu claro (pcl) e em vermelho a porcentagem de nuvens baixas (pnb). A Figura 30 mostra a probabilidade (Beta) de ocorrência de chuva para cada hora de observação.

A análise dos resultados mostrados na Figura 29 sugere que, apesar de existir uma situação de céu claro durante grande parte do dia, no momento da precipitação (entre 3 e 14 UTC) foi identificada a presença de nuvens baixas sobre a região (Figura 29b). A precipitação observada, no entanto, foi muito superior aos limites máximos esperados para as alturas de nuvens observadas Figura 29a. Além disso, durante os

eventos de maior precipitação (entre 4 e 11 UTC), a probabilidade de precipitação foi sempre menor ou igual a 22%, ou seja, foram observados eventos seguidos de precipitação associados a baixa probabilidade, o que torna o dado mais suspeito (Figura 30). Nesse caso, a contagem de erros do Tipo 2 (E2) para o dia 02/10/2012 seria de três eventos (para a Equação 17) e cinco eventos se considerada a Equação 18.

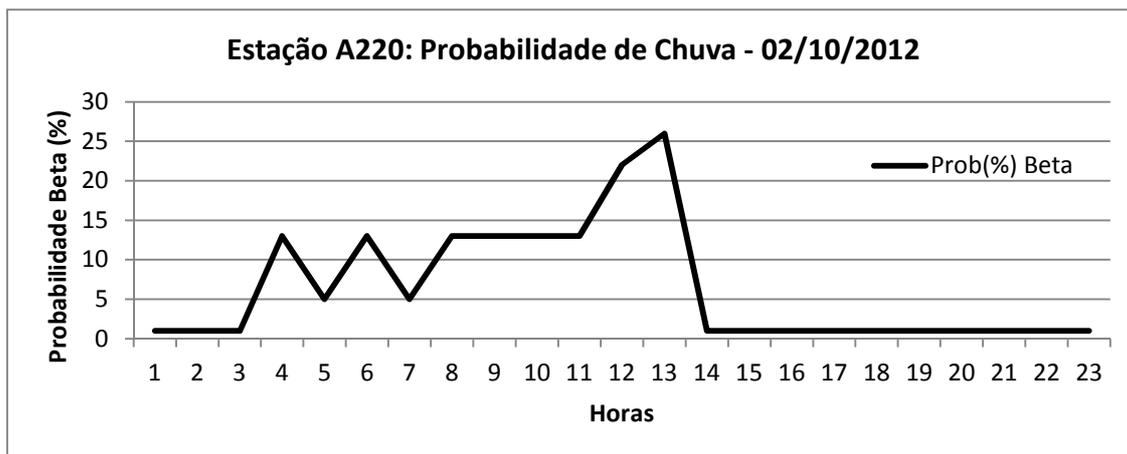


(a)



(b)

Figura 29- Avaliação dos metadados de cobertura de nuvens para a estação A220 no dia 02/10/2012. Em (a), Chuva informada pelo pluviômetro (azul), Precipitação máxima aceitável pelas Equações 17 (verde) e 18 (vermelho). Em (b), porcentagem de cobertura de nuvens baixas (pnb) e de céu claro (pcl)



(c)

Figura 30 - Probabilidade de ocorrência de chuva maior ou igual a 5mm/h para cada hora do dia 02/10/2012

A saída do algoritmo para identificação de erros para a estação A220 é mostrada na Figura 31. Observa-se uma ausência de dados correspondente ao período de dados retirado do banco de dados no INMET.

As linhas nas cores verde (contagem de sistemas convectivos) e azul (contagem de E1) se sobrepõem no período de 01/11/2012 a 31/12/2012, ou seja, o pluviômetro não acusou chuva em nenhuma das vezes em que foi detectada a presença de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica. Isso indica que esses dados também se encontram suspeitos, como de fato, foi constatado pelo INMET no início do ano de 2013, conforme se pode ver na consulta feita ao sistema de análise de séries do INMET (Ver Anexo I).

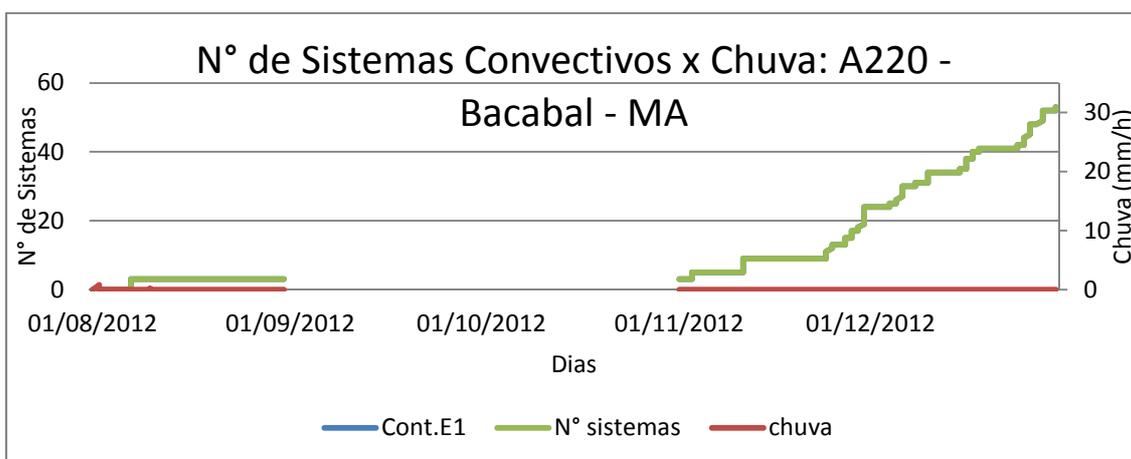


Figura 31 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul)

