

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza

**INTERPOLAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA OBSERVADA COM A
ESPECIFICAÇÃO DA ÁREA DE COBERTURA DA PRECIPITAÇÃO
BASEADA EM DADOS DO SATÉLITE GOES: UMA APLICAÇÃO A
EVENTOS SEVEROS NO SUL DO BRASIL**

Santa Maria, RS
2017

Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza

**INTERPOLAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA OBSERVADA COM A
ESPECIFICAÇÃO DA ÁREA DE COBERTURA DA PRECIPITAÇÃO BASEADA EM
DADOS DO SATÉLITE GOES: UMA APLICAÇÃO A EVENTOS SEVEROS NO SUL DO
BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADOR: Prof. Jônatan Dupont Tatsch

Santa Maria, RS
2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Mendoza, Felipe

Interpolação da precipitação horária observada com a especificação da área de cobertura da precipitação baseada em dados do satélite GOES: uma aplicação a eventos severos no sul do Brasil / Felipe Mendoza.- 2017.
55 p. ; 30 cm

Orientador: Jônatan Tatsch

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2017

1. Interpolação 2. IDW 3. GOES12 4. GSMAP 5. CMORPH I. Tatsch, Jônatan II. Título.

©2017

Todos os direitos autorais reservados a Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: lipetheo.mendoza@gmail.com

Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza

**INTERPOLAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA OBSERVADA COM A
ESPECIFICAÇÃO DA ÁREA DE COBERTURA DA PRECIPITAÇÃO BASEADA EM
DADOS DO SATÉLITE GOES: UMA APLICAÇÃO A EVENTOS SEVEROS NO SUL DO
BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

Aprovado em 15 de março de 2017:

Jônatan Dupont Tatsch, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Michel Muza, Dr. (IFSC)

Vagner Anabor, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS
2017

AGRADECIMENTOS

Ao professor Jônatan Tatsch por me fornecer com generosidade o que há de mais valioso: sua sabedoria e experiência durante os três anos que estive sob sua orientação. Ao senhor, muito obrigado.

Aos meus colegas de laboratório, de profissão e também amigos Carolina, Caroline, Daia, Guilherme, Lissette e Gabriela por TODOS os momentos de apoio durante toda a minha evolução pessoal e acadêmica.

Ao meu mais que melhor amigo Roilan. Cada letra desta dissertação é dedicada a você.

Aos meus amigos André, Flávia, Karol e Nicolle que desde o início do curso, de alguma forma, fizeram meus dias serem mais leves e felizes. Amo cada um de vocês.

A melhor mãe do mundo Érica, irmãos Fernando e Amanda e aos meus avós Raphael e Cleusa. Em meio a tempestade (apesar de sempre ter me fascinado por elas), vocês são o meu norte. Eu amo vocês.

Agradeço a toda família Theodorovitz. Sem cada um de vocês nada disso seria possível.

A Lai e ao Franciano pela amizade. Lai, não tenho palavras pra te agradecer sobre os últimos dias (PS.: quero mais bolonhesa!). Vocês são muito especiais. Obrigado pela amizade, pelo acolhimento e pela força.

Agradeço aos professores do curso de Meteorologia da UFSM. A vocês, serei eternamente grato.

A todos que de alguma forma fizeram parte de todo o processo que me trouxe até aqui. Gil, Elizete, Evandro, Rebeca, Nina... vocês também fazem parte desta conquista.

RESUMO

INTERPOLAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA OBSERVADA COM A ESPECIFICAÇÃO DA ÁREA DE COBERTURA DA PRECIPITAÇÃO BASEADA EM DADOS DO SATÉLITE GOES: UMA APLICAÇÃO A EVENTOS SEVEROS NO SUL DO BRASIL

AUTOR: Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza

ORIENTADOR: Jônatan Dupont Tatsch

A caracterização da ocorrência espaço-temporal da precipitação é fundamental para quantificação adequada da disponibilidade hídrica regional, na forma de vazão nos rios, da demanda hídrica pelos ecossistemas naturais e agrícolas, na forma de evapotranspiração e caracterização de eventos severos, como secas e enchentes. A quantificação adequada destes eventos está diretamente relacionada à qualidade da medida da precipitação, através do ciclo hidrológico terrestre. Nesta pesquisa são selecionados eventos ocorridos entre os anos de 2011 e 2016 quando existe reporte de desastres naturais pela Defesa Civil do Rio Grande do Sul. É proposta uma metodologia que simule a intensidade e especifique a área de cobertura da precipitação. Para isso, combina-se o método de interpolação Ponderada pelo Inverso da Distância (IDW) com otimização de seus parâmetros p e dx através de validação cruzada e dados do satélite GOES12 no canal infravermelho-4km (IDW.LTBh). Para isso foram utilizados dados no Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional das Águas (ANA) e Defesa Civil-RS (DC-RS) que combinados definem os eventos de estudo. A partir dos dados horários do INMET e diários da ANA, foram analisadas metodologias para definição de limiares de temperatura de brilho que determinam as regiões de chuva e não chuva (Limiar de Temperatura de Brilho Horário (LTBh), Limiar de Temperatura de Brilho por Evento (LTBev) e Limiar de Temperatura de Brilho Otimizado (LTBotim)). A partir disso, é aplicado o método IDW otimizado por validação cruzada dentro de cada região definida pelos limiares (máscaras). Os resultados das máscaras com os diferentes limiares de temperatura de brilho e da validação cruzada foram avaliados com o CSI, MAE e NRMSE e com outras duas metodologias de estimativa de precipitação através de sensoriamento remoto: o GSMAP e CMORPH. O resultado dos parâmetros para o MAE mostraram-se com melhores resultados para o LTBh. Porém, recomenda-se o teste com vários índices estatísticos para a validação cruzada, pois os índices estatísticos mostraram-se sensíveis para cada caso de evento severo. O método LTBh e LTBotim mostraram-se similares quanto a avaliação qualitativa da precipitação, porém, na avaliação quantitativa (PC e CSI), o LTBh obteve resultados superiores.

Palavras-chave: Sul do Brasil. Interpolação. IDW. GOES12. GSMAP. CMORPH

ABSTRACT

INTERPOLATION OF THE OBSERVED HOURLY PRECIPITATION WITH THE SPECIFICATION OF THE RAINFALL COVERAGE AREA BASED ON GOES SATELLITE DATA: AN APPLICATION TO SEVERE EVENTS IN SOUTHERN BRAZIL

AUTHOR: Felipe Raphael Theodorovitz Mendoza

ADVISOR: Jônatan Dupont Tatsch

The characterization of the space-time occurrence of precipitation is fundamental for adequate quantification of the regional water availability, in the form of flow in the rivers, of the water demand by the natural and agricultural ecosystems, in the form of evapotranspiration and characterization of severe events, such as droughts and floods. The adequate quantification of these events is directly related to the quality of precipitation measurement, through the terrestrial hydrological cycle. In this research are selected events occurred between the years of 2011 and 2016 when there is a report of natural disasters by the Civil Defense of Rio Grande do Sul. A methodology is proposed that simulates the intensity and specifies the area of coverage of the precipitation. For this, the Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation method is combined with optimization of its parameters p and dx through cross-validation and data from the GOES12 satellite in the infrared channel (IDW).LTBh). For that, we used data from the National Institute of Meteorology (INMET), National Water Agency (ANA) and Civil Defense-RS (DC-RS) that, when combined, define the study events. Methodologies for defining brightness temperature thresholds that determine the rainfall and non-rainfall regions (Temperature Range of Time Brightness (LTBh)), Temperature Threshold (LTBev)) and Optimized Brightness Temperature Limit (LTBotim)). From this, the IDW optimized method is applied by cross-validation within each region defined by the thresholds (masks). The results of the masks with different brightness temperature thresholds and cross validation were evaluated with CSI, MAE and NRMSE and with two other methods of precipitation estimation through remote sensing: *GSMAP* and *CMORPH*. The result of the parameters for the MAE showed better results for the LTBh. However, it is recommended the test with several statistical indices for cross-validation, since the statistical indices were sensitive for each case of severe event. The LTBh and LTBotim methods were similar for the qualitative evaluation of the precipitation, but in the quantitative evaluation (PC and CSI), LTBh obtained better results.

Keywords: Southern Brazil. Interpolation. IDW. GOES12. GSMAP. CMORPH

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>ADEOSII</i>	<i>Advanced Earth Observing Satellite-II</i>
<i>AMSR</i>	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
<i>AMSRE</i>	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System</i>
<i>ANA</i>	Agência Nacional das Águas
<i>AVADAN</i>	Avaliação de Danos
<i>CMORPH</i>	<i>NOAA-NCEP Climate Prediction Center (CPC) Morphing Technique</i>
<i>CPC</i>	<i>Climate Prediction Center</i>
<i>CSI</i>	Índice de Sucesso Crítico
<i>DCRS</i>	Defesa Civil do Rio Grande do Sul
<i>DN</i>	Desastres Naturais
<i>DMSP</i>	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>
<i>EA</i>	Evento Adverso
<i>EAH</i>	Evento Adverso Hidrológico
<i>ESP</i>	Evento Severo Precipitante
<i>EMA</i>	Estação Meteorológica Automática
<i>EPH</i>	Evento de Precipitação Horária
<i>GOES</i>	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
<i>GSMAP</i>	<i>Global Satellite Mapping of precipitation</i>
<i>GSMAP_{gc}</i>	<i>Global Satellite Mapping of precipitation gauge</i>
<i>IBGE</i>	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
<i>IDW.LTB_h</i>	Ponderação pelo Inverso da Distância com Limiar de Temperatura de Brilho horária
<i>INMET</i>	Instituto Nacional de Meteorologia
<i>IP</i>	Interpolação Padrão
<i>JAXA</i>	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
<i>LTB_{ev}</i>	Limiar de Temperatura de Brilho por evento

<i>LTBh</i>	Limiar de Temperatura de Brilho horária
<i>LTBotim</i>	Limiar de Temperatura de Brilho Diário Otimizado
<i>MAE</i>	Erro Absoluto Médio
<i>MSE</i>	Erro Quadrático Médio
<i>MVK</i>	<i>Moving Vector with Kalman</i>
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<i>ND</i>	Números Digitais
<i>NOPRED</i>	Notificação Preliminar de Desastres
<i>NRMSE</i>	Raiz do Erro Quadrático Médio Normalizado
<i>PC</i>	Proporção de Previsão Correta
<i>PMW</i>	<i>Passive Microwave</i>
<i>PR</i>	Paraná
<i>PLU</i>	Estação Pluviométrica
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>SC</i>	Santa Catarina
<i>SCM</i>	Sistema Convectivo de Mesoescala
<i>SSM/I</i>	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
<i>TB</i>	Temperatura de Brilho
<i>TMI</i>	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager</i>
<i>TRMM</i>	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	OBJETIVOS	10
1.1.1	Objetivo Geral	10
1.1.2	Objetivos Específicos	11
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	12
2.1	ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO	12
2.2	DESASTRES NATURAIS E EVENTOS SEVEROS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA	13
2.3	CLIMATOLOGIA DA REGIÃO SUL DO BRASIL	15
3	DADOS	18
3.1	DEFESA CIVIL - RS	18
3.2	ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS	18
3.3	ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS	20
3.4	IMAGENS DE SATÉLITE GOES NO CANAL INFRAVERMELHO-4	21
3.5	ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO DO <i>GSMAP</i> E <i>CMORPH</i>	23
4	MÉTODOS	25
4.1	ÍNDICES ESTATÍSTICOS	25
4.2	SELEÇÃO DE EVENTOS SEVEROS PRECIPITANTES (<i>ESP</i>)	26
4.3	COMBINAÇÃO DE DADOS DE SUPERFÍCIE E IMAGENS DE SATÉLITE	28
4.4	DETERMINAÇÃO DA ÁREA DE PRECIPITAÇÃO	29
4.5	INTERPOLAÇÃO PONDERADA PELO INVERSO DA DISTÂNCIA - <i>IDW</i>	31
4.6	VALIDAÇÃO CRUZADA	33
4.7	COMPARAÇÃO ENTRE AS OBSERVAÇÕES PONTUAIS E AS ESTIMATIVAS GRADEADAS DOS SATÉLITES	34
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	36
5.1	ANÁLISE QUALITATIVA	36
5.1.1	Avaliação das máscaras	36
5.1.2	Validação Cruzada	38
5.1.2.1	<i>Parâmetros do IDW</i>	40
5.1.3	GSMAP e CMORPH	44
6	CONCLUSÃO	48
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

1 INTRODUÇÃO

Modelos que descrevem os processos hidrológicos na superfície e no solo são ferramentas imprescindíveis para o gerenciamento de aquíferos e bacias hidrográficas. Modelos hidrometeorológicos com detalhamento espacial e temporal melhoram as estimativas do escoamento superficial e também da recarga de águas subterrâneas (BATELAAN; SMEDT, 2007). A precipitação é a variável de entrada para esta etapa do ciclo hidrológico, por descrever sua interação com o perfil vertical do solo, e que por sua vez é muitas vezes modelado para aplicações de gestão de recursos hídricos (KURTZMAN; NAVON; MORIN, 2009).

Além de influenciar diretamente no solo, a precipitação tem um papel fundamental na determinação do clima (em longo prazo) e do tempo (em curto prazo) devido ao seu excesso ou falta estarem relacionados à desastres naturais, como secas e enchentes. A quantificação adequada da disponibilidade hídrica regional, na forma de vazão nos rios, e da demanda hídrica pelos ecossistemas naturais e agrícolas, na forma de evapotranspiração, está diretamente relacionada à qualidade da medida da precipitação, através do ciclo hidrológico terrestre.

A variabilidade espaço-temporal da precipitação diária e baixa densidade pluviométrica transformam a estimativa de valores precisos de chuva em desafio de interesse para áreas como: o planejamento meteorológico, a previsão e controle de enchentes, o planejamento da operação de reservatórios e a previsão de safras agrícolas.

Alguns dos principais aspectos da precipitação estão ligados a períodos de ocorrência intermitente e de grande variabilidade espaço-temporal, principalmente durante parte das estações de transição, quando chuvas convectivas são comumente registradas, implicando numa distribuição espacial da chuva restrita áreas localizadas da região.

As características inerentes à precipitação fazem com que sua medida requeira uma densa rede de amostragem para que uma boa acurácia seja atingida, permitindo assim prevê-la a curto e longo prazo (previsão do tempo e climática, respectivamente) com maior precisão, independente do modelo atmosférico utilizado. Porém, mesmo com uma alta densidade de estações, as falhas temporais estão presentes e então a cobertura espacial deixa de ser uniforme (HERRERA, 2010). Conjunto de dados gradeados e com controle de qualidade tem um papel importante em estudos climáticos (TRENBERTH, 1997), e são de grande importância para validação de modelos climáticos globais e regionais (OSBORN; HULME, 1997) e assimilação de dados em modelos atmosféricos para previsão do tempo.

Existem satélites que realizam estimativas de precipitação com cobertura espacial global, porém a qualidade destas estimativas é altamente dependente do regime de precipitação e da resolução temporal e espacial do sensor a bordo do satélite (EBERT; JANOWIAK; KIDD, 2007). Por outro lado, observações de estações hidrometeorológicas em

superfície continuam sendo as principais fontes de dados para sistemas de observação sobre áreas continentais (VILA, 2008). Tais observações têm a vantagem de serem providas diretamente de pluviômetros, as quais são empregadas na calibração e verificação das estimativas de chuva feitas por satélites e radares meteorológicos.

Uma das estimativas de precipitação por satélite mais utilizadas para a modelagem hidrológica de grande escala é a do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, (HUFFMAN, 2007)) com resolução espacial de aproximadamente 25 km e temporal de 3 h, limitando assim o seu uso apenas a grandes bacias hidrográficas. Outros produtos provenientes de satélites de órbita geoestacionária, como o *Global Satellite Mapping of precipitation* (GSMAP, (OKAMOTO et al., 2005)) com resolução espacial de 10 Km e temporal de 1 hora e *NOAA-NCEP Climate Prediction Center (CPC) Morphing Technique* (CMORPH, (JOYCE et al., 2004)) com resoluções espacial de 8km e temporal de 30 minutos, também são produtos utilizados para aplicações hidrológicas.

Para bacias de mesoescala e uma estimativa de precipitação por satélite com resolução espacial igual ao TRMM, por exemplo, o número de pontos da grade seria pequeno para uma caracterização espacial detalhada da chuva. Nesse caso, a comparação pontual com a medida de pluviômetros seria prejudicada pela própria variabilidade espacial da precipitação sobre esse domínio e dentro da área do elemento de grade, onde a variabilidade espacial da precipitação pode ser alta em comparação ao valor “médio” estimado. No entanto, para bacias de mesoescala sem observações de superfície, as estimativas por satélite fornecem informações muito úteis quanto à caracterização quantitativa da precipitação média regional para escalas de tempo mensal, anual e decenal.