A estação de A825 (Goioêre-PR), caso 2 (Figura 26) apresentou uma característica diferenciada. Foram identificados dois eventos de chuva na condição de céu claro para essa estação (Seção 5.5, Quadro 2), um deles de 1,6mm/h ocorreu no dia 02/10/2012 as 10:15 (UTC) e é mostrado na imagem GOES da Figura 27b. Por outro lado, a análise das Figuras 27 e 28 mostram a presença de forte atividade convectiva sobre a região leste e central do estado do Paraná. Conforme discutido anteriormente (Seção 5.5), apenas 0,3% dos registros apresentaram precipitação maior ou igual a 1mm/h quando a condição classificada pelo modelo de nuvem era de céu claro. Portanto, esse metadado é bastante significativo pois, dificilmente se observa chuva em tais condições e pode-se configurar o Erro Tipo 2 (chuva sem nuvem).

A sequência das imagens mostra o deslocamento dos sistemas convectivos para a direção leste do estado. Na imagem das 10:15h (UTC) é possível observar a presença de uma grande área de instabilidade associada a uma baixa pressão localizada sobre os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e da região sul do Paraná. No entanto, não se observa nuvens convectivas nas proximidades da estação A825 nesse horário.

O deslocamento dos sistemas convectivos na região sugere que existiu condição de chuva na noite do dia anterior e que, possivelmente, devido a obstrução do pluviômetro tenha ocorrido um acúmulo de água que foi sendo liberada aos poucos. A hipótese de chuva foi confirmada por meio do modelo de precipitação CMORPH que, apresentou chuva entre as 18h do dia 01/10/2012 e 03h do dia 02/10/2012 (Figura 32).

Para que a hipótese de obstrução seja confirmada é preciso que se confirme a ocorrência de erros do Tipo 1 (E1). A investigação da ocorrência do E1 será investigada no próximo capítulo.

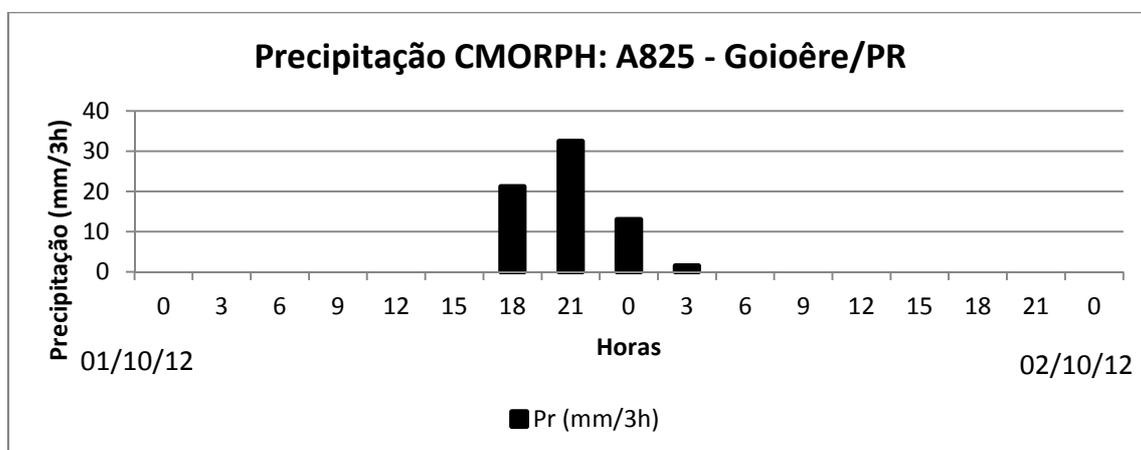


Figura 32 – Precipitação estimada pelo CMORPH para a estação A825 (Goioêre/PR) nos dias 01 e 02/10/2012

### 5.6.2. Erro do tipo 1: estudo de caso

Conforme mostrado na seção anterior, a estação A825 apresentou valores de precipitação em condições suspeitas. Para investigar a hipótese levantada anteriormente, foram selecionados todos os dados referentes a essa estação em busca das evidências que apontem para a obstrução do sensor.

A Figura 33 ilustra a saída do algoritmo proposto para a detecção de erros em pluviômetros para os dias 01 e 02/10/2012 sobre a estação A825. Observa-se que a precipitação (barras vermelhas) tem início na noite do dia 01/out às 22h (UTC). A contagem de sistemas convectivos sobre a estação teve início às 19h do dia 01 e não foram observados sistemas convectivos após às 3h (UTC) do dia 02/out (linha verde). A linha azul (contagem de erros) inicia o dia com 6 erros acumulados atinge 8 às 21h e é zerado às 22h e, a partir daí, não foi registrado mais nenhum erro de estimativa (linha azul permanecendo em zero).

Pode-se observar também que, apesar da contagem de sistemas convectivos ter sido interrompida a partir das 3h do dia 02/out, a precipitação continua até às 12 UTC do dia 02/out. Isso poderia acontecer desde que houvesse a presença de nuvens estratiformes na região. Às 10h, por exemplo, foi registrada chuva sem nuvem ao redor da estação.

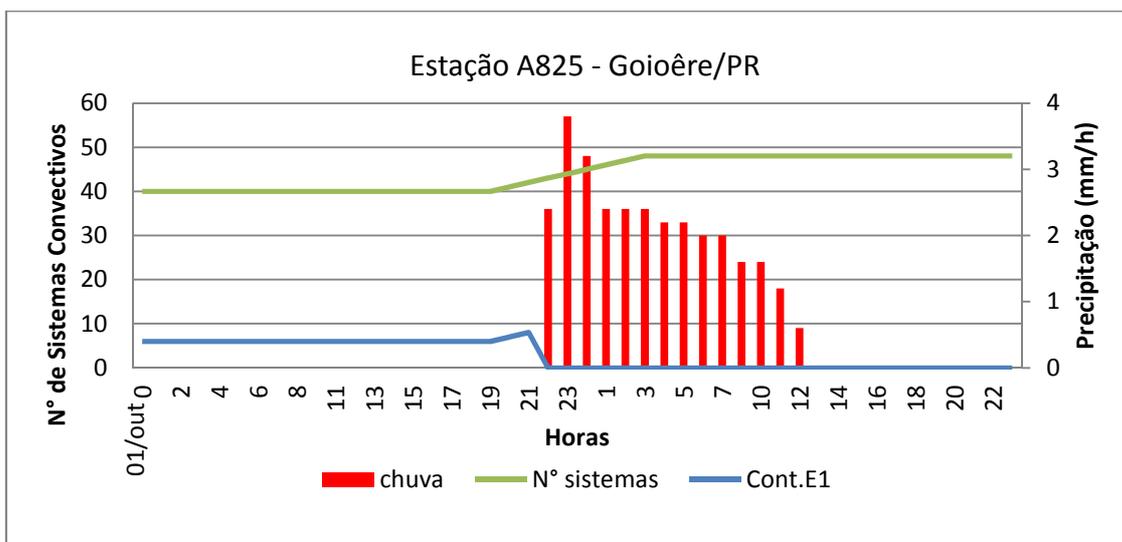


Figura 33 - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul)

Não foi possível a partir dos metadados gerados para os dias 01 e 02/out concluir a existência ou não de problemas no sensor de precipitação. Por esse motivo, foi executada a rodada do algoritmo para todo o período de estudo (Figura 34).

A análise dos metadados gerados, juntamente com os gráficos da Figura 34 mostraram que a contagem dos sistemas convectivos (linha verde) tiveram início no dia 18/set. e, atingiram um valor máximo de 391 eventos (horas de observação cuja estação encontrava-se sob a atuação de um sistema convectivo). A contagem de erro Tipo 1 permanece em baixos níveis até que, a partir do dia 15/out. passa a acumular erros na proporção de um para um, ou seja, nenhuma das 143 observações com a presença de sistema convectivo apresentou chuva sobre a estação até que, no dia 29/nov foi registrada uma precipitação de 30,4mm/h e a contagem de erros é zerada. Esse comportamento não é coerente, uma vez que, o acerto do modelo com a contagem de pelo menos cinco eventos por dia chega a 70% (para a estação de referência, Seção 5.6) e no presente caso, foi de 0% por um longo período. Sendo assim, é altamente provável que o sensor esteja obstruído ou paralisado por outros motivos. Após o dia 10/12/2012 a contagem de erros volta aos níveis baixos, indicando um comportamento normal do pluviômetro.