Para bacias de mesoescala com medidas hidrometeorológicas disponíveis, o uso de técnicas de interpolação, em especial para caracterização espacial da precipitação, continua sendo a abordagem mais utilizada no Brasil em comparação ao uso de estimativas por sensoriamento remoto. Tais estimativas exigem algum conhecimento específico para sua manipulação dos dados, como de sistemas de informação geográfica (SIG) ou softwares específicos.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Caracterizar a variabilidade espaço-temporal da precipitação horária durante eventos severos no sul do Brasil através da combinação de precipitação horária interpolada a partir de observações de estações de superfície com imagens do canal infravermelho do satélite GOES, provendo um produto com maior acurácia e resolução espacial que as

estimativas de precipitação horária derivadas de satélite com cobertura global.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Comparar diferentes métodos de estimativa da área de cobertura espacial da precipitação (Máscaras de precipitação) em alta resolução temporal (1 hora) e espacial (aproximadamente 4 km) a partir da combinação de imagens do satélite *GOES12* com dados horários de precipitação medidos por estações meteorológicas automáticas e dados diários de estações pluviométricas;
- Identificação dos eventos severos de precipitação a partir da combinação de dados da Defesa Civil do Rio Grande do Sul com dados horários e diários de chuva do Instituto Nacional de Meteorologia através da combinação de máscaras de chuva obtidas do satélite *GOES* com dados de precipitação diária de estações pluviométricas;
- Avaliar o desempenho de produtos globais de estimativa de precipitação horária baseada em múltiplos satélites para a região sul do Brasil;
- Combinar a precipitação horária observada com a interpolada das estações de superfície com a máscara de precipitação determinada a partir do satélite *GOES* a fim de prover um produto de alta resolução temporal e espacial para validação de modelos numéricos de previsão de tempo e como entrada de modelos hidrológicos;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

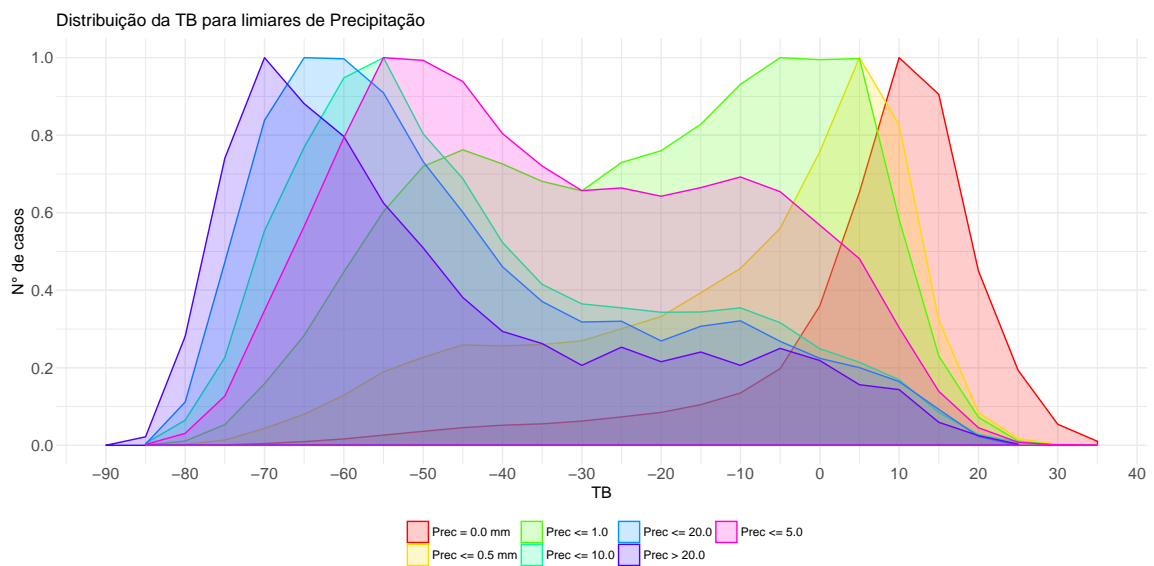
2.1 ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO

A imagem de satélite no canal infravermelho (0,7 micrômetros a 1 milímetro) é resultado da medida da Radiação de Onda Longa (ROL) emitida, principalmente, a partir do topo das nuvens e da superfície terrestre (PRETTY, 1995). A partir disso, assume-se que nuvens com topos mais frios na imagem do IR-4 produzem volumes de precipitação maiores do que nuvens com topos mais quentes (SCOFIELD, 1987). Estudos como (VICENTE; SCOFIELD; MENZEL, 1998) através do *Auto-estimador*, utilizam, esta e entre outras metodologias, imagens do GOES12-IR4 com dados de radar meteorológico. Ou seja, é considerado que quanto maior é o desenvolvimento vertical de uma nuvem, maior é a possibilidade desta estar associada a algum evento precipitante. A análise detalhada temporalmente, é possível em virtude da órbita geoestacionária destes satélites, permitindo tal alta resolução temporal.

Uma das principais dificuldades da utilização do sensoriamento remoto como ferramenta de auxílio para definir regiões potencialmente precipitáveis e não precipitáveis se deve ao fato de que é necessária a delimitação destas regiões. Esta delimitação é realizada a partir da definição de um limiar de temperatura de brilho (TB), onde regiões com TB abaixo deste limiar são definidas como potencialmente precipitáveis.

O limiar de TB pode variar consideravelmente dependendo do tipo de sistema precipitante. Para (SCHULTZ; ENGMAN, 2000), um limiar de $235K$ ($-38^{\circ}C$) para a região do Atlântico leste é o limiar de temperatura de brilho abaixo da qual há precipitação. Porém, a região sul do Brasil está sob influência de clima subtropical, e portanto, encontra-se em uma atmosfera por hora baroclínica e por outra barotrópica, o que influencia diretamente nas características dos sistemas transientes precipitantes na região. Isto faz com que a determinação de um limiar de TB de $-38^{\circ}C$ soe um tanto quanto conservador do ponto de vista de detecção do maior número de fenômenos precipitantes possíveis. Por esta razão, é importante considerar a determinação de um limiar de temperatura de brilho (*TB*) ótimo que maximize a cobertura de estações que reportam a ocorrência de chuva dentro de um evento precipitante. A Figura 2.1 mostra a distribuição normalizada de casos de ocorrência de precipitação ($prec > 0.2 mm$) para diferentes limiares de precipitação.

Figura 2.1 – Ocorrência de precipitação no espectro de temperatura de brilho para limiares de precipitação.



Maiores frequências de ocorrência de eventos correspondem a menores limiares de precipitação. Ainda, a distribuição dos eventos de precipitação se estende por quase todo o espectro de TB. Isso fica mais evidente quanto menor é o limiar de precipitação (Figura 2.1). Porém, relativamente, os casos com limiares maiores que 5 mm ocorrem mais regularmente quanto menor a TB. Eventos como Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM's), por exemplo, são mais frequentes. Estes eventos são caracterizados por uma temperatura de topo de nuvem baixa e acumulados de chuva significativos ($> 5mm$) (KANE; CHELIUS; FRITSCH, 1987).

O fato de considerar que nuvens frias e quentes possuem características diferentes em termos da intensidade de precipitação, abre caminho para erros associados a esta consideração. Nuvens do tipo cirrus, as quais são caracterizadas por possuir baixas temperaturas em seus topos e situarem-se em altitudes elevadas, também são consideradas como nuvens precipitantes. Tal fato leva a superestimativa da área de chuva de um sistema precipitante em análise além de subestimativa de nuvens quentes precipitantes (VICENTE; SCOFIELD; MENZEL, 1998).

2.2 DESASTRES NATURAIS E EVENTOS SEVEROS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA

Eventos de Desastres Naturais (DN) associados a precipitação causam grandes impactos socioeconômicos e ambientais em inúmeras cidades brasileiras (UFSC, 2012). Especialmente no Sul do Brasil, diversos DN são decorrentes do excesso ou falta de pre-

cipitação.

O Sul do Brasil está situado numa região exímia, do ponto de vista da diversidade de atuação de sistemas meteorológicos durante todo ano. Quando de intensidade extrema, tais sistemas podem promover eventos adversos (EA), como inundações, enchentes, alagamentos, enxurradas, deslizamentos e estiagens.

Estes fenômenos podem levar a situação de emergência ou estado de calamidade pública do município afetado, mediante comunicação do prefeito sobre a ocorrência do EA por meio do Formulário de Notificação Preliminar de Desastres (NOPRED) e o Formulário de Avaliação de Danos (AVADAN) emitido ao poder público (Órgão Estadual de Defesa Civil e a Secretaria Nacional de Defesa Civil) que oficializa legalmente o registro de um desastre.

A Defesa Civil - RS (*DC-RS*) possui um banco de dados com registros de decretos de situação de emergência e de estado de calamidade pública das cidades gaúchas para o período de 2003 a 2016. Nessa base de dados a DC-RS classifica os EA em: (1) Alagamento, (2) Chuvas Intensas, (3) Ciclone Extratropical, (4) Colapso de Edificações, (5) Danificação/Destruição Obra Arte, (6) Desastres Relacionados Poluição - Água, Deslizamento, (7) Enchente, (8) Enxurrada, (9) Escorregamento, (10) Estiagem, (11) Exaurimento de Recursos Hídricos, (12) Geada, (13) Granizo, (14) Granizo/Vendaval, (15) Incêndio em Edificações com grande densidade de usuários, (16) Incêndios em áreas não protegidas, (17) Incêndios urbanos, (18) Inundação, (19) Outros Eventos, (20) Tornado, (21) Tremor de terra, (22) Vendaval. A definição de cada evento adverso é detalhada em (JUNGLES; SCHADECK; KRUGER, 2011) por (CASTRO et al., 2003). Como exemplo, a figura (2.2) ilustra a distinção entre eventos de enchente, inundação e alagamento, suas coberturas espaciais, temporais e características geomorfológicas da área afetada (Figura 2.2).

Figura 2.2 – Ilustração das diferenças entre casos de enchente, inundação e alagamento em relação à situação normal do escoamento de um corpo d'água.



Fonte: Adaptado de (Defesa Civil-São Bernardo do Campo, 2012).

Várias definições para episódios de eventos severos ligados à precipitação extremas são encontradas dentro da literatura, dependendo da objetividade de cada estudo. Trabalhos como (KONRAD, 1997) define um limiar de precipitação diária na região de planície dos Estados Unidos como 50 milímetros em um intervalo de 6 horas, como objetivo de caracterização de eventos meteorológicos em escala sinótica. (CARVALHO et al., 2002) objetivou seu estudo na caracterização sazonal da precipitação, utilizando um limiar para precipitação intensa diária correspondente a 20 % da climatologia da estação do ano em que o evento ocorre. Já estudos como (JUNKER et al., 1999) e (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2006) definem eventos de precipitação extrema com base no acumulado de chuva em uma área mínima de abrangência do evento. Estes utilizaram, respectivamente, um limiar de precipitação de 75 milímetros em uma área superior a 17.000 km² e 50 milímetros em área superior a 10.000 km². Este último objetiva estudar sistemas de mesoescala na região Sul do Brasil. Assim, para que eventos de escalas espaciais reduzidas, como precipitação convectiva local intensa, sejam bem amostrados, se faz necessária a utilização de uma área de acumulado de precipitação reduzida.

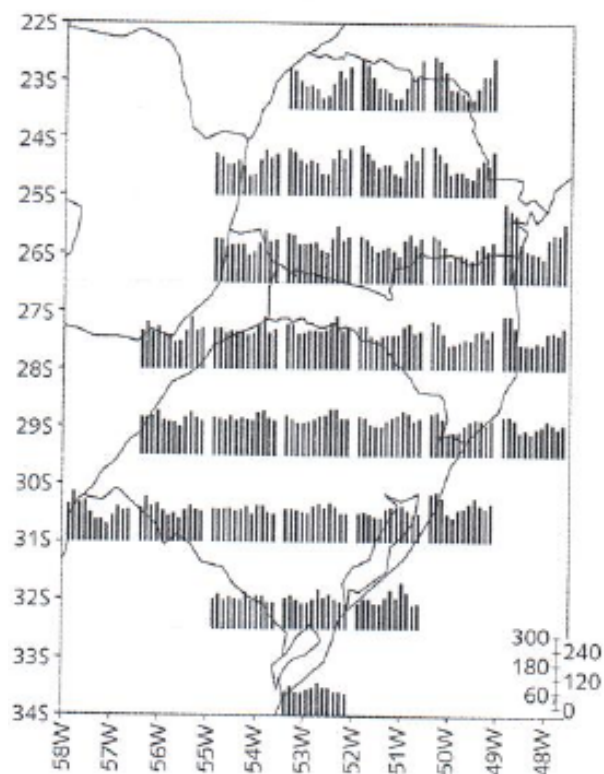
2.3 CLIMATOLOGIA DA REGIÃO SUL DO BRASIL

A região de estudo está localizada entre as coordenadas 22° e 34° de latitude sul e 48° e 54° de longitude oeste e abrange os estados do Rio Grande do Sul (RS), Santa Catarina (SC) e Paraná (PR). Ao sul faz divisa com o Uruguai, ao nordeste com São Paulo,

noroeste com Mato Grosso do Sul, a oeste com Paraguai e Argentina e a leste está limitado pelo Oceano Atlântico. A região é a terceira mais populosa do Brasil, com aproximadamente 27,3 milhões de habitantes (IBGE, 2010) distribuídos em uma área de 576.774 km², acarretando então em uma densidade populacional de 48,58 hab./km².

As características pertinentes da precipitação sobre a região sul do Brasil estão relacionadas, no geral, à sua distribuição homogênea durante o ano, ou seja, as estações seca e chuvosa não são bem definidas (REBOITA et al., 2010). Isto é confirmado ao visualizar a figura 2.3, onde é observado um ciclo anual médio homogêneo da chuva na região sul. Entretanto, mesmo que não haja uma estação chuvosa e outra seca na área de estudo, no norte do Paraná é destacado o período de influência das monções de verão, gerando um pico de precipitação nos meses entre dezembro e fevereiro (GRIMM, 2009) e ocorrem episódios de estiagens ou enchentes em função da variabilidade temporal e espacial das precipitações pluviométricas, principalmente no sul do Rio Grande do Sul. Muitos desses episódios podem estar associados aos fenômenos *El Niño* e *La Niña*, conforme descreve (SARTORI, 2003).

Figura 2.3 – Regime de precipitação na região sul do Brasil. Os As barras representam os totais mensais médios de precipitação em milímetros.



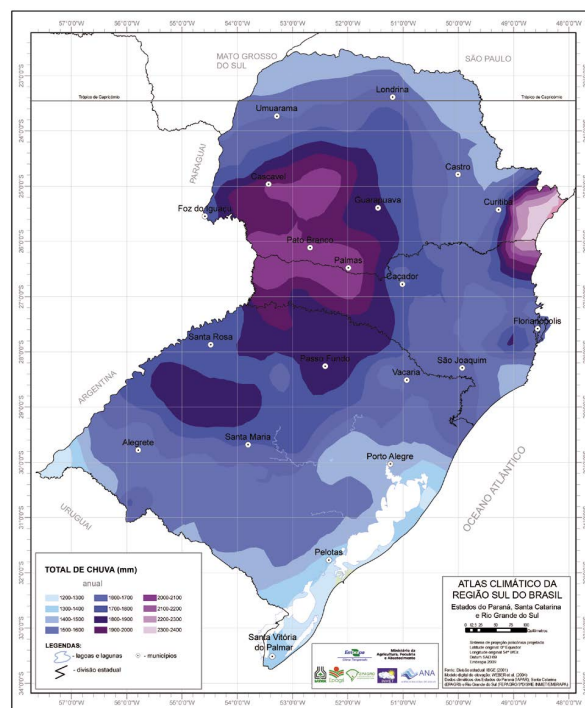
Fonte: Adaptado de (GRIMM, 2009).

A climatologia anual dos totais pluviométricos oscila em cerca de 1200 milímetros acumulados nas regiões litorânea e extremo oeste do Rio Grande do Sul (RS) a valores

que ultrapassam os 2000 milímetros na região oeste de Santa Catarina (SC) e oeste e litoral do Paraná (PR) (Figura 2.4).

No inverno, o principal sistema transiente atuante que influencia no acumulado de chuva sobre a região sul são os sistemas frontais (CLIMANALISE, 1986), caracterizados por distribuir homogeneamente a precipitação sobre a região de atuação. Já no período que compreende a primavera e o verão, os sistemas frontais não mais avançam com frequência como no inverno. Dessa maneira, os sistemas precipitantes de maior relevância estão ligados à atividade convectiva localizada e a Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (GRIMM, 2009). Ambos estão diretamente relacionados à alta disponibilidade de umidade e calor que a região experimenta neste época do ano.

Figura 2.4 – Climatologia anual de precipitação sobre a região sul do Brasil.



Fonte: Adaptado de (WREGGE et al., 2012).

3 DADOS

3.1 DEFESA CIVIL - RS

Neste estudo o foco foi nos eventos adversos hidrológicos (EAH) da Defesa Civil do Rio Grande do Sul (DC-RS), associados a precipitação (1-3, 7-9, 14, 18 e 20) (seção 2.2). As principais limitações da base de dados da DC-RS, no contexto deste estudo são (JUNGLES; SCHADECK; KRUGER, 2011): a ausência de coleta sistemática dos dados e a dificuldade de interpretação da natureza do fenômeno por quem é responsável pela emissão dos eventos. Portanto, a avaliação quanto a classificação do sistema meteorológico precipitante causador do EAH não faz parte do escopo deste trabalho.

A localização geográfica da cidade de ocorrência de cada EAH reportado pela DC-RS foi obtida pela combinação com a base cartográfica de Municípios do IBGE através do nome do Município.

A ocorrência de um EAH pela DC-RS é utilizada como um indicador qualitativo de evento severo de precipitação, uma vez que os impactos ocasionaram prejuízos ambientais, socioeconômicos e até perdas humanas. Como indicador quantitativo serão usados dados horários de precipitação medidos por estações meteorológicas automáticas no período da ocorrência daqueles eventos relatados pela DC-RS. Eventos hidrometeorológicos severos são definidos como eventos de baixa probabilidade e por isso são comumente definidos em termos de percentis, como por exemplo o percentil de 95 do acumulado de precipitação em determinado intervalo de tempo, geralmente utilizado como limiar (FRICH et al., 2002). Entretanto este limiar estatístico usado para definir evento severo pode variar espacialmente dependendo das condições topográficas, pedológicas, geológicas, da densidade e do tipo de vegetação da superfície da região geográfica impactada. Portanto o uso das datas e locais de ocorrência de EAH da DC-RS evita este tipo problema e elimina o critério subjetivo ou estatístico para definição de extremo de precipitação, assumindo que a rede de estações pluviométricas amostrou adequada a precipitação associada ao EAH.

3.2 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

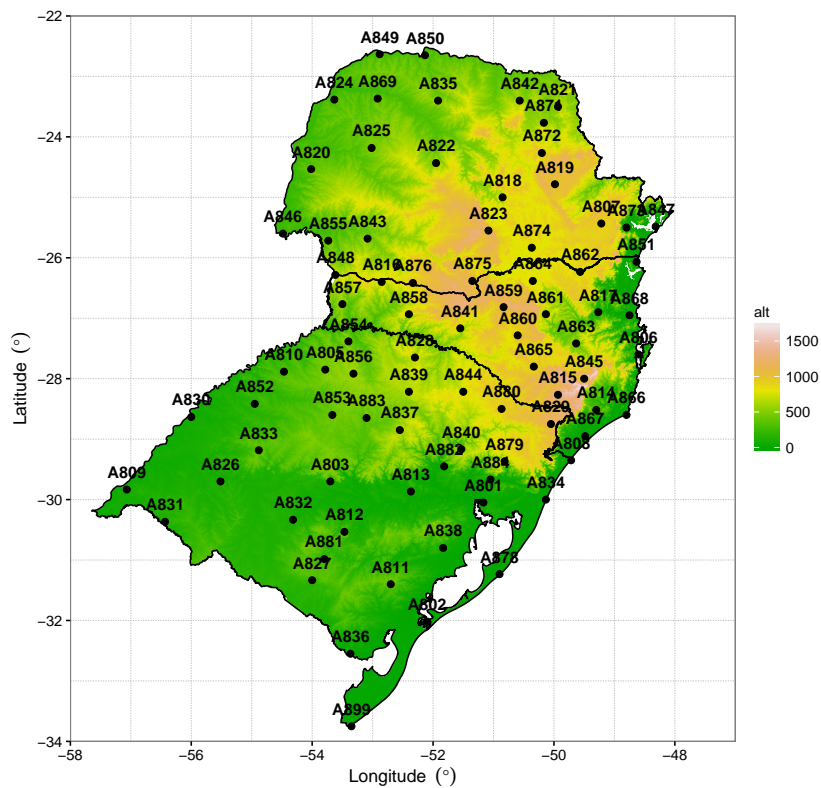
As medidas horárias de precipitação por estações meteorológicas automáticas (EMA) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pertencentes à região Sul do Brasil em períodos em torno das datas de ocorrência dos EAH reportados pela DC-RS foram usadas para interpolação espacial sobre esta região. Os pluviômetros utilizados pelo INMET são

em geral do fabricante *Institute of Hydrology* (modelo QMR102) com acurácia de $\pm 1\%$ (intensidades < 24 mm/h) e $\pm 5\%$ (intensidades < 120 mm/h) e altura de instalação é a 1,5 m do solo. O limiar para caracterizar uma medida horária como precipitação foi de 0,2 mm/h. Este valor foi definido a partir verificação do valor mínimo registrado de precipitação horária maior que 0 para todas as EMA. A taxa de amostragem é a cada minuto e os valores acumulados horários são transmitidos de hora em hora. As EMAs são instaladas em uma área livre de obstruções naturais e prediais; sobre solo gramado e área mínima de 14 m por 18 m cercada por tela metálica (INMET, 2011).

O total de EMA disponíveis é de 85 com distribuição espacial aproximadamente homogênea (Figura 3.1) e densidade média de estações de 1 EMA/85 km.

O período de dados disponíveis de cada EMA varia entre 2 e 15 anos. Até 2006 contava-se apenas com 10 EMAs, mas a partir de 2008 houve um incremento significativo de EMAs instaladas (70 EMAs), principalmente sobre o estado de SC (KANNENBERG, 2016). Dessa forma, o período com melhor amostragem espacial e com número de EMA aproximadamente constante é de 2008 a 2016.

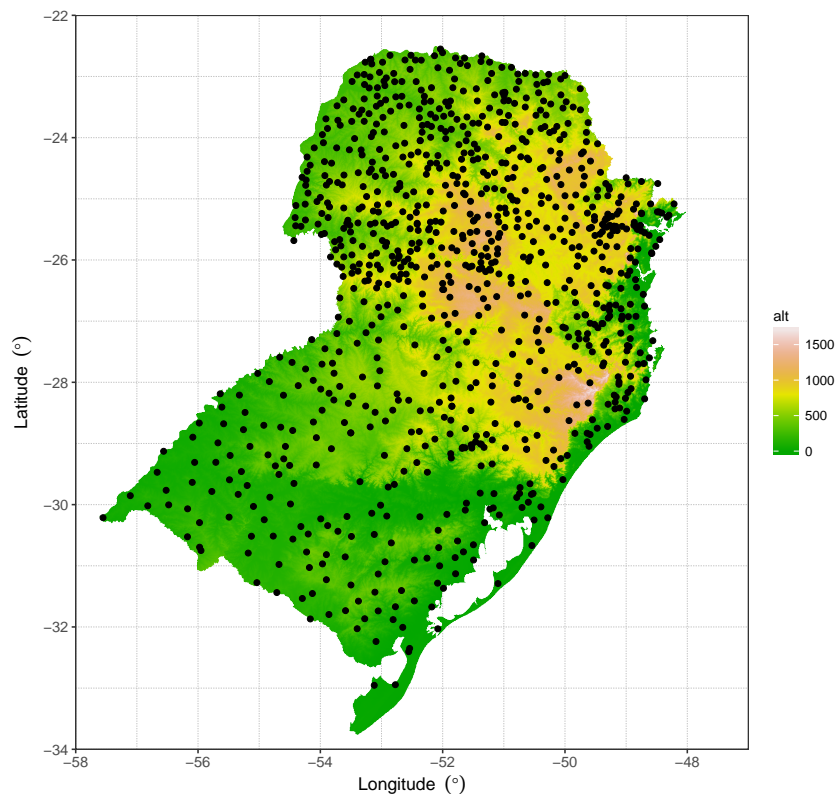
Figura 3.1 – Localização das 85 EMA do INMET e topografia da região sul do Brasil. A altitude do terreno está em m.



3.3 ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS

As medidas diárias de precipitação por estações pluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) em períodos em torno das datas de ocorrência dos EAH reportados pela DC-RS foram usadas para interpolação espacial sobre o Sul do Brasil. Os dados foram obtidos do sistema *Hidroweb* para o mesmo período das *EMA* do *INMET*, ou seja, de 2008 a 2016. Os valores diários referem-se à precipitação acumulada das 7:00 horas do dia anterior até as 7:00 horas do dia corrente). O tipo de sensor utilizado pela ANA são pluviógrafos ou pluviômetros de balança devido ao menor custo e facilidade de manutenção (ANA, 2012). A acurácia determinada pelo sensor é de 0,1 mm (intensidades até 5 mm/h), de $\pm 2\%$ (intensidades de 5 a 50 mm/h) e $\pm 5\%$ (intensidades > 50 mm/h). A resolução do sensor é de 0,25 mm e a faixa de medição é de 0 a 200 mm/h. A altura de instalação é a 1,5 m do solo. O total de estações pluviométricas (*PLU*) disponíveis é de 942 com densidade média de estações de 1 *PLU*/25 km (Figura 3.2).

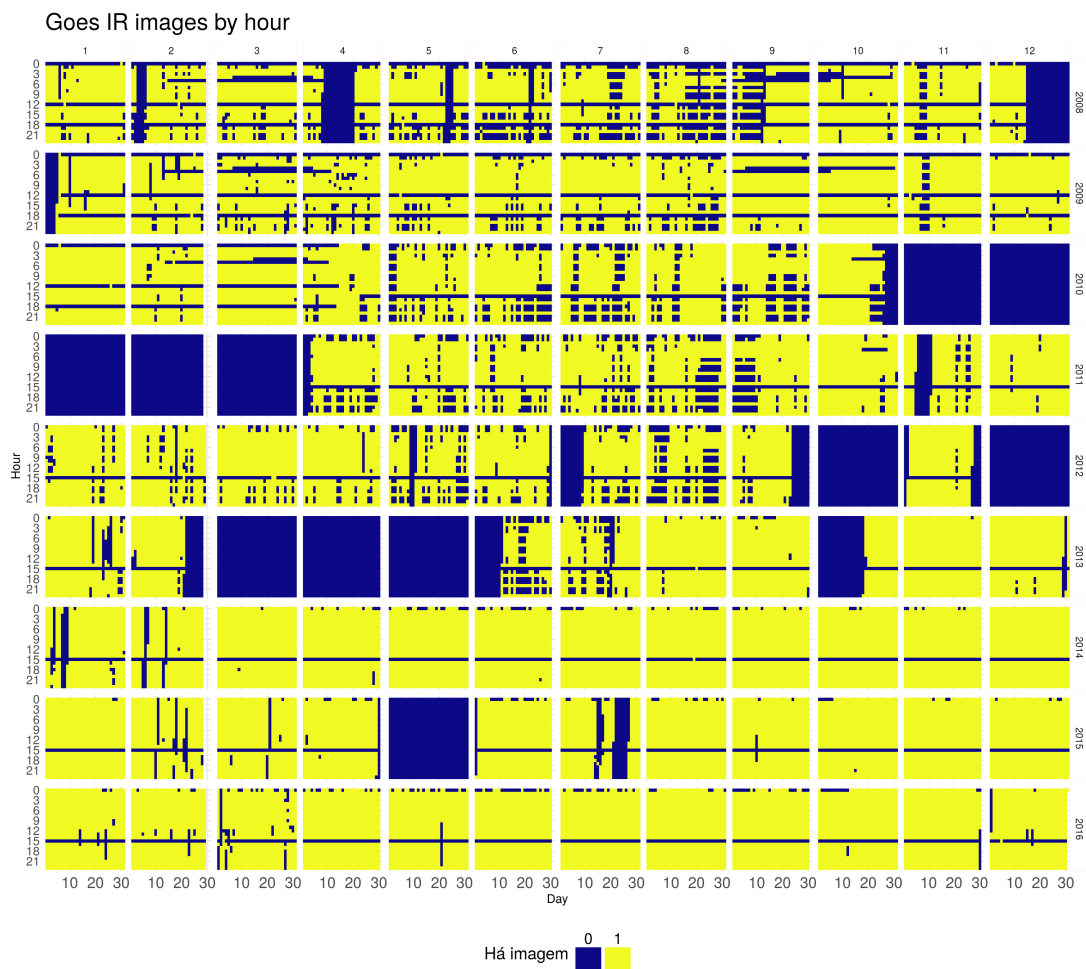
Figura 3.2 – Localização das 85 EMA do INMET e topografia da região sul do Brasil. A altitude (alt) do terreno está em metros.



3.4 IMAGENS DE SATÉLITE GOES NO CANAL INFRAVERMELHO-4

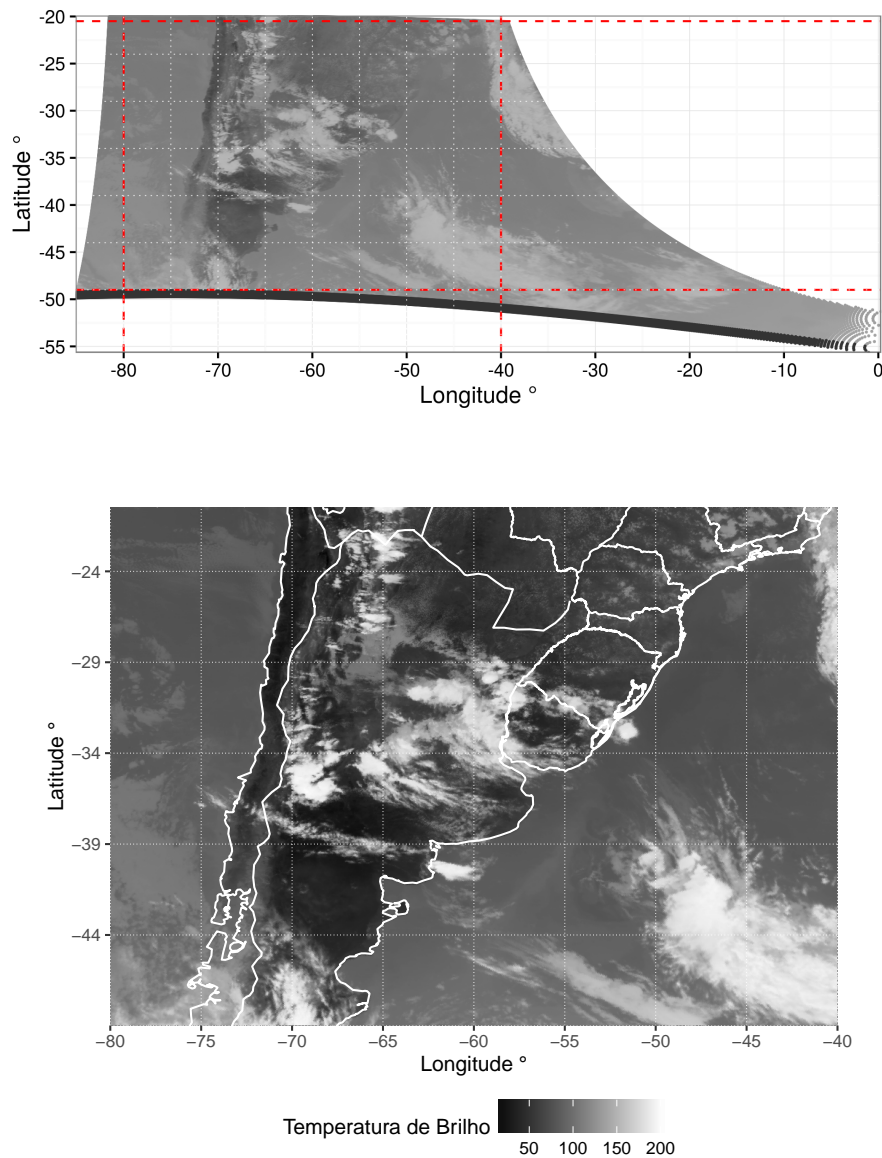
A disponibilidade de imagens de satélite GOES12 IR-4 é feita em alta resolução temporal e espacial, em média, a cada 30 minutos e com 4 km, respectivamente. Isso é possível em virtude de sua órbita geoestacionária que permite esta alta resolução temporal. Porém, falhas são muito frequentes no conjunto de dados (Figura 3.3).

Figura 3.3 – Disponibilidade horária de imagens de satélite do GOES12 no período de 2008 a 2016 sobre região sul do Brasil. Os horários que possuem pelo menos uma imagem disponível recebem a cor amarela. Em azul, nenhuma imagem está disponível.



O processamento dos dados das imagens *GOES* foi realizado considerando as informações dos arquivos de navegação do satélite para o georreferenciamento. As imagens foram então recortadas para um sub-domínio cobrindo o Sul do Brasil e que apresentasse menores distorções devido a posição e ao ângulo de visada do satélite (Figura 3.4). Após o georreferenciamento foi feita a reamostragem espacial dos pontos para uma grade regular com resolução espacial de $0,04^\circ$ e aplicou-se uma matriz de convolução usando uma janela (3×3 células) em torno dos pontos da vizinhança de ponto de grade (Figura 3.4).

Figura 3.4 – Imagem de satélite obtida a partir dos dados do satélite GOES12 antes do georreferenciamento (acima) e após o georreferenciamento (abaixo). As linhas vermelhas pontilhadas delimitam a área recortada da imagem.