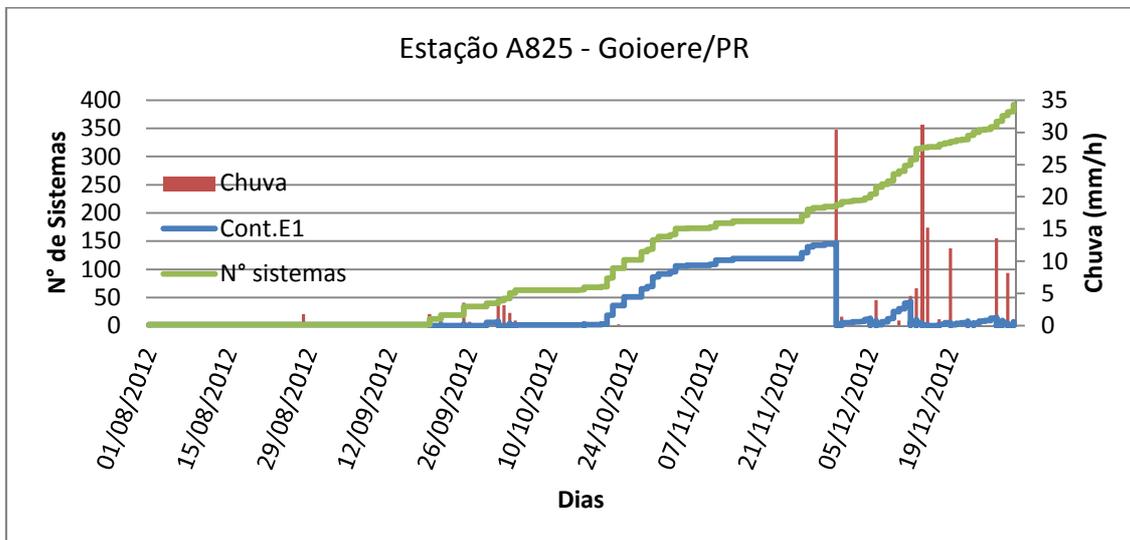


Figura 34- - Saída gerada pelo algoritmo de detecção de erros em pluviômetros. Chuva registrada no pluviômetro (Vermelho), contagem de sistemas convectivos sobre a estação meteorológica (Verde) e contagem de erros consecutivos de detecção de chuva (Azul)

Não consta nos registros de metadados do INMET para a estação A825 nenhum dado suspeito para o atributo de precipitação horária (Anexo II). Por outro lado, essa estação apresentou em seu histórico a presença de ninho de insetos no abrigo da estação

que já haviam afetado o sensor de precipitação no passado inclusive com descarte de dados (Anexo II).

## 6. CONCLUSÃO

O modelo conceitual de nuvem, apesar de simples, foi útil para determinar o limiar de temperatura que distingue a região com presença de nuvens das regiões de céu claro. Foi observado, por exemplo, que em um universo de 30.520 casos de chuva fraca (entre 1 e 5mm/h), apenas 0,3% (82 casos) ocorreram quando o modelo indicou céu claro e, esses casos foram gerados por apenas 19 estações. Sendo que, uma dessas, a A825, apresentou indícios de problemas de obstrução intermitente do sensor de precipitação.

As alturas estimadas pelo modelo de nuvem (limites máximos) foram similares às obtidas no trabalho de MASIKA (2007), no entanto, subestimam as altitudes máximas das nuvens nas regiões tropicais.

Os metadados gerados por essa metodologia foram úteis para a identificação de dados de precipitação suspeitos. Dos casos identificados, a estação de Bacabal (A220) foi comprovadamente identificada como defeituosa pelos sistemas de controle do INMET.

Uma das principais contribuições dessa metodologia é a possibilidade de atribuir metadados de probabilidade de chuva, cobertura de nuvens e contagem do número de horas em que se registrou sistemas convectivos em uma estação quando, por exemplo, o pluviômetro registrava 0mm de chuva dentro do período chuvoso da região.

O limiar de temperatura (235K) que define o início da precipitação convectiva correspondeu a altura média de 3880m. (Seção 5.3) e está associado à probabilidade de ocorrência de 65%

Os metadados gerados auxiliaram, de forma prática e simples, a análise dos dados pluviométricos e permitiram a identificação de dados suspeitos dentro dos registros de dados do INMET. É importante ressaltar que a taxa de acerto para os dias em que os sistemas convectivos estiveram presentes sobre a estação (A002) por pelo menos 5 horas foi de 70%, ou seja, a cada 10 eventos previstos 7 foram detectados corretamente.

É importante ressaltar que os dados dos pluviômetros é que são considerados a verdade de campo e que, normalmente, se utiliza deles para validar as estimativas de precipitação por satélite. Esse trabalho testou a situação inversa, ou seja, dados de satélites foram utilizados para a análise de consistência dos dados de chuva dos pluviômetros e essa é uma área ainda pouco explorada.

## 7. PROPOSTA DE ALGORÍTMO E TRABALHOS FUTUROS

A metodologia apresentou resultados satisfatórios e permitiu a identificação de dados pluviométricos suspeitos dentro da base de dados do INMET. Diante do potencial dessa técnica, sugere-se a implementação operacional do seguinte algoritmo para a detecção automática de dados suspeitos:

- Geração e contagem horária em tempo real dos erros do Tipo 1 (E1): Ausência de chuva mediante o registro consecutivo de sistemas convectivos (precipitantes) sobre a estação.
- Geração e contagem horária em tempo real dos erros do Tipo 2 (E2): Chuva consecutiva sem a presença de nuvens ou com nuvens não associadas a intensidade de chuva máxima prevista por meio das Equações 15 e 16;
- Cálculo das probabilidades de chuva: Consideram-se suspeitos os eventos de chuva consecutiva associadas a baixas probabilidades (E2) ou eventos consecutivos de não chuva associados a altas probabilidades;
- Geração de alertas baseados nos valores característicos de cada região tais como, por exemplo, a estação de A002 (Goiânia/GO) que apresentou o valor máximo de E1 igual a 26 observações.

Como sugestão para trabalhos futuros, propõe-se a geração do campo de probabilidade de chuva associado às classes de probabilidades da seguinte forma:  $P[x] < 5\%$ ,  $5\% < P[x] < 25\%$  e  $25\% < P[x] < 50\%$  para (baixas probabilidades de ocorrência de chuva) e:  $50\% < P[x] < 75\%$  (pouco provável),  $75\% < P[x] < 95\%$ ,  $P[x] > 95\%$  (altamente provável). Essas classes são similares ao produto de probabilidade de acúmulo de precipitação acima de 10 mm em 5 dias por ensemble do CPTEC disponível em (disponível em: <http://agricultura.cptec.inpe.br/>).

A metodologia apresentada nesse trabalho utiliza como critério para a detecção de chuva apenas um limiar de temperatura de brilho do topo da nuvem associada a sistemas convectivos. Esse limiar de temperatura é de 235K e discrimina sistemas convectivos de estratiformes, inicialmente proposto por Negri e Adler (1993) é bastante utilizado na literatura como, por exemplo, podemos citar Conti (2002), que utilizou o limiar de 235K para horários noturnos, e Avila (2006). Por outro lado, discriminar áreas precipitantes, utilizando apenas a temperatura do topo da nuvem como estimador é conhecidamente uma estimativa indireta e pouco precisa, principalmente por

desconsiderar a condição de umidade da atmosfera. Sendo assim, sugere-se que sejam utilizados algoritmos multiespectrais para melhor representar parâmetros físicos da nuvem, tais como:

- Explorar as diferenças de temperatura de brilho entre os canais infravermelho  $IR_{3,9}$  e  $IR_{10,8}$  (ROSENFELD E GUTMAN, 1994, NAUSS et al., 2008), devido ao fato de que essa diferença é sensível ao raio médio da gota de chuva.
- Explorar as diferenças entre os canais de vapor d'água  $VW_{6,3}$ - $VW_{7,3}$ , já que os mesmos respondem ao conteúdo de vapor d'água em diferentes níveis da atmosfera (SCHMETZ et al., 2002) e, em sistemas convectivos intensos a diferença entre eles tende a diminuir (SILVA JÚNIOR, 2010), indicando a saturação da atmosfera nos níveis baixos e altos.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, S A; MOELLER, C C; STRABALA, K I; GERBER, H E; GUMLEY, L E; MENZEL, W P; TSAY, S C. Retrieval of effective microphysical properties of clouds: A wave cloud case study. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 1121–1124, 1998.

ADLER, R. F.; MACK, R. A. Thunderstorm Cloud height - Rainfall Rate Relations for use with Satellite Rainfall Estimation Techniques. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 280-296, 1984.

ADLER, R. F.; NEGRI, A. J. A satellite technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. **Journal Apply Meteorological**, v. 27, p. 30–51, 1988.

ARKIN, P. A. The Relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-Scale array. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1382-1387, 1979.

ARKIN, P. A.; JANOWIAK, J. Analysis of the global distribution of precipitation. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 16, p. 5-16, 1991.

AVILA, A. M. H. **Estimativa de precipitação em regiões tropicais utilizando imagens do satélite GOES 12**. Campinas, SP: Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Agrícola , 2006. 122 p. Tese (Doutorado).

BA, M. B.; GRUBER, A. GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA). **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 8, p. 1500–1514, 2001.

BA, M. B.; NICHOLSON, S. E. Analysis of convective activity and its relationship to the rainfall over the Rift Valley lakes of East Africa during 1983-90 using the Meteosat infrared. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, p. 1250-1264, 1998.

BARRET, E. C. The estimation of monthly rainfall from satellite data. **Monthly Weather Review**, v. 98, n. 10, p. 322-327, 1970.

BARRETT, E. C.; MARTIN, D. W. **The Use of Sattellite Data in Rainfall Monitoring**. Londres: Academic Press, 1981. 340 p.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 87-100, 2000.

BAUM, B. A.; ARDUINI, R. F.; WIELICKI, B. A.; MINNIS, P.; TSAY, S. C. Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data: Night-time oceanic analysis. **Journal Geophysical Res-Atmospheric**, v. 99, p. 5499–5514, 1994.

BELLON, A.; LOVEJOY, S.; AUSTIN, G. L. Combining satellite and radar data for the short-range forecasting of precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1554–1556, 1980.

BEZERRA, W A; LEDO, I M.D; ALMEIDA, J M.V. DE.; OLIVEIRA, M G.R. DE; ATAIDE, K R. DA P. Sistema de Informações Meteorológicas e Imagens de Satélite-SIMSAT. **XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belém-PA, 2010. Anais, Sociedade Brasileira de Meteorologia. Disponível em [www.cbmet2010.com](http://www.cbmet2010.com). Acessado em novembro de 2011.

CONTI, G. N. **Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto**: estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul (Dissertação de Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002.

CPC. CPC: Monitoring and Data - Global Precipitation Analyses. **Climate Prediction Center**, 2012. Disponível em: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph\\_description.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html). Acesso em: 11 set. 2012.

CRESSMAN, G. P. **An Operational Objective Analysis System**. Washington, D.C.: U.S. Weather Bureau, 1959.

EUMETSAT. Data & Products - Atmosphere. **EUMETSAT**, 6 out. 2010. Disponível em: [http://www.eumetsat.int/idcplg?IdcService=GET\\_FILE&dDocName=PDF\\_TH\\_FACTSHEET&RevisionSelectionMethod=LatestReleased](http://www.eumetsat.int/idcplg?IdcService=GET_FILE&dDocName=PDF_TH_FACTSHEET&RevisionSelectionMethod=LatestReleased). Acesso em: 18 abr. 2012.