A verificação da qualidade do georreferenciamento pela análise visual de uma imagem de satélite sobreposta aos os limites territoriais da América do Sul fornecidos com as imagens GOES e os limites dos municípios do IBGE evidenciou bem as diferenças entre oceano e continente validando satisfatoriamente o georreferenciamento. Na imagem do infravermelho, os valores da intensidade de brilho dos pixels representam a radiação infravermelha emitida. Estes valores, são armazenados como números digitais (DN) que variam de 0 à 255. A conversão para de DN para Temperatura de Brilho (TB, em graus Kelvin) do topo da nuvem é realizada através das seguintes fórmulas (NOAA, 2015):

- Se o número digital (B) associado ao pixel é maior que 176:

$$TB = 418 - B \quad (3.1)$$

- Se o número digital (B) associado ao pixel é menor ou igual a 176:

$$TB = 330 - \left(\frac{B}{2}\right) \quad (3.2)$$

3.5 ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO DO *GSMAP* E *CMORPH*

Para comparação qualitativa e quantitativa da precipitação gerada da combinação de dados de pluviômetros e do satélite *GOES* utilizaram-se estimativas de precipitação horária do Satélite Global de Mapeamento da Precipitação (*GSMaP*), versão *Moving Vector with Kalman (GSMaPMVK)* e do produto *NOAA/NCEP Centro de Previsão Climática (CPC) Morphing Technique (CMORPH)*, (JOYCE et al., 2004)).

O *GSMaPMVK* tem cobertura espacial quase global e resolução espacial de $0,1^\circ$ (Ushio et al 2009). Os seguintes algoritmos e sensores são combinados para estimar a precipitação: micro-ondas passivo (*PMW*), *TRMM/TRMM* Imageador micro-ondas (*TMI*), Radiômetro de escaneamento micro-ondas *Aqua/Advanced* para o Sistema de observação da Terra (*AMSR-E*), Satélite de Observação Avançada da Terra -II (*ADEOS-II*), Programa de Defesa de Satélites Meteorológicos (*DMSP*)/ Sensor Especial de Imageamento Micro-ondas (*SSM/I*) e a Temperatura de brilho fornecida pelo Centro Nacional para Desenvolvimento de Previsão (NCEP)/*CPC*. A versão *MVK* do *GSMaP* é reanalisada usando estimativas de viés do produto em tempo quase-real (NRT). As atividades do projeto *GSMaP* são promovidas pela Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (*JAXA*) através da Missão de Medidas de Precipitação (OKAMOTO et al., 2005). Para fins de comparação também foi testado o produto *GSMaPGouge (GSMaPgc)* em que foi aplicado um algoritmo de correção das estimativas de precipitação pelo *GSMaP* baseado em medidas de superfície (USHIO; TASHIMA; KUBOTA T. KACHI, 2013).

O *CMORPH* também tem cobertura espacial quase global, porém com resoluções espacial e temporal levemente maiores que a do *GSMaP*, $0,08^\circ$ e 30 minutos, respectivamente. As estimativas de precipitação são baseadas somente em satélites. A técnica usa diferentes formas para combinar as estimativas de baixa resolução do *PMW (SSM/I, AMSU-B, AMSR-E e TMI)* com estimativas de alta resolução de precipitação derivadas do canal infravermelho (IR) de satélites geoestacionários desde 2002. As estimativas baseadas no infravermelho são usadas somente para derivar o campo de movimento das nuvens, que é usado para propagar os pixels precipitantes das estimativas *PMW*. Entretanto, estimativas baseadas no infravermelho são também usadas para preencher as falhas onde as

estimativas *PMW* não estão disponíveis.

Para consistência com as imagens GOES todos produtos de precipitação derivados de satélite foram recortados para o domínio espacial do Sul do Brasil.

4 MÉTODOS

4.1 ÍNDICES ESTATÍSTICOS

Índices estatísticos para avaliação da precipitação interpolada são utilizados como um indicador do desempenho dos métodos. (WILKS, 2006) apresenta uma gama de índices estatísticos aplicados à ciências atmosféricas com a finalidade de realizar a verificação de valores previstos. (LI; HEAP, 2008) utilizaram índices como Erro Médio Absoluto (*MAE*), o Erro Quadrático Médio (*MSE*), o VIES (%) (*PBIAS*), os quais são baseados nos valores de precipitação, seja observado ou interpolado, para avaliação de métodos de interpolação espacial na Austrália. (HOFSTRA; NEW, 2009) utilizou os índices Proporção de Previsão Correta (*PC*) e o Índice de Sucesso Crítico (*CSI*), os quais são baseados em uma tabela de contingência de eventos que ocorreram (no caso de chuva) ou que não ocorreram (no caso de não chuva), para avaliação de método de interpolação de precipitação diária no continente europeu.

Nas equações 4.1, 4.2 e 4.3 (*MAE*, *MSE* e *PBIAS*) abaixo n é o número de observações, p é o valor interpolado e o valor observado. Nas equações 4.4 e 4.5 (*PC* e *CSI*), w_c (*wet correct*) é o número de dias em que ocorreu precipitação tanto no observado quanto interpolado, independente da quantidade de chuva. Para o termo d_c (*dry correct*) vale a mesma definição, porém, para dias sem ocorrência de precipitação e w_i (*wet incorrect*) e d_i (*dry incorrect*) são o número de dias incorretamente interpolados como úmidos e secos, respectivamente.

- *Erro Absoluto Médio (MAE)* é a média do módulo dos erros. O seu valor ótimo é zero e a equação é:

$$MAE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |p_i - o_i| \right] \quad (4.1)$$

- *Erro Quadrático Médio (MSE)* é a média dos erros ao quadrado. Seu valor ótimo é zero.

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_i - o_i)^2 \quad (4.2)$$

- *Porcentagem do Viés (PBIAS %)*: É o viés relativo em porcentagem. Mede a tendência de superestimativa (valores positivos) ou subestimativa (valores negativos) do método em relação à precipitação observada.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n |p_i - o_i|}{\sum_{i=1}^n o_i} \times 100 \quad (4.3)$$

- *Proporção de Previsão Correta (PC)*: é definido como a razão entre o número de previsões corretas (se choveu ou não tanto no observado quanto interpolado) e o número de valores interpolados (Hofstra, N. e New, M., 2009). A equação é dada por:

$$PC = \frac{w_c + d_c}{n} \quad (4.4)$$

- O *Índice de Sucesso Crítico (CSI)* é mais exigente em relação ao *PC* quando um dos eventos (dias úmidos ou secos) é menos comum do que o outro (Wilks, 2006). O índice é dado pela equação:

$$CSI = \frac{w_c}{w_c + w_i + d_i} \quad (4.5)$$

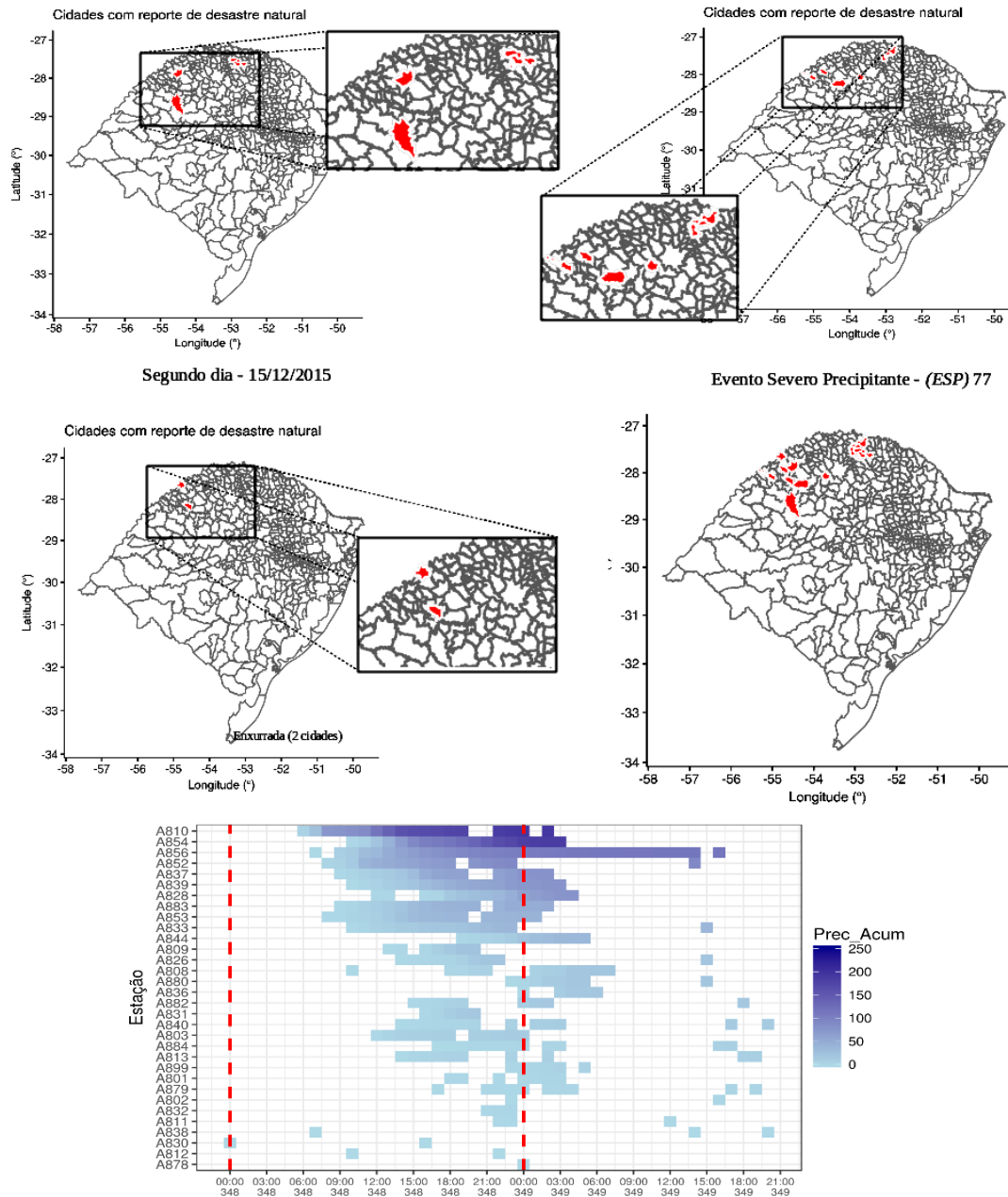
4.2 SELEÇÃO DE EVENTOS SEVEROS PRECIPITANTES (*ESP*)

Nesta pesquisa, a seleção dos eventos severos é criada a partir dos dados fornecidos pela DC-RS que, os quais combinados aos dados de precipitação horária do INMET (seção 3.2), fornece um conjunto de *ESPs* utilizados para estudo de caso, a fim de selecionar eventos de precipitação extrema simultâneas. A seleção dos eventos severos se deve ao fato de que estes são as principais causas de Eventos Adversos (EA) relacionados à precipitação, acarretando em diversas consequências para a sociedade.

Parte das ocorrências de Eventos Adversos Hidrológicos (*EAH*) relatados pela DC-RS foram em datas simultâneas ou consecutivas e em diferentes cidades, devido a permanência ou deslocamento dos sistemas precipitantes na região. Estas ocorrências sem dias alternados foram consideradas como parte de um único Evento Severo Precipitante (*ESP*). As ocorrências de *EAH* intercaladas por pelo menos um dia, foram consideradas como eventos severos de precipitação independente. Assim, um *ESP* é composto por uma ou mais ocorrências de *EAH* simultâneas ou consecutivas em uma ou mais cidades do RS que foram decretadas em situação de emergência ou estado de calamidade pública. Por exemplo, as ocorrências de *EAHs* de chuva intensa em Bagé - RS no dia i , enchente em Santa Maria-RS no dia $i + 1$ e alagamento em Passo Fundo-RS no dia $i + 1$ fariam parte de um mesmo *ESP*. Dessa forma, obteve-se um conjunto inicial de *ESP* baseado apenas na base dos dados da DC-RS. Como exemplo, é mostrada a figura a seguir (Figura 4.1),

com ocorrência de eventos de precipitação em diversas cidades do RS durante dois dias consecutivos.

Figura 4.1 – Exemplo de ocorrência de *ESP* com afetação de diversas cidades do RS durante dois dias consecutivos (entre 14 e 15/12/2015).



Nas séries horárias de precipitação de cada EMA-INMET (Figura 4.1) foram identificados eventos de precipitação horária (EPH). O limiar horário para caracterizar uma ocorrência de precipitação foi de 0,2 mm por hora. Um EPH é então definido por uma sequência horária de precipitação com separação temporal de até 6 horas entre horários de precipitação consecutivos. Ou seja, um período de 7 horas sem precipitação é usado para separação de duas tempestades sucessivas. Este critério de intervalo temporal de

ocorrência de precipitação foi também utilizado em outros estudos ((GYASI-AGYEI; MEL-CHING, 2012), (SALVADORI; MICHELE, 2006)). Portanto, os horários de início e fim de um *ESP* foram redefinidos de acordo com a interseção entre o conjunto inicial de *ESP* (baseados na DC-RS) e os *EPH* identificados nas EMAs. Assim, a duração dos *ESP* após o cruzamento de informações da DC-RS e INMET podem ter sido expandida ou reduzida, dependendo dos horários de início e fim dos *EPH* nas datas do *ESP*.

Segundo este primeiro critério (eventos de chuva com limiar de 0.2mm dentro de um intervalo de até 6 horas), inicialmente, foram definidos 285 eventos severos. Porém, os desastres inseridos nestes eventos podem ser reportados pela DC-RS mas não ser quantificados pelas EMAs, devido a baixa densidade de estações no território do RS. Em vista disso, alguns critérios adicionais foram utilizados para seleção dos *ESPs*:

- Disponibilidade horária de imagens de satélite do GOES maior ou igual a 95% de cobertura temporal durante o evento;
- Acumulado máximo maior ou igual a 10 mm em pelo menos uma *EMA*;
- Intensidade máxima maior ou igual a 10 mm em pelo menos uma *EMA*;

Aplicados os critérios acima para seleção de *ESPs*, foram descartados 207, resultando em 78, os quais são considerados como estudos de caso (Tabela de caracterização dos eventos selecionados no Apêndice A) para avaliação do método de combinação de dados de superfície e imagens de satélite e a comparação com os produtos de estimativa da precipitação por satélites (seção 3.4).

4.3 COMBINAÇÃO DE DADOS DE SUPERFÍCIE E IMAGENS DE SATÉLITE

Nesta dissertação de mestrado propõe-se um método de estimativa da precipitação horária para eventos severos (definidos na seção 4.2) na região sul Brasil que combina imagens do satélite GOES12 com a interpolação otimizada dos dados de precipitação observada nas EMA de superfície.

O método de combinação pode ser resumido nas seguintes etapas:

1. Estima-se para cada hora uma máscara de área de cobertura espacial da precipitação a partir de um limiar de TB obtida da imagem no canal IV-4 do satélite GOES12;
2. A máscara de precipitação horária é segmentada em zonas espacialmente contínuas (aglomerados de pixels, ver Figura 4.2) e discretas.
3. Para cada zona discreta de precipitação são selecionadas as estações meteorológicas contidas e é aplicado o método de interpolação ponderada pelo inverso da distância.

A seguir são detalhados os procedimentos realizados em cada uma das etapas descritas acima. Estes procedimentos incluem esquemas de validação para definição de parâmetros que requerem o uso de índices estatísticos para avaliação quantitativa (magnitude da precipitação) e qualitativa (estado da precipitação) da precipitação estimada em relação a observada.