FERRARO, R. R. SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 16715-16735, 1997.

FERRARO, R. R.; WENG, N. C.; GRODY, L.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 17, p. 2669-2672, 2000.

GRUBER, A.; LEVIZZANI, V. Assessment of Global Precipitation Products. **World Climate Research Programme - WCRPREPORT**, p. 50, Maio 2008. WMO/TD-No. 1430. A project of the World Climate Research Programme.

HOUZE, R. A. J. **Cloud Dynamics**. San Diego: Academic Press, 1993. 573 p.

HUANG, H. L. et al. Inference of ice cloud properties from high spectral resolution infrared observations. **IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING**, v. 42, n. 4, p. 842-853, 2004.

INMET. NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DO BRASIL 1961-1990. **INMET - Instituto Nacional de Meteorologia**, 2013. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 28 out. 2013.

INOUE, T. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu\text{m}$  window region. **Journal of the meteorological society of Japan**, v. 63, p. 88–98, 1985.

INOUE, T. A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 3991-4000, 1987.

KAWAMOTO, K.; NAKAJIMA, T.; NAKAJIMA, T. Y. A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. **Journal of Climate**, v. 14, n. 9, p. 2054-2068, 2001.

KIDD, C.; LEVIZZANI, V. Status of satellite precipitation retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 1109-1116, fev. 2011.

KOKHANOVSKY, A. A.; ROZANOV, V. V.; NAUSS, T.; REUDENBACH, C.; DANIEL, J. S.; MILLER, H. L.; BURROWS, J. P. The semianalytical cloud retrieval algorithm for SCIAMACHY. I: The validation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 1905–1911, 2006.

KOKHANOVSKY, A. A.; ROZANOV, V. V.; ZEGER, E. P.; BOVENSMANN, H.; BURROWS, J. P. A semi-analytical cloud retrieval algorithm using backscattered radiation in 0.4–2.4 micrometers spectral range. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 4008, 2003. ISSN doi:10.1029/2001JD001543.

KULIGOWSKI, R. J. A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 112-130, 2002.

KUMMEROW, C Y; HONG, W S; OLSON, S; YANG, R F; ADLER, J; MCCOLLUM, R; FERRARO, G. Evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, p. 1801-1820, 2001.

LEITHOLD, L. **O cálculo com geometria analítica**. São Paulo: Harper & Row do Brasil, 1977.

LENSKY, I. M.; ROSENFELD, D. A night-time delineation algorithm for infrared satellite data based on microphysical considerations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p. 1218–1226, 2003.

LEVIZZANI, V. R.; AMORATI, R.; MENEGUZZO, F. **A review of satellite-based rainfall estimation methods**. European Commission Project MUSIC. Bologna, p. 66. 2002. (EVK1-CT-2000-00058).

LOVEJOY, S.; AUSTIN, G. L. The Delineation of Rain Areas from Visible and IR Satellite Data from GATE and Mid-latitude. **Atmosphere Ocean**, v. 17, n. 1, p. 77-92, 1979.

MASIKA, P. S. **Meteosat Second Generation (MSG) Cloud Mask, Cloud Property Determination and Rainfall Comparison with in-situ Observations**. Netherlands: International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, 2007.

MENZEL, W. P.; SMITH, W. L.; STEWART, T. R. Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. **Journal of Applied Meteorology**, v. 22, p. 377-384, 1983.

NAKAJIMA, T. Y.; NAKAJIMA, T. Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 4043-4059, 1995.

NASA. NASA's NPP Satellite Acquires First VIIRS Image. **NASA - Home**, 2011. Disponível em: <[http://www.nasa.gov/mission\\_pages/NPP/news/viirs-firstlight.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/NPP/news/viirs-firstlight.html)>. Acesso em: 22 mar. 2012.

NAUSS, T.; KOKHANOVSKY, A. A. Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using multispectral satellite data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 5031–5036, 2006.

NAUSS, T.; KOKHANOVSKY, A. A. Assignment of rainfall confidence values using multispectral satellite data at mid-latitudes: first results. **Advances in Geosciences**, v. 10, p. 99-102, 2007.

NAUSS, T.; KOKHANOVSKY, A. A.; NAKAJIMA, T. Y.; REUDENBACH, C.; BENDIX, J. The intercomparison of selected cloud retrieval algorithms. **Atmospheric Research**, v. 78, p. 46-78, 2005.

NAUSS, THOMAS; THIES, BORIS; TUREK, ANDREAS; BENDIX, JÖRG; KOKHANOVSKY, ALEXANDER. Operational discrimination of raining from non-raining clouds in mid-latitudes using multispectral satellite data. In: MICHAELIDES, S. **Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction**. 1ª. ed. Berlin: Springer, v. I, 2008. Cap. 7, p. 540. ISBN: 978-3-540-77654-3.

NEGRI, A. J.; ADLER, R. F. Relation of satellite-based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall. **Journal of Applied Meteorology**, v. 20, p. 288-300, 1981.

NEGRI, A. J.; ADLER, R. F. An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over Japan and surrounding waters. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 2, p. 357-373, 1993.