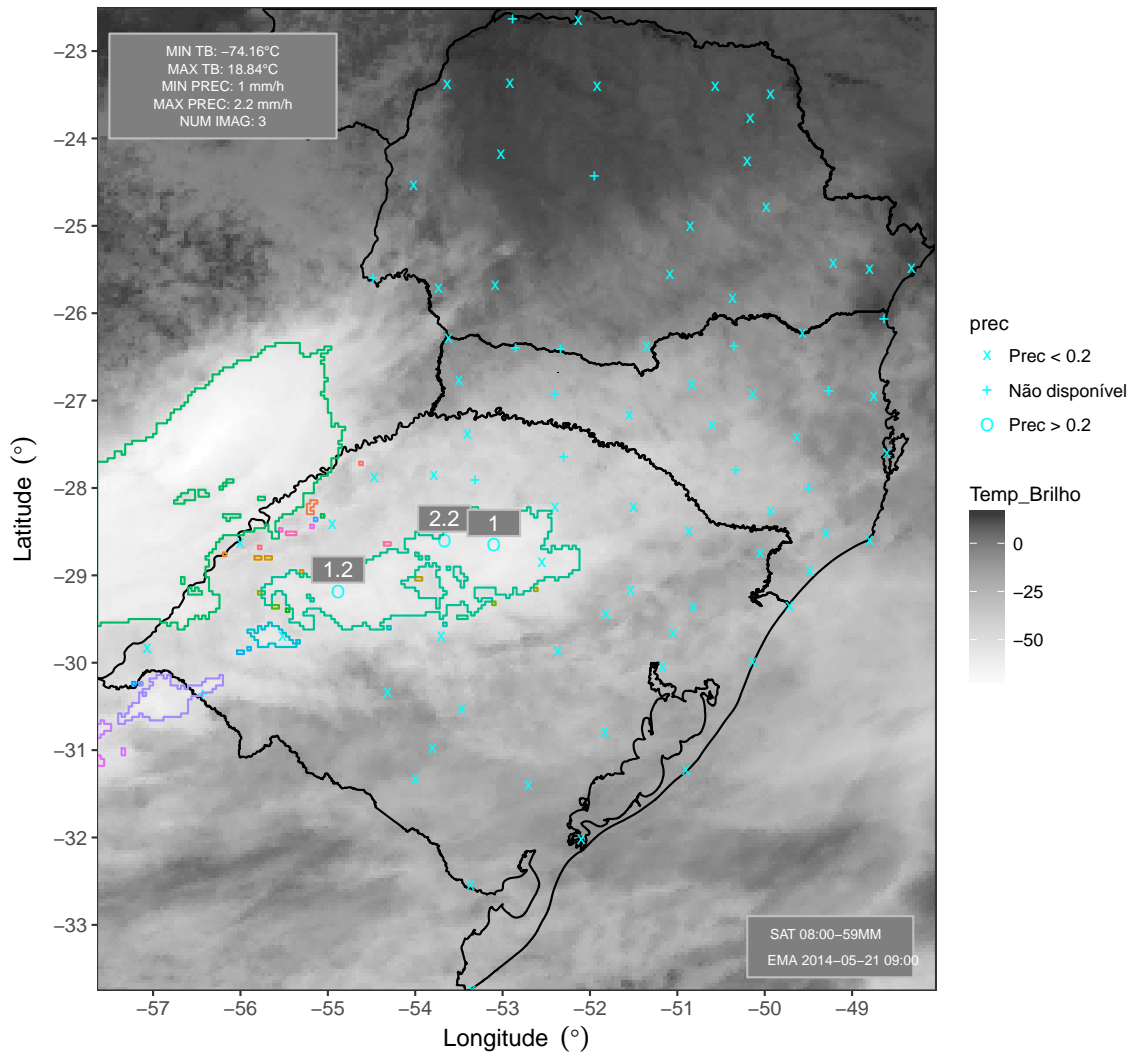
4.4 DETERMINAÇÃO DA ÁREA DE PRECIPITAÇÃO

Com a finalidade de definir um limiar de TB ótimo, três metodologias para elaboração das máscaras foram previamente testadas e avaliadas através do Índice de Sucesso Crítico (*CSI*) na detecção de área de precipitação real (equação 4.5) para posterior combinação com o método de interpolação:

- *Limiar de Temperatura de Brilho Horária (LTBh)*: foi considerado, para cada hora de um *ESPs*, um limiar de TB o qual garantisse que a máscara de precipitação cobrisse todas as *EMAs* do *INMET* com registro de precipitação ($prec > 0.2mm$). Para isso, foram extraídos das imagens GOES os nove pontos de grade vizinhos ao ponto de cada *EMA* (incluindo o pixel da estação) (TB_i em que $i = 1, \dots, 9$), dos quais seleciona-se o valor mínimo de TB_i (TB_k , onde $k = 1, \dots, n$; e $n =$ número de *EMAs* com ocorrência de precipitação no horário). Do conjunto de TB_k a maior *TB* entre as estações com precipitação no horário é definida como o limiar de *TB* (TB_{lim}) a partir do qual seria gerada a máscara horária de chuva.
- *Limiar de Temperatura de Brilho Fixa por Evento (LTBev)*: para todos os horários do *ESP* são extraídas as TB_i sobre cada *EMA* com ocorrência de precipitação. Neste caso, porém, TB_{lim} é definido como a *TB* máxima entre estes valores. Este limiar é fixo para todo este período e sempre igual ou maior a *LTBh*;
- *Limiar de TB Diário Otimizado (LTBotim)*: Este limiar é definido a partir da ocorrência de precipitação diária nas estações convencionais da *ANA*. Para cada dia de um *ESP*, são testados valores de TB_{lim} variando de $-80^\circ C$ a $30^\circ C$ e para cada TB_{lim} calcula-se o Índice de Sucesso Crítico (*CSI*) para cada limiar. Então, é selecionado o menor valor de TB_{lim} que resulta no maior valor de *CSI*. Este limiar depende dos dados diários da *ANA*, portanto é fixo diariamente.
- *Interpolação Padrão (IP)*: Para comparação, foi considerado o caso no qual não se restringe a área de precipitação por máscaras. Isto é, o método *IDW* é aplicado sobre toda a região sul do Brasil sem aplicação de máscara de chuva.

A seguir, é mostrado um exemplo de uma máscara definida a partir da metodologia *LTBh*.

Figura 4.2 – Exemplo de máscara definida pela metodologia *LTBh*. As diferentes cores dos polígonos definem as regiões de interpolação.



Com o limiar de TB definido e consequentemente a máscara de precipitação horária, a máscara é segmentada em áreas espacialmente contínuas (aglomerados de pixels). Para cada área contínua de precipitação, apenas as estações contidas em seu interior serão utilizadas para a interpolação espacial otimizada. Fisicamente, o método restringe grupos de estações meteorológicas que estão sob o efeito do mesmo sistema precipitante. Dentro de cada área contínua, para um dado horário, o melhor conjunto de parâmetros é determinado por processos de validação cruzada (seção 4.6).

4.5 INTERPOLAÇÃO PONDERADA PELO INVERSO DA DISTÂNCIA - IDW

A interpolação da precipitação horária para a máscara de precipitação é realizada pelo método da interpolação ponderada pelo inverso da distância (IDW) ((CRESSMAN, 1959), (SHEPARD, 1968), (WARE; KNIGHT; WELLS, 1991)), em que os valores interpolados nos pontos de grade são determinados através de uma combinação dos pontos onde os valores são conhecidos. O *IDW* assume que quanto mais próxima a estação com observação está do ponto a ser interpolado, maior será o seu peso na estimativa da chuva para este ponto. Isto é, o *IDW* considera que as estações com observações mais próximas dos pontos sem dados possuem valores mais parecidos se comparados às estações que estão mais distantes.

Os pesos w de cada estação i e o valor interpolado $Prec$ para cada ponto de grade j podem ser expressos através das equações 4.6 e 4.7:

$$w_i = \frac{1/d_i^p}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^p} \quad (4.6)$$

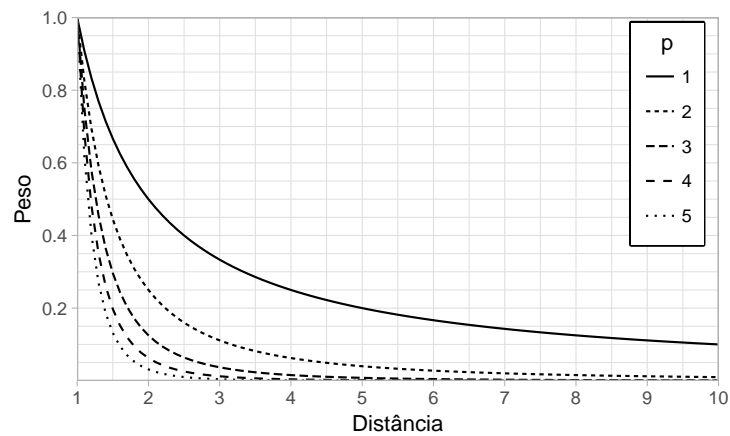
$$Prec_j = w_i \times Prec_i \quad (4.7)$$

Onde d_i é a distância entre o ponto de grade e o i – *esimo* pluviômetro; p é um expoente empírico ou parâmetro de potência; n é o número de pluviômetros num raio especificado; $Prec_i$ é a precipitação observada na estação i .

A escolha do parâmetro p e do raio de influência d é arbitrária (WEBSTER; OLIVER, 2001), mas geralmente $p = 2$ é o frequentemente usado, apesar de diversos estudos testarem variações em p para examinar seu efeito na distribuição espacial da precipitação (CHEN; LIU, 2012).

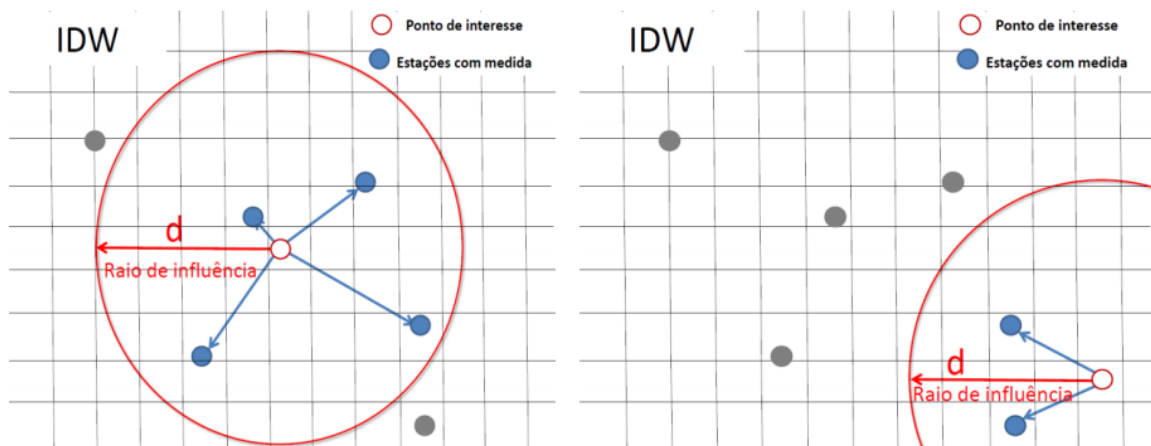
O parâmetro p desempenha grande influência sobre o valor interpolado (ISAACS; SRIVASTAVA, 1989), pois determina o grau de suavização dos valores interpolados para o domínio espacial. Quanto maior o valor de p , maior será o efeito da estação com observação mais próxima do ponto a ser interpolado (Figura 4.3).

Figura 4.3 – Variação da distância do ponto a ser interpolado até os pontos amostrados no eixo x e seus respectivos pesos w no eixo y.



A distância d também desempenha um papel importante no método: o número de estações que serão utilizadas na interpolação depende do raio de influência que será formado a partir de d (Figura 4.4).

Figura 4.4 – Esquema ilustrativo da aplicação do método *IDW* para interpolação de dois pontos de grade em diferentes regiões do domínio espacial. As estações com medidas são indicadas por círculos sólidos preenchidos, os azuis indicam estações dentro do raio de influência definido pelo parâmetro d , os em cinza indicam estações fora do raio de influência e, portanto não usadas na interpolação. O raio de influência é constante para qualquer elemento de grade do domínio.



A relativa facilidade de programação, versatilidade e amplo uso em estudos e aplicações hidrometeorológicas foram os fatores que levaram a opção por este método.

Foi utilizado um procedimento de validação cruzada (seção 4.6) para definição dos parâmetros p e d do IDW.

4.6 VALIDAÇÃO CRUZADA

A fim de obter melhor ajuste nos parâmetros do método de interpolação, e consequentemente, realizar otimização dos parâmetros do *IDW*, foi utilizado um procedimento de validação cruzada. Isto permite determinar o melhor conjunto de parâmetros horário do método (p e d) que minimize o erro calculado a partir da precipitação horária interpolada e observada de todas as estações.

A fim de obter melhor ajuste nos parâmetros do método de interpolação, e consequentemente, realizar otimização dos parâmetros do *IDW*, foi utilizado um procedimento de validação cruzada. Isto permite determinar o melhor conjunto de parâmetros horário do método (p e d) que minimize o erro calculado a partir da precipitação horária interpolada e observada de todas as estações.

O procedimento de validação cruzada segue as seguintes etapas: para cada horário, é removida uma estação e com as demais estações é realizada a interpolação da precipitação para o ponto da estação removida usando uma combinação de parâmetros. Esse procedimento é repetido para cada estação com dados válidos no horário e para as diferentes combinações possíveis dos parâmetros p e dx para um intervalo de variação. O parâmetro p foi variado de 0 a 8 e o dx da distância mínima possível entre todos pontos de grade e uma estação pluviométrica até a distância máxima possível entre todos pontos de grade e uma estação pluviométrica.

O Erro Absoluto Médio (MAE) e a Raíz do Erro Quadrático Médio Normalizado (NRMSE) foram calculados para cada conjunto de parâmetros e a combinação de parâmetros com menor MAE ou NRMSE foi selecionada para a interpolação sobre a grade com resolução de 0.04° (4 km). Após o procedimento de validação cruzada ser realizado, o melhor índice é então avaliado e indicado para interpolação de toda a região de estudo. Com os valores interpolados por cada método e os dados observados do conjunto de estações para cada horário do período, foram computados os seguintes índices estatísticos: *MSE*, *R2*, *PC* e *CSI* a fim de se avaliar o desempenho dos métodos de interpolação em termos quantitativos e qualitativos.

Apesar de trazer maior robustez ao método de interpolação, a validação cruzada ainda não obstrui o fato de que o método de interpolação distribui espacialmente a precipitação em toda a região de influência das estações. Pensando em um caso prático, se dois sistemas separados e com diferentes características estiverem atuando sobre uma região de estudo, o método de interpolação utilizaria estações as quais não estão sob influência do sistema para estimar a precipitação em um ponto de grade sob influência do sistema, e vice versa. Essa foi uma das motivações para combinação do *IDW* com a máscara de precipitação obtida de imagens do satélite *GOES*.

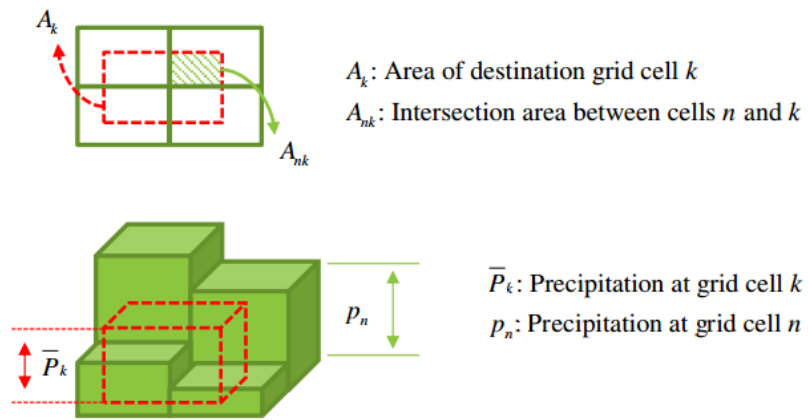
4.7 COMPARAÇÃO ENTRE AS OBSERVAÇÕES PONTUAIS E AS ESTIMATIVAS GRADEADAS DOS SATÉLITES

Um dos problemas da utilização de dados de satélite na estimativa de precipitação está relacionado a baixa resolução espacial destes dados. Uma solução para este problema, é a utilização do método denominado pixel a ponto (BERNARDI, 2016), no qual os dados observados pela EMA são comparados com a precipitação estimada no pixel do satélite em que esta se encontra. Ou seja, determina-se o centro do pixel da grade do satélite que está mais próximo da coordenada geográfica em que a estação pluviométrica se encontra (método do vizinho mais próximo).

Neste estudo foi utilizado uma comparação pixel-a-pixel (BERNARDI, 2016). Todos os dados foram convertidos para grade de referência do GOES com resolução espacial de $0,04^\circ$ e domínio sobre o Sul do Brasil. Primeiro, os dados pontuais das estações foram realocados para o ponto central dos pixels da grade de referência em que a estação meteorológica se encontra, se há mais de uma estação dentro do mesmo pixel é feita a média da precipitação das estações. Este processo pode ser considerado como uma rasterização das medidas pontuais irregularmente distribuídas espacialmente, ou seja, a conversão para uma grade regularmente espaçada com valores de precipitação somente nos pixels cobertos por estações.

Os dados gradeados dos produtos de precipitação horária do *CMORPH* (resolução de $0,08\text{ km}$) e *GSMAP* ($0,1^\circ$) foram reamostrados (*downscaling*) para a grade de referência ($0,04$) usando um procedimento de reamostragem conservativa da área ((JONES, 1999); (CHEN et al., 2017)), em que a precipitação estimada para os pixels da grade de referência (alta resolução) é calculada através da média ponderada da precipitação pelas áreas dos pixels da grade de baixa resolução interceptados pela área do pixel da grade de alta resolução ($0,04^\circ$ neste caso). Esta metodologia é, portanto, aplicada para reamostragem dos dados do *GSMAP* e *CMORPH* (grades de baixa resolução) para grade de referência (alta resolução) utilizada no método de combinação de estações de superfície e imagens do *GOES*.

Figura 4.5 – Remostragem conservando a área através da multicelulas n para uma grade de célula. k .