NOVO, E. M. L. D. M. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. São José dos Campos: Edgar Blücher, 1989. 308 p.

OMM. IMAGER\_GOES. **World Meteorological Homepage | WMO**, 2012. Disponível em:

<[http://www.wmo.int/pages/prog/sat/Instruments\\_and\\_missions/IMAGER\\_GOES.html](http://www.wmo.int/pages/prog/sat/Instruments_and_missions/IMAGER_GOES.html)>. Acesso em: 12 abr. 2012.

RODRIGUES, J. E.; LUCAS, E. W. M. **INMET EXPERIENCE IN DEPLOYING ITS NETWORK OF AUTOMATIC WEATHER STATIONS SURFACE**. em: WMO TECHNICAL CONFERENCE ON INSTRUMENTS AND METHODS OF OBSERVATION. Helsink: World Meteorological Organization. 2010. p. 10. CD-ROM (Instruments and observing methods report, n. 104).

ROSENFELD, D.; GUTMAN, G. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. **Atmospheric Research**, v. 34, p. 259-283, 1994.

SCHMETZ, JOHANNES; PILI, PAOLO; TJEMKES, STEPHEN; JUST, DIETER; KERKMANN, JOCHEN; ROTA, SERGIO; RATIER, ALAIN. AN INTRODUCTION TO METEOSAT SECOND GENERATION (MSG). **American Meteorological Society**, v. 83, n. 7, p. 977-992, 2002.

SCOFIELD, R. A. The NESDIS operational convective precipitation technique. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1773-1792, 1987.

SCOFIELD, R. A. Comments on "A quantitative assessment of the NESDIS Auto-Estimador." **Weather and Forecasting**, v. 16, p. 277-278, 2001.

SCOFIELD, R. A.; OLIVER, V. J. **A Scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery**. Washington: NOAA Technical Memorandum NESS, v. 86, 1977. 60 p.

SEASPACE. TeraScan Help. **SeaSpace.com**, 2010. Disponível em: <<http://www.seaspace.com/technical/protected/html/>>. Acesso em: 29 novembro 2013.

SILVA JÚNIOR, I. W. D. **DESENVOLVIMENTO DE APLICAÇÕES OPERACIONAIS PARA O MONITORAMENTO METEOROLÓGICO, AMBIENTAL E OCEANOGRÁFICO UTILIZANDO DADOS DO SISTEMA EUMETCast**. Maceió: UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS, 2010.

THIES, B.; NAUSS, T.; BENDIX, J. Discriminating raining from non-raining cloud areas at mid-latitudes using meteosat second generation SEVIRI night-time data. **Meteorological Applications**, v. 15, p. 219-230, 2008. ISSN DOI: 10.1002/met.56.

TSONIS, A. A.; ISAAC, G. A. On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, n. 11, p. 1208-1218, 1985.

VICENTE, G A; SCOFIELD, R A; MENZEL, W P. The Operational GOES Infrared Rainfall Estimation Technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, p. 1883-1898, 1998.

VICENTE, G. A.; DAVENPORT, J. C.; SCOFIELD, R. A. The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite estimation. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 2, p. 221-230, 2002.

WOLTERS, E. L. A.; VAN DEN HURK, B. J. J. M.; ROEBELING, R. A. Evaluation of rainfall retrievals from SEVIRI reflectances over West Africa using TRMM-PR and CMORPH. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 437–451, 2011.

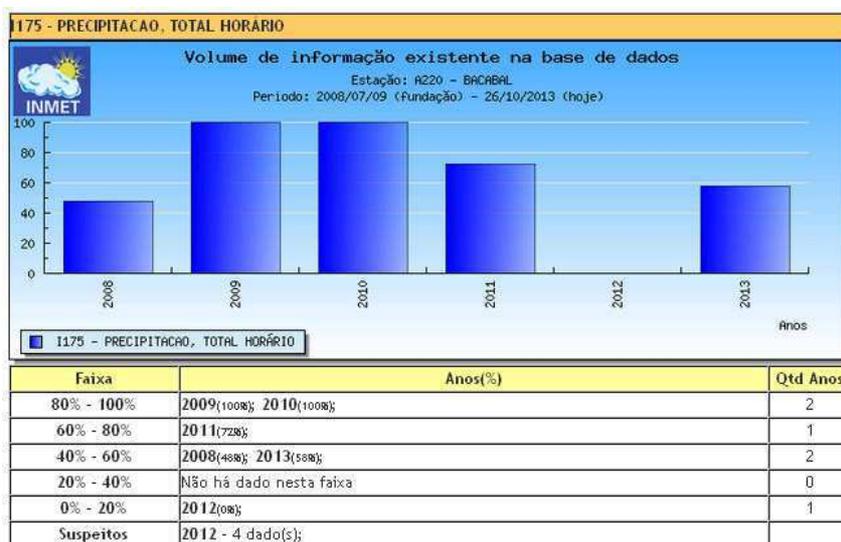
WOODLEY, W. L.; SANCHO, B.; MILLER, A. H. Rainfall estimation from satellite cloud photographs. **NOAA Technical Memorandum ERL OD-11**, p. 43, 1972.