Fonte: Adaptado de (CHEN et al., 2017).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 ANÁLISE QUALITATIVA

5.1.1 Avaliação das máscaras

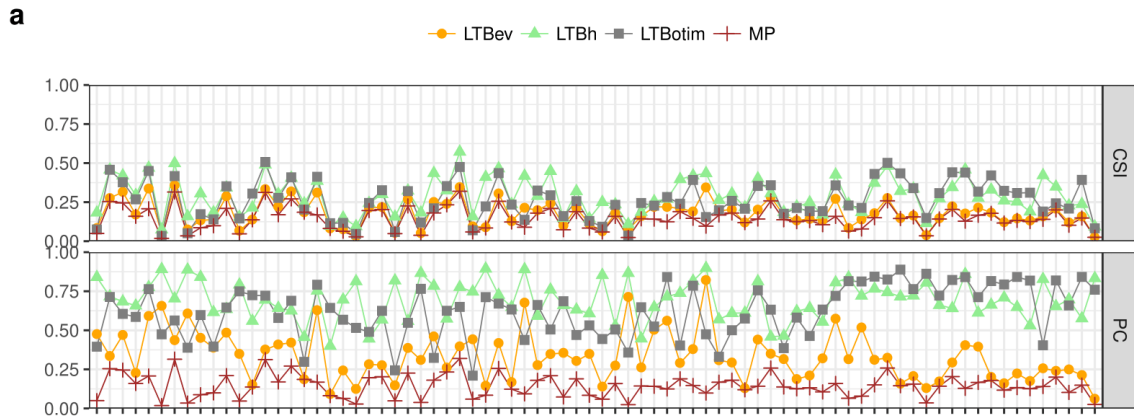
NA figura (5.1), observa-se que quando não é considerada máscara sobre o domínio (*IP*) o desempenho do *CSI* é inferior às outras metodologias para todos os eventos. Neste caso, w_c é máximo, uma vez que a interpolação é feita para todos os pontos. Consequentemente, d_i também é máximo. Isso significa que a utilização de qualquer uma das metodologias de determinação da área de precipitação através das imagens de satélite produz melhor resultado frente a interpolação pelo IDW sem a utilização das mesmas.

A metodologia *LTBev*, que considera como limiar a TB máxima das estações que registraram precipitação durante todo o evento, mostra alta proporção da classe d_i . Isso porque esta metodologia abre espaço para definição de máscaras a partir de altos limiares de TB relacionadas à nuvens quentes, superestimando as regiões de precipitação efetiva.

As metodologias *LTBotim* e *LTBh* possuem alta proporção de w_c e d_c . Porém, *LTBotim* apresenta maior proporção de d_i , ou seja, as estações são inseridas na máscara porém não reportaram chuva. Além disso, esta mesma metodologia apresenta casos de w_i , que acontece quando a estação registra precipitação no horário mas não é inserida da área da máscara.

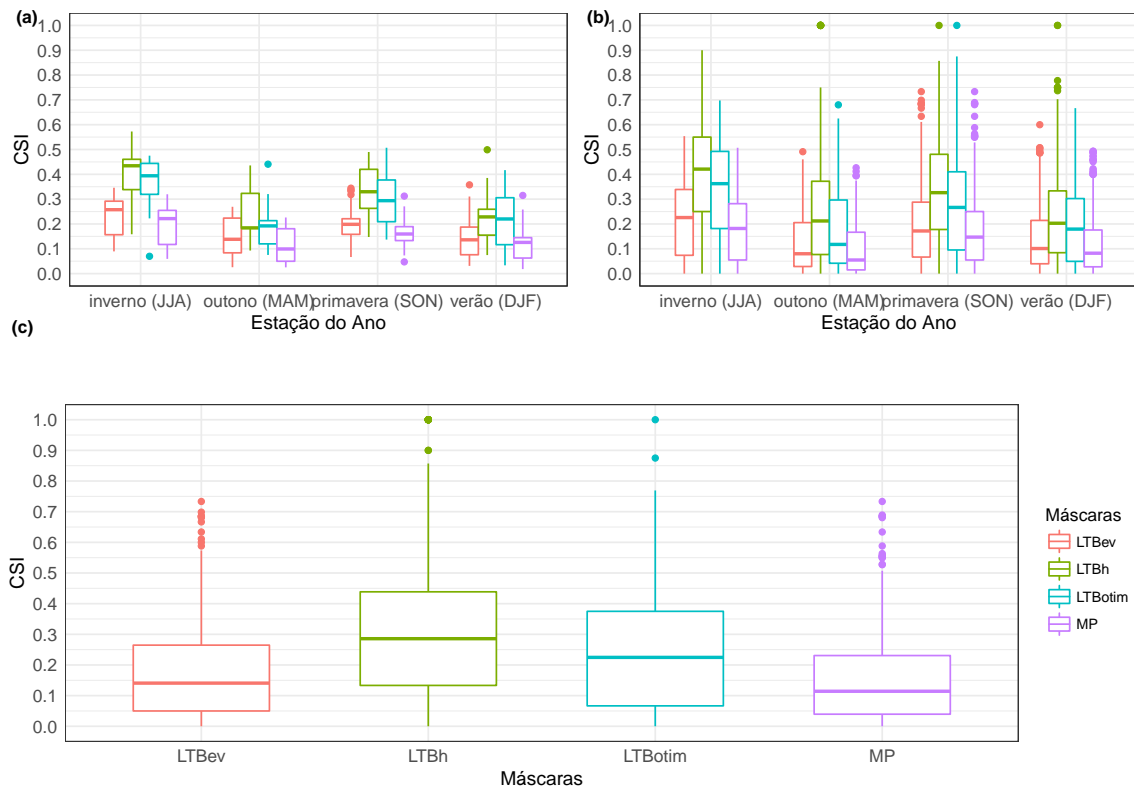
A vista disso, o desempenho das máscaras definidas por *LTBh* e *LTBotim* apresentaram melhores resultados que *LTBev* e *IP* no que diz respeito à caracterização e regiões de chuva e não chuva.

Figura 5.1 – Avaliação qualitativa, através do *PC* e *CSI*, das metodologias de definição do limiar de TB para evento.



Complementando a análise dos resultados mostrados nos gráficos acima, em que *LTbh* e *LTBotim* discretizam mais adequadamente regiões de chuva e não chuva, a seguir são mostrados *boxplot* da análise sazonal e geral do *CSI* para as metodologias de definição do limiar de TB (Seção 2.1).

Figura 5.2 – *Boxplot* da variação (c) geral e sazonal do *CSI* (a) por evento e (b) por horário para *LTbh* e *LTBev*.



Com respeito a variação sazonal do *CSI* (Figura 5.2 (a) e (b)), é evidenciado nos

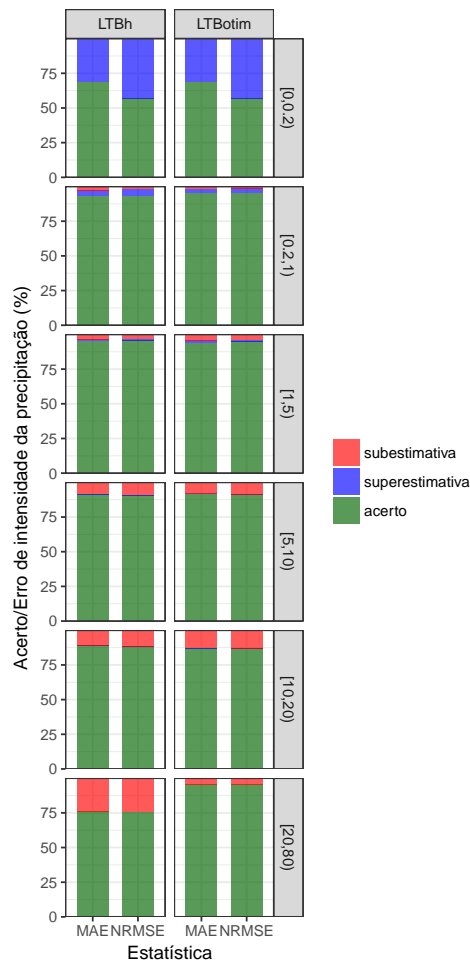
meses que compreendem o inverno e a primavera, respectivamente, que o valor do índice para *LTBh* e *LTBotim* são superiores comparados aos meses do outono e verão. Isso se deve ao fato de que durante os meses de inverno e primavera os sistemas frontogênicos são mais frequentes na região Sul do Brasil, os quais caracterizam-se por organizar a precipitação de forma mais homogênea nesta região (GRIMM, 2009). Isso implica em maior facilidade em separar regiões chuvosas de regiões secas através da discretização por polígonos.

Na análise geral das metodologias (Figura 5.2 (c)), *LTBh* e *LTBotim* novamente apresentaram os melhores índices de CSI, com medianas de 0,30 e 0,26, respectivamente. Isso sinaliza a utilização do limiar horário como principal candidato para caracterizar regiões de precipitação ou não precipitação na escala horária. Caso não disponha de dados horários, a metodologia *LTBotim* segue com o melhor desempenho, uma vez que o limiar é definido diariamente.

5.1.2 Validação Cruzada

Na figura a seguir (Figura 5.3) é feita a comparação dos índices utilizados na validação cruzada (MAE e NRMSE) (Seção 4.6) atendendo ao acerto na intensidade da precipitação. Para isto, a precipitação, tanto interpolada quanto observada, foi dividida em classes: $[0, 0.2)$, $[0.2, 1)$, $[1, 5)$, $[5, 10)$, $[10, 20)$ e $[20, 80)$. Assim, foram contabilizados os casos de subestimativa, acerto ou superestimativa da interpolação com respeito as classes observadas. Isso é mostrado para as máscaras geradas a partir de *LTBh* e *LTBotim*. Dessa forma, é possível analisar a eficiência da validação cruzada na estimativa da intensidade da chuva observada.

Figura 5.3 – Avaliação do resultado da Validação Cruzada utilizando as metodologias *LTBh* e *LTBotim* com *MAE* e *NRMSE*. No eixo *x* estão os índices estatísticos para avaliação da validação cruzada e no *y* é mostrada a porcentagem de casos em que a interpolação acertou, subestimou ou superestimou a classe da chuva observada em cada estação para todos os *EventosDC* para cada tipo de limiar *LTBh* e *LTBotim*.



Na primeira classe, para ambas as metodologias, o resultado dos índices estatísticos foi similar, mostrando casos de acerto de aproximadamente 70% utilizando *MAE* e 58% para o *NRMSE*. Esta classe apresenta a maior porcentagem de superestimativa entre todas as classes, devido ao limiar de precipitação ser ínfimo.

A segunda, terceira e quarta classes apresentam resultados similares no que diz respeito a estimativa da intensidade da precipitação. Mais de 90% dos casos interpolados ocorreram dentro da mesma classe do observado. Menos de 10% nestes casos é considerado subestimativa ou superestimativa.

Na classe cinco, cerca de 13% dos dados interpolados correspondem a subestimativa da precipitação observada. Em contramão a isso, 87% dos casos interpolados estiveram ontidos na classe correspondente da chuva observada.

A classe seis foi a que apresentou as maiores diferenças entre os métodos *LTBh* e

LTBotim. Para o *LTBh*, cerca de 25% dos dados interpolados correspondem a subestimativa da chuva observada. No *LTBotim* este valor cai para cerca de 5%.

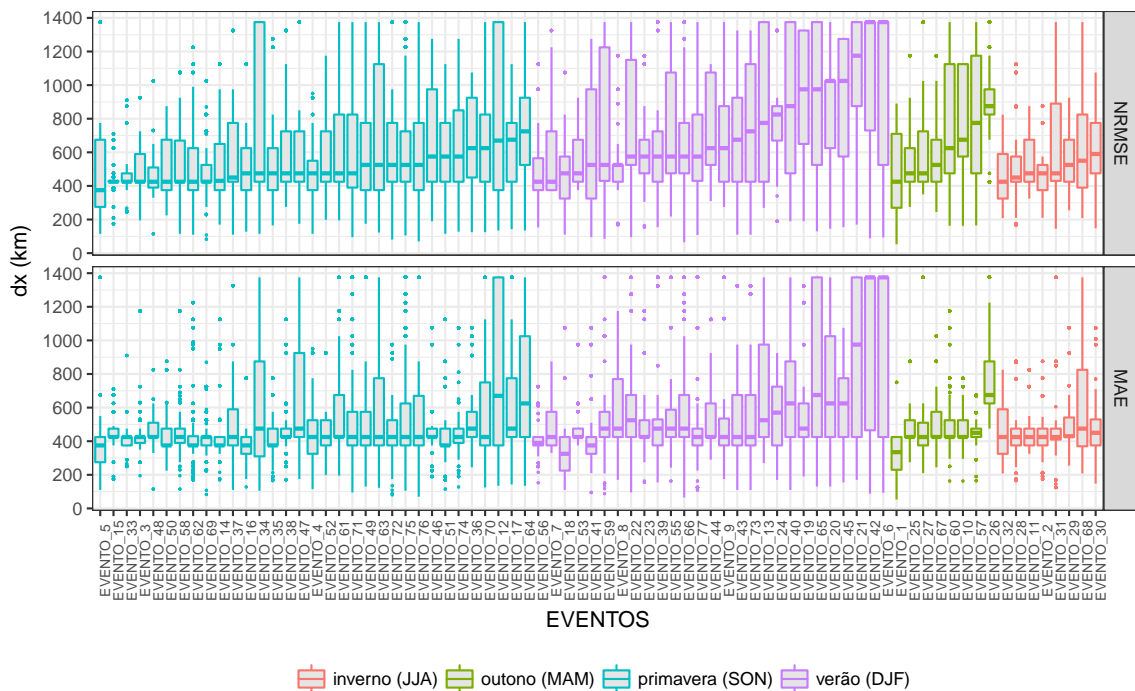
Observa-se que a porcentagem dos casos de precipitação interpolada e observada que coincidem sobre a mesma classe permanece com valores acima de 90 % para acumulados de até 10 mm e 75% para acumulados acima de 10 mm, tanto para a validação cruzada utilizando o *MAE* quanto utilizando o *NRMSE*. Isso revela que a magnitude da precipitação está sendo satisfatoriamente amostrada pela interpolação.

5.1.2.1 Parâmetros do *IDW*

Considerando a variação dos parâmetros do *IDW*, os gráficos a seguir (Figura 5.4 e 5.5) exibem o resultado da validação cruzada utilizando o *MAE* e *NRMSE* para cada um dos 78 eventos selecionados na pesquisa.

Em (5.4), apresenta-se a variação do parâmetro dx do *IDW* para cada um dos índices estatísticos (*MAE* e *NRMSE*). Observa-se que o *MAE*, no geral, resulta em valores de dx menores que o *NRMSE*. Isso ocorre pois o *MAE* seleciona o conjunto de parâmetros que apresenta o menor erro. Para a precipitação, isto significa a utilização de dx menor, de forma que as *EMAs* mais próximas ao ponto de grade analisado possuem pesos maiores, ou seja, influenciam mais na precipitação interpolada.

Figura 5.4 – *Boxplots* da variação do parâmetro distância (dx) no *IDW* para cada evento do estudo. A figura acima mostra a distribuição de dx utilizando o *NRMSE* e abaixo utilizando *MAE*. Os eventos estão ordenados por estação do ano e pelo quantil de 50%.

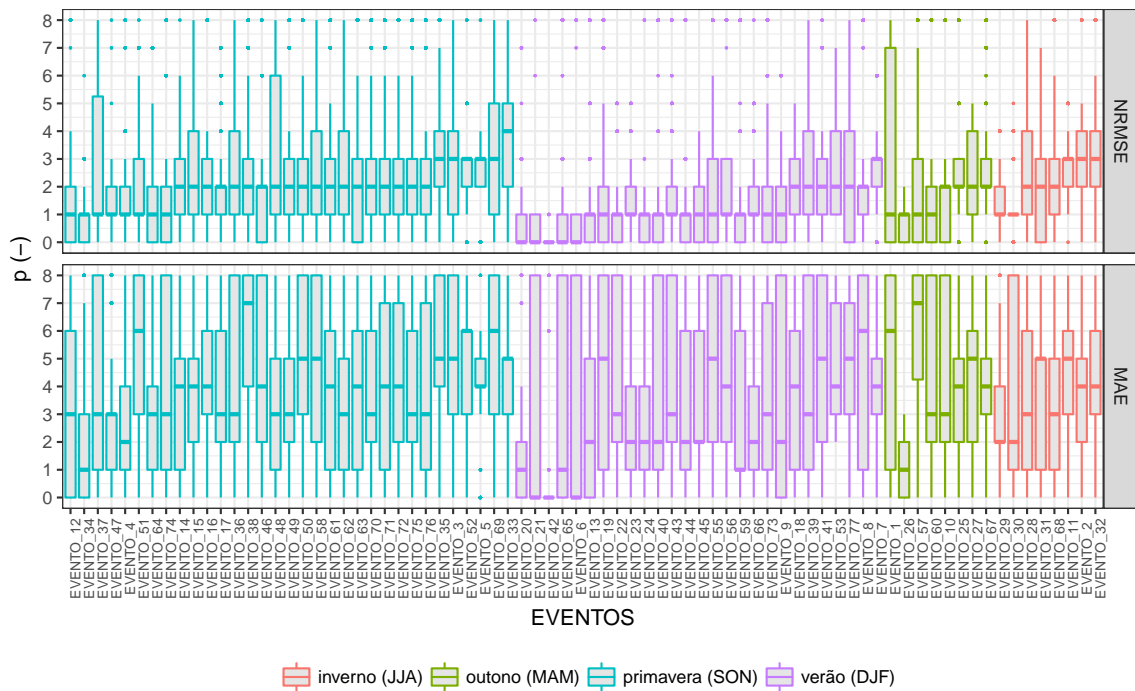


Seguindo adiante com a análise da variação dos parâmetros segundo a validação cruzada aplicada ao *IDW* combinando as imagens de satélite, a figura (5.5) apresenta a variação do parâmetro p de acordo com os índices estatísticos (*MAE* e *NRMSE*).

Observa-se que os valores de p para o *MAE*, no geral, resultam num intervalo de variação maior que para o *NRMSE*. Como dito anteriormente, isso ocorre pois o *MAE* seleciona o conjunto de parâmetros que apresenta o menor erro. Para a precipitação, isto significa a utilização de p maior, de forma que as *EMAs* mais próximas influenciam mais na precipitação interpolada. Vale ressaltar também que o *NRMSE* apresenta um intervalo de variação de p menor que o *MAE*, com o quantil de 50% variando ao redor de 2.

Isto está de acordo com estudos como (WEBSTER; OLIVER, 2001) e (CHEN; LIU, 2012), o qual sugere a utilização de p fixo com valor 2 quando não é realizado um estudo sobre o efeito da variação dos parâmetros na distribuição espacial da precipitação.

Figura 5.5 – *Boxplots* da variação do parâmetro (p) no *IDW* para cada *eventoDC*. Os *eventoDC* estão organizados pelos índices estatísticos (*NRMSE* e *MAE*), por estação do ano e pelo quantil de 50%.



Portanto, a análise dos parâmetros dx e p para cada uma das métricas determina que o *MAE* seleciona parâmetros que resultem em influência maior das *EMAs* mais próximas do ponto de grade de interesse. Isso implica num quantil de 50% superior ao *NRMSE* para o parâmetro p e menor para o parâmetro dx .

Nas tabelas abaixo (Tabelas 5.1 e 5.2) mostra-se a avaliação estatística da validação cruzada pelo *MAE* e *NRMSE* considerando cada uma das classes de precipitação em que a chuva interpolada foi similar à observada. Os índices calculados foram: *PBIAS*, r , *RMSE* e rSD , n representa o número de dados interpolados para cada classe observada com par na interpolada.

Tabela 5.1 – Estatística para classes de precipitação coincidentes no interpolado e observado, *LTBh*.

Classes	MAE					NRMSE				
	n	PBIAS	r	RMSE	rSD	n	PBIAS	RMSE	r	rSD
[0,2,1)	4539	31.4	0.200	0.304	1.092	4578	41.6	0.328	0.155	1.108
[1,5)	7621	-1.3	0.230	1.341	0.952	8242	-1.9	1.353	0.200	0.921
[5,10)	1013	-1.9	0.351	1.555	0.954	834	-3.2	1.683	0.252	0.916
[10,20)	187	-3.6	0.458	2.874	0.899	135	-4.8	3.094	0.442	0.840
[20,80)	17	-2.8	0.846	1.605	1.089	6	0.0	0.000	1.000	1.000

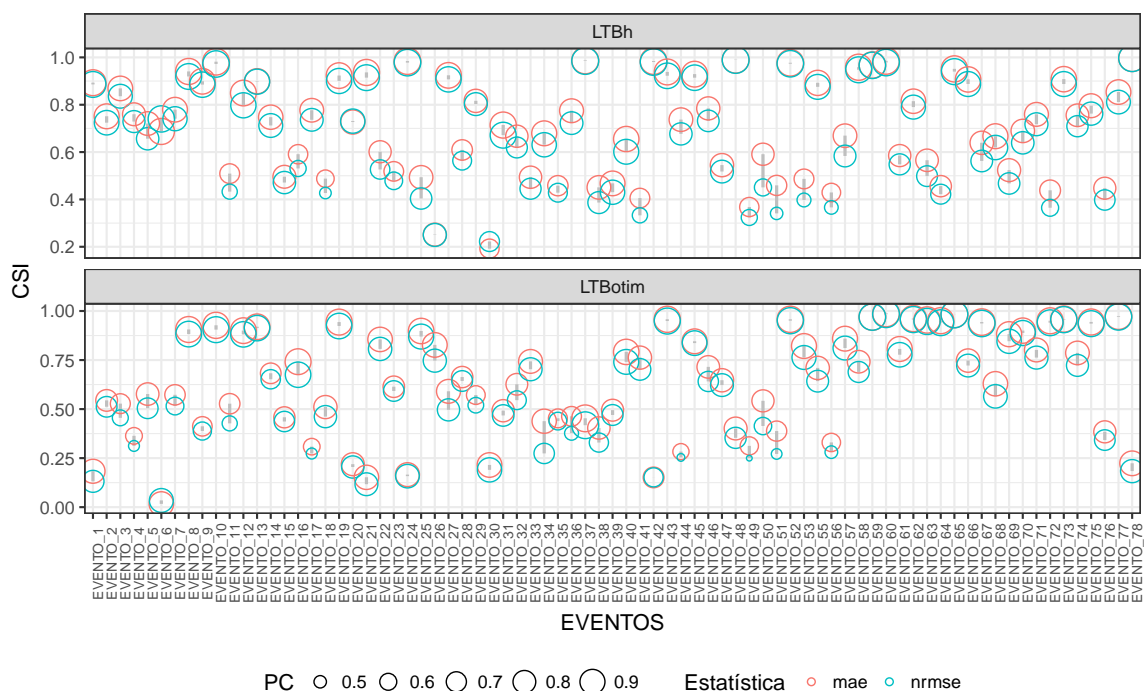
Tabela 5.2 – Estatística para classes de precipitação coincidentes no interpolado e observado, *LTBotim*.

Classes	MAE					NRMSE				
	n	PBIAS	r	RMSE	rSD	n	PBIAS	RMSE	r	rSD
[0.2,1)	5495	33.0	0.162	0.312	1.088	5614	41.6	0.329	0.144	1.101
[1,5)	8683	-1.7	0.241	1.324	0.950	9421	-3.3	1.343	0.203	0.913
[5,10)	1013	-1.7	0.309	1.602	0.972	839	-3.0	1.759	0.173	0.935
[10,20)	181	-4.1	0.379	3.088	0.910	124	-8.4	3.582	0.261	0.833
[20,80)	17	-1.0	0.989	1.661	1.022	9	-4.0	2.379	0.992	1.079

O gráfico 5.6, a seguir, complementa a análise estatística apresentada na tabela acima. Porém, aqui, é feita a análise qualitativa da validação cruzada com *MAE* e *NRMSE* através da definição das máscaras por *LTBh* e *LTBotim*. Essa avaliação é feita através do *PC* e *CSI* (equações 4.4 e 4.5, respectivamente).

Não é observado um padrão ao longo dos eventos para os valores de *PC* e *CSI*. Por outro lado, observa-se que o *CSI* para a validação cruzada com base no *MAE* é sempre maior do que para o *NRMSE*. Isso implica em avaliação qualitativa da chuva interpolada horária melhor para o *MAE* frente ao *NRMSE*.

Figura 5.6 – Avaliação qualitativa (*PC* e *CSI*) da validação cruzada com *MAE* e *NRMSE* obtida a partir das metodologias *LTBh* e *LTBotim*. A cor dos círculos representam a estatística da validação cruzada (vermelho para *MAE* e azul para *NRMSE*). O eixo *y* representa os valores de *CSI* e o tamanho dos círculos representam o valor de *PC*.



5.1.3 GSMAP e CMORPH

A seguir, na Tabela 5.3, é sintetizada a análise estatística da validação cruzada para cada ponto de estação utilizando *LTBh* (IDW.LTBh) com a precipitação obtida das estimativas dos produtos: *GSMAP*, *GSMAPgc*, *CMORPH* e *CMORPHw*.

Tabela 5.3 – Avaliação Estatística: *IDW.LTBh*, *GSMAP*, *GSMAPgc* e *CMORPHw*

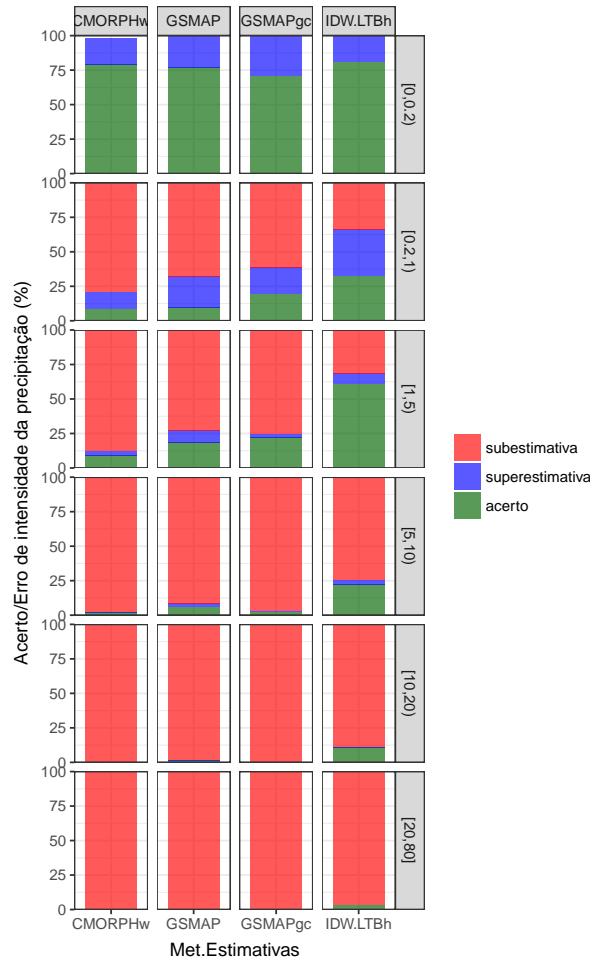
Método de Estimativa	MAE	RMSE	NRMSE	PBIAS	sd	rSD	r	R2	r.Spearman	CSI	PC
CMORPH	1.031	3.090	123.3	-41.2	1.743	0.696	0.004	0.000	0.014	0.139	0.641
CMORPHw	1.032	3.095	123.5	-41.0	1.751	0.699	0.004	0.000	0.014	0.139	0.641
GSMAP	1.336	3.511	140.1	24.8	2.613	1.043	0.055	0.003	0.122	0.221	0.642
GSMAPgc	1.021	2.714	108.3	-26.3	1.173	0.468	0.058	0.003	0.104	0.231	0.511
INTERPOLADA	0.704	2.257	90.1	-6.2	1.551	0.619	0.467	0.218	0.618	0.505	0.808

Observa-se que, para sete dos nove índices estatísticos calculados para todas as metodologias, o método proposto nesta pesquisa (IDW.LTBh) teve desempenho superior frente aos resultados do *CMORPHw*, *GSMAP*, *CMORPH* e *GSMAPgc*.

O IDW.LTBh é o método que menos subestima a precipitação diária dentre os cinco métodos analisados (Apenas 6.2% ante 24.8% de superestimativa do *GSMAP*). Apenas para o sd e rSD é que o *GSMAPgc* obteve desempenho superior.

Na figura a seguir (Figura 5.7) é feita a comparação dos métodos de estimativa de precipitação (*IDW.LTBh*, *GSMAP*, *GSMAPgc*, *CMORPHw*) atendendo ao acerto na intensidade da precipitação. Para isto, a precipitação, tanto interpolada quanto observada, foi dividida nas classes: $[0, 0.2)$, $[0.2, 1)$, $[1, 5)$, $[5, 10)$, $[10, 20)$ e $[20, 80)$. Assim, foram contabilizados os casos de subestimativa, acerto ou superestimativa entre cada método de estimativa de precipitação.

Figura 5.7 – Avaliação dos resultados dos métodos de estimativa de precipitação (*IDW.LTBh*, *GSMAPgc*, *GSMAP*, *CMORPHw*). No eixo x estão os os métodos de estimativa de precipitação e no y é mostrada a porcentagem de casos em que a interpolação acertou, subestimou ou superestimou a classe da chuva observada em cada estação para todos os eventos para cada metodologia.



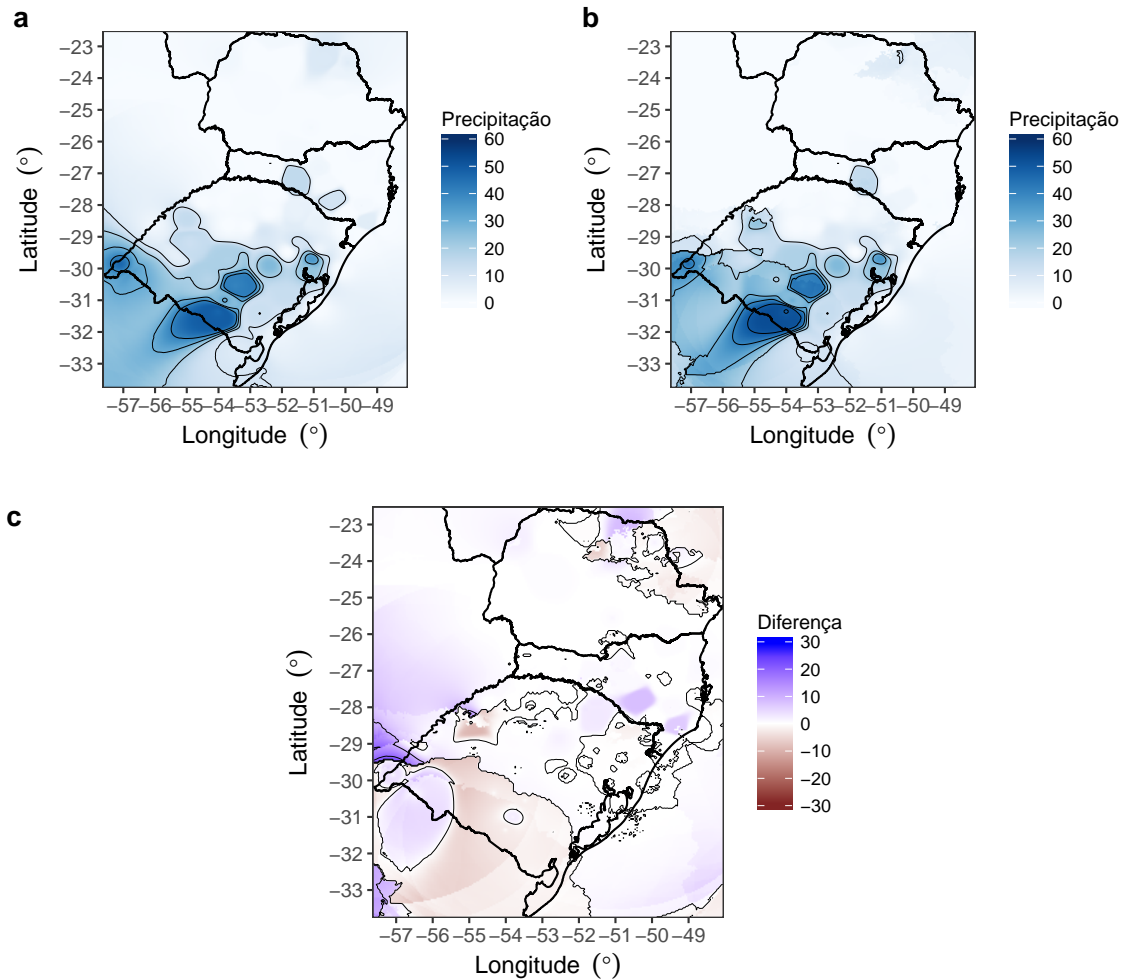
É verificado que para todas as classes de precipitação, o método de estimativa de chuva que alia a interpolação espacial otimizada por validação cruzada e combinada com imagens de satélite do GOES12 no canal infravermelho (*IDW.LTBh*) apresenta o maior número de acertos na classe da precipitação observada, ao redor de 80%. Para as classes [1, 5), [5, 10) e [10, 20) o *IDW.LTBh* apresenta menos casos de subestimativa da precipitação observada. Para a classe maior que 20 mm, todas as metodologias subestimam a precipitação observada.

Na figura a seguir (figura 5.8), são mostrados os campos de interpolação espacial para o IDW sem máscara definida a partir do satélite, com aplicação de máscara (*IDW.LTBh*) e a diferença entre as duas metodologias.