WU, M. Radiation properties and emissivity parametrization of high level thin clouds. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 1138-1147, 1984.

## ANEXO I – SISTEMA DE ANÁLISES DE SÉRIES DO INMET PARA A ESTAÇÃO A220 (BACABAL/MA)

“...confirmado incoerência), Pane no registrador de chuva. A pedido da SEGER os dados de precipitação foram isolados do banco de dados partir do dia 26/09/2012, o sensor de precipitação entrou em curto e estava registrando valores de chuva não ocorridos. Conforme solicitação da SEGER os dados de precipitação da EMA no período de 26/09/2012 a 03/10/12 foram excluídos. Conforme informações do técnico, a partir de 16 UTC do dia 04/10/2012 o sensor de precipitação que estava queimado foi desligado e o sensor de umidade recuperado. Ainda foi realizado teste de precipitação na estação de Bacabal em 04/10/2012 14 UTC de 1.4mm que deve ser desconsiderado. Desconsiderar os valores de precipitação do mês de SETEMBRO/2012 (com registro de precipitação 0,0mm e confirmado incoerência), Pane no registrador de chuva. Desconsiderado a precipitação de OUTUBRO/2012 (com registro de precipitação 0,0mm e confirmado incoerência), pane no registrador de chuva. Desconsiderado os valores de precipitação do mês de NOVEMBRO e DEZEMBRO/2012 (com registro de precipitação 0,0mm e confirmado incoerência), Pane no registrador de chuva. Foram excluídos os dados de precipitação (diário e mensal) da estação de 01/10/2011 a 31/01/2013 (todos os horários). Desconsiderado as precipitações de JAN/2013 (com registro de precipitação 0,0mm e confirmado incoerência), pane no registrador de chuva...”

(a)



(b)

Anexo I: Estação A220 - Registro dos metadados gerados pelas equipes de manutenção: Adaptado da tela do Sistema de Análise On-line de Séries de Dados Meteorológicos do Serviço de Processamento da Informação da Coordenação de Modelagem Numérica do INMET (SEPINF/CMN/INMET). Em (a) Relatório de ocorrências/intervenções na estação. Em (b), total de dados transmitidos pela estação

## ANEXO II – SISTEMA DE ANÁLISES DE SÉRIES DO INMET PARA A ESTAÇÃO A825 (GOIOÊRE/PR)

A825 - GOIOERE (7 Anos)

## Parâmetros da estação:

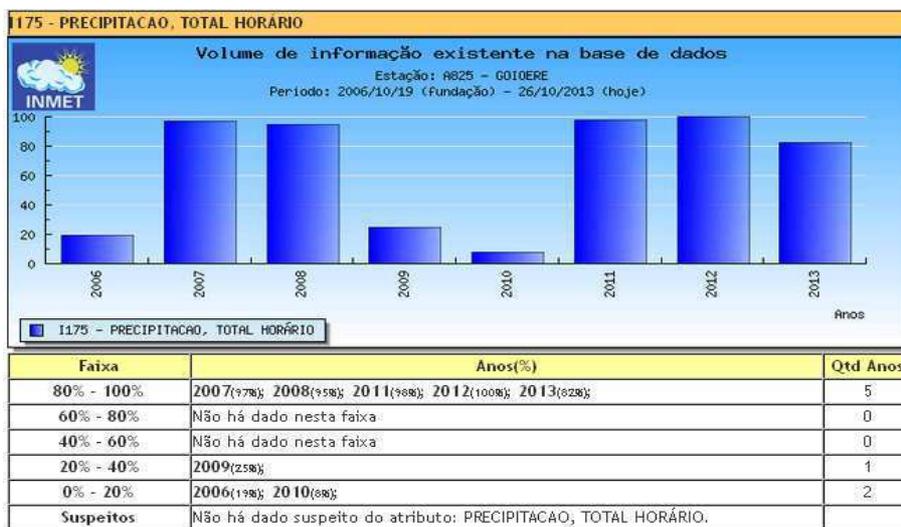
Classificação: **Superfície Automática**  
 Latitude: **-24.18499999**  
 Longitude: **-53.0286111**  
 Altitude: **468**  
 UF: **PR**  
 Distrito: **08°**  
 Situação: **Operante**  
 Início Operação: **2006/10/19**

## Observações:

Sistema Autotrac. ACT D08/068/2006 assinado em 30/11/2006, com a Coagel Cooperativa Agroindustrial; Venc.: 30/11/2009. Os dados de temperatura e umidade da estação de Goioerê/PR, foram descartado entre 27/08/11 e 11/10/11;

ninho de insetos no abrigo da estação. Os dados de precipitação da estação automática de no período de abril de 2009 a novembro de 2010 foram isolados no banco de dados por serem suspeitos.

(a)



(b)

Anexo II: Estação A825 - Registro dos metadados gerados pelas equipes de manutenção: Adaptado da tela do Sistema de Análise On-line de Séries de Dados Meteorológicos do Serviço de Processamento da Informação da Coordenação de Modelagem Numérica do INMET (SEPINF/CMN/INMET). Em (a) Relatório de ocorrências/intervenções na estação. Em (b), total de dados transmitidos pela estação.