Observa-se o método IDW sem máscara subestima a precipitação interpolada pelo método *IDW.LTBh*, principalmente na região sul do RS. Regiões de superestimativa estão

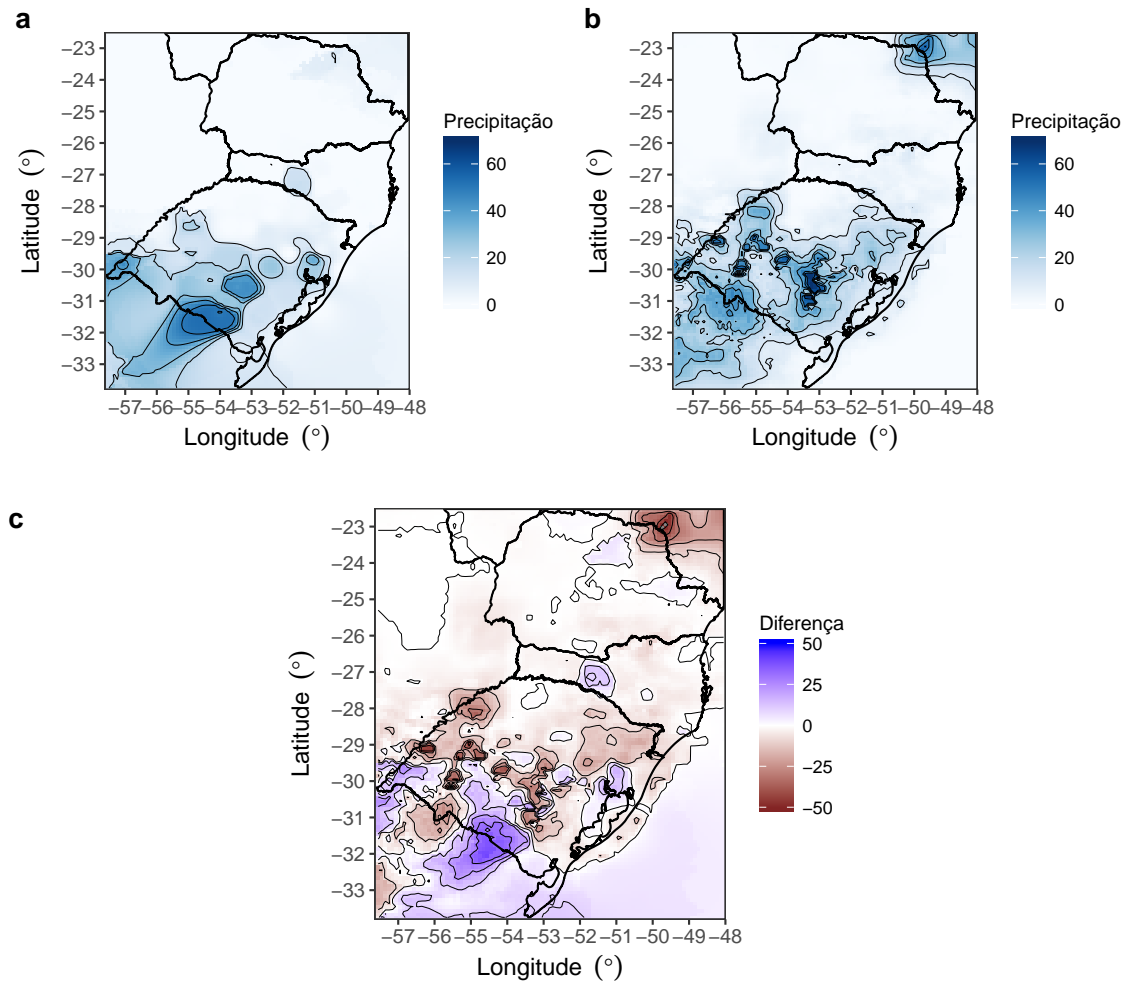
localizadas sobre o oeste e serra do RS. As diferenças apresentam uma diferença de 30 mm, principalmente onde não há dados observados em superfície.

Figura 5.8 – Campos espaciais de interpolação de chuva acumulada diária utilizando (a) IP, (b) IDW.LTBh e (c) IP - IDW.LTBh.



O satélite *GSMAPgc* identifica as áreas de intensidade de precipitação máxima condizentes com *IDW.LTBh*. Porém, estas áreas de intensidade máxima são de menor abrangência espacial se comparado ao *IDW.LTBh*. A magnitude da precipitação de ambas as metodologias é similar. Contudo, o *GSMAPgc* subestima a área de precipitação máxima interpolada no método *IDW.LTBh*. O *GSMAP*, uma vez que não é corrigido com estações de superfície, mostrou valores diferentes (até 100 mm).

Figura 5.9 – Campos espaciais de interpolação de chuva acumulada diária utilizando (a) IDW.LTBh reamostrado para a resolução de 10 Km, (b) GSMAPgc e (c) IDW.LTBh - GSMAPgc.



6 CONCLUSÃO

A determinação da área de ocorrência de precipitação é um dos principais problemas para modelagem hidrológicas, principalmente em casos de eventos severos. Durante casos extremos de precipitação, ocorrem eventos classificados como desastres naturais, dentre eles: enxurradas, enchentes, alagamentos, chuvas intensas, entre outros. Porém, a precipitação possui características discretas que dificultam obter campos interpolados com grande acurácia.

A análise dos limiares de TB a partir das imagens de satélite no canal infravermelho, mostrou que a aplicação de qualquer uma das máscaras avaliadas nesta pesquisa ($LTBh$, $LTBotim$ e $LTBev$) desempenha melhores resultados quando é aplicada a interpolação otimizada sem a definição das regiões precipitantes e não precipitantes. A utilização de um limiar horário ($LTBh$) é a melhor maneira de caracterizar regiões de chuva e não chuva na escala horária. Caso não disponha de dados horários, a metodologia $LTBotim$ segue com o melhor desempenho, uma vez que o limiar é definido diariamente.

A validação cruzada aplicada ao IDW que aqui foi testada, mostrou-se sensível ao parâmetro estatístico utilizado. Neste caso, o MAE mostrou-se com melhor desempenho, minimizando os erros e aumentando o acerto da intensidade de precipitação quando comparado com o $NRMSE$. Os parâmetros p e dx do IDW não mostraram convergência a um valor na escala horária. Por se tratar de eventos severos, com características espaciais e de intensidades variáveis, tal resultado é esperado. Portanto, recomenda-se realizar a validação cruzada a fim de representar a variabilidade espacial a qual os parâmetros da interpolação estão sujeitos.

O método proposto na pesquisa, $IDW.LTBh$, mostrou-se superior a outros métodos de estimativa da precipitação. A chuva estimada pelos produtos $CMORPH$ e $GSMAP$ mostraram menor acurácia tanto na avaliação qualitativa quanto quantitativa da precipitação horária. Ambos os satélites mostraram subestimativa da precipitação e valores menores de CSI que as máscaras geradas a partir da imagem GOES12, para eventos severos.

De modo geral, a combinação de imagens de satélite com estações pluviométricas em superfície, continua sendo de grande importância na geração de campos espaciais gradeados de precipitação horária, sendo um produto de suma importância para modelagem hidrológica, previsão e controle de enchentes, disponibilidade de água, irrigação, entre outros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANA. **Orientações para operação das estações hidrométricas**. [S.l.], 2012. 52 p.
- BATELAAN, O.; SMEDT, F. Gis-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 337–355, 2007.
- BERNARDI, E. C. S. **Qualidade das estimativas de precipitação do satélite TRMM no Estado do Rio Grande do Sul**. 2016. 152 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016.
- CARVALHO, L. M. V. et al. Extreme precipitation events in southeastern south america and large-scale convective patterns in the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377–2394, 2002.
- CASTRO, A. L. C. et al. **Manual de Desastres. Desastres Naturais**. [S.l.], 2003. v. 1, 174 p. Acesso em 12 Fev. 2017.
- CHEN, C. et al. Evaluation and restructuring of gridded precipitation data over the greater mekong subregion. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 180–196, 2017.
- CHEN, F. W.; LIU, C. W. Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (idw) in the middle of taiwan. **Paddy and Water Environment**, v. 10, p. 209–222, 2012.
- CLIMANALISE. **Boletim de monitoramento e análise climática INPE/CPTEC**. [S.l.], 1986. Número especial, 125 p.
- CRESSMAN, G. P. An operational objective analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 87, p. 367–374, 1959.
- Defesa Civil-São Bernardo do Campo. **Enchente, Inundação, Alagamento ou Enxurrada?** 2012. Acesso em 18 fev. 2017. Disponível em: <<http://dcsbcsp.blogspot.com.br/2011/06/enchente-inundacao-ou-alagamento.html>>.
- EBERT, E. E.; JANOWIAK, J. E.; KIDD, C. Comparison of near real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 47–64, 2007.
- FRICH, P. et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. **Climate Research**, v. 19, p. 193–212, 2002. Doi: 10.3354/cr019193.
- GRIMM, A. M. Clima da região sul do brasil. In: **Tempo e Clima no Brasil**. 1ra. ed. São Paulo - SP: Oficina de textos, 2009. cap. 17, p. 259–275.
- GYASI-AGYEI, Y.; MELCHING, C. S. Modelling the dependence and internal structure of storm events for continuous rainfall simulation. **Journal of Hydrology**, v. 464-465, p. 249–261, 2012.
- HERRERA, S. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over spain (spain02). **International Journal of Climatology**, v. 32, p. 74–85, 2010.

HOFSTRA, N.; NEW, M. Spatial variability in correlation decay distance and influence on angular-distance weighting interpolation of daily precipitation over Europe. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1872–1880, 2009.

HUFFMAN, G. J. The trmm multisatellite precipitation analysis (tampa): Quasi-global, multiyear, combined sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38–55, 2007.

IBGE. **Sinopse do Censo Demográfico 2010 - Brasil**. 2010. Acesso em 18 fev. 2017. Disponível em: <<http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/index.php?dados=10&uf=00>>.

INMET. **Rede de Estações Meteorológicas Automáticas do INMET**. 2011. Acesso em 18 fev. 2017. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/css/content/topo\iframe/pdf/Nota\Tecnica-Rede\estacoes\INMET.pdf>><http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/index.php?dados=10&uf=00>>.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied Geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 561 p.

JONES, P. W. First- and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. **Mon. Weather Review**, v. 127, p. 2204–2210, 1999.

JOYCE, R. J. et al. A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, p. 487–503, 2004.

JUNGLES, A. E.; SCHADECK, R.; KRUGER, J. E. B. **Atlas Brasileiro de Desastres Naturais - 1991 a 2010**. [S.l.], 2011. Rio Grande do Sul, 174 p. Acesso em 12 fev. 2017.

JUNKER, N. W. et al. A study of heavy rainfall events during the great midwest flood of 1993. **Weather Forecasting**, v. 14, p. 701–712, 1999.

KANE, R. J.; CHELIUS, C. R.; FRITSCH, J. M. Precipitation characteristics of mesoscale convective weather systems. **Journal of Climate**, v. 26, p. 1345–1357, 1987.

KANNENBERG, C. **Desagregação da temperatura do ar da escala diária para hora para o sul do Brasil**. 2016. 52 p. Dissertação (Trabalho de Conclusão de Curso) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016.

KONRAD, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southern United States. **Weather Forecasting**, v. 12, p. 557–571, 1997.

KURTZMAN, D.; NAVON, S.; MORIN, E. Improving interpolation of daily precipitation for hydrologic modelling: spatial patterns of preferred interpolators. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3281–3291, 2009.

LI, J.; HEAP, A. D. A review of spatial interpolation methods for environmental scientists. **Geoscience Australia Record**, v. 23, p. 137, 2008.

NOAA. **Geostationary Satellite Server**: Home. GOES-NOAA, 2015. Acesso em 15 fev. 2017. Disponível em: <<http://www.goes.noaa.gov/ECIR4.html>>.

OKAMOTO, K. I. et al. The global satellite mapping of precipitation (gsmap) project. **Geoscience and Remote Sensing**, p. 3414–3416, 2005.

OSBORN, T.; HULME, M. Development of a relationship between station and grid-box rain-day frequencies for climate model evaluation. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1885–1908, 1997.

PRETTY, G. W. The status of satellite-based rainfall estimation over land. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 125–137, 1995.

REBOITA, M. S. et al. **Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica**. [S.l.], 2010. v. 25, 185-204 p. Acesso em 27 Jan. 2017.

SALVADORI, G.; MICHELE, C. de. Statistical characterization of temporal structure of storms. **Advances in Water Resources**, v. 29, p. 827–842, 2006.

SARTORI, M. G. B. A dinâmica do clima do rio grande do sul: indução empírica e conhecimento científico. **Terra Livre**, v. 1, p. 27–49, 2003.

SCHULTZ, G. A.; ENGMAN, E. T. **Remote Sensing in Hidrology and Water Management**. [S.l.]: Springer, 2000. 483 p.

SCOFIELD, R. A. The nesdis operational convective precipitation technique. **Mon. Weather Review**, v. 115, p. 1773–1792, 1987.

SHEPARD, D. A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data. **Proceedings of the 1968 ACM National Conference**, p. 517–524, 1968.

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 598–617, 2006.

TRENBERTH, K. E. Short-term climate variations: recent accomplishments and issues for future progress. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1081–1096, 1997.

UFSC, C. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010: volume Brasil**. [S.l.], 2012. 94 p.

USHIO, T.; TASHIMA, T.; KUBOTA T. KACHI, M. Gauge adjusted global satellite mapping of precipitation (gsmappgauge). **Proc.29th ISTS**, p. 48, 2013.

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. Bulletin of the american meteorological society. **Journal of Climate**, v. 79, p. 1883–1898, 1998.

VILA, D. A. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental south america. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, p. 533–543, 2008.

WARE, C.; KNIGHT, W.; WELLS, D. Memory intensive algorithms for multibeam bathymetric data. **Computers and Geosciences**, v. 17, p. 985–993, 1991.

WEBSTER, R.; OLIVER, M. **Geostatistics for Environmental Scientists**. Chichester: Jhon Wiley and Sons Ltd, 2001. 271 p.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. [S.l.]: Academic Press: USA, 2006.

WREGGE, M. S. et al. **Atlas climático da região sul do Brasil**. Colombo, PR: Embrapa, 2012. 333 p.

.1 – APÊNDICE A- TABELA DE ESTUDO DE CASOS ESPS.

ID	Data	Inicio	Fim	DCEve	FracGOES (%)	FracAWSprec(%)	AcumMax(mm)	IntenMax(mm/h)	DuraMax(h)
EVENTO_1	20110418	2011-04-18 00:00	2011-04-18 23:00	1	95.83	10.23	23.0	16.6	18
EVENTO_2	20110830	2011-08-30 00:00	2011-08-30 23:00	4	95.83	25.33	50.6	42.8	22
EVENTO_3	20111001	2011-10-01 00:00	2011-10-01 23:00	1	95.83	41.82	68.0	18.8	17
EVENTO_4	20111009	2011-10-09 00:00	2011-10-09 23:00	1	95.83	11.64	18.4	18.2	8
EVENTO_5	20111029	2011-10-29 04:00	2011-10-29 23:00	1	95.83	17.16	70.8	15.2	15
EVENTO_6	20120108	2012-01-08 03:00	2012-01-08 23:00	2	95.83	0.86	39.6	39.4	2
EVENTO_7	20120114	2012-01-14 00:00	2012-01-14 23:00	1	95.83	23.91	87.0	14.4	23
EVENTO_8	20120203	2012-02-03 00:00	2012-02-03 23:00	1	95.83	11.12	40.2	13.0	10
EVENTO_9	20120205	2012-02-05 00:00	2012-02-05 23:00	1	95.83	21.26	52.0	29.6	19
EVENTO_10	20120322	2012-03-22 00:00	2012-03-22 23:00	1	100.00	7.42	39.2	33.2	6
EVENTO_11	20120729	2012-07-29 00:00	2012-07-29 23:00	1	95.83	32.60	77.4	21.6	18
EVENTO_12	20121119	2012-11-19 02:00	2012-11-19 23:00	1	95.83	11.55	35.6	20.6	8
EVENTO_13	20130218	2013-02-18 00:00	2013-02-18 23:00	1	95.83	21.07	78.0	23.0	15
EVENTO_14	20130921	2013-09-21 00:00	2013-09-21 23:00	3	91.67	42.53	86.4	16.8	21
EVENTO_15	20130924	2013-09-24 00:00	2013-09-24 23:00	1	95.83	36.92	98.0	14.0	23
EVENTO_16	20131024	2013-10-24 00:00	2013-10-24 23:00	4	95.83	32.99	160.2	44.2	17
EVENTO_17	20131121	2013-11-21 00:00	2013-11-21 23:00	3	95.83	29.17	66.8	23.4	22
EVENTO_18	20131205	2013-12-05 03:00	2013-12-05 23:00	13	95.83	19.79	92.8	42.2	11
EVENTO_19	20140114	2014-01-14 00:00	2014-01-14 23:00	1	95.83	9.90	107.6	29.8	14
EVENTO_20	20140201	2014-02-01 00:00	2014-02-01 23:00	4	95.83	13.45	69.4	43.4	12
EVENTO_21	20140210	2014-02-10 00:00	2014-02-10 23:00	2	95.83	4.29	36.6	36.4	4
EVENTO_22	20140223	2014-02-23 00:00	2014-02-23 23:00	1	95.83	22.20	55.4	53.0	13
EVENTO_23	20140226	2014-02-26 00:00	2014-02-26 23:00	1	95.83	43.49	53.2	42.2	19
EVENTO_24	20140228	2014-02-28 00:00	2014-02-28 23:00	1	95.83	7.76	39.0	11.4	14
EVENTO_25	20140412	2014-04-12 00:00	2014-04-12 23:00	8	95.83	37.27	97.6	45.4	14
EVENTO_26	20140515	2014-05-15 03:00	2014-05-15 23:00	2	91.67	9.37	36.4	27.2	6
EVENTO_27	20140521	2014-05-21 03:00	2014-05-21 23:00	1	91.67	35.17	138.6	27.6	18
EVENTO_28	20140605	2014-06-05 00:00	2014-06-05 23:00	1	95.83	38.77	93.8	15.4	21
EVENTO_29	20140723	2014-07-23 00:00	2014-07-23 23:00	1	95.83	62.98	133.6	28.4	24
EVENTO_30	20140730	2014-07-30 00:00	2014-07-30 23:00	1	95.83	16.78	30.6	16.4	13
EVENTO_31	20140801	2014-08-01 00:00	2014-08-01 23:00	1	95.83	18.24	43.4	29.6	8
EVENTO_32	20140831	2014-08-31 00:00	2014-08-31 23:00	1	95.83	26.87	57.4	22.2	17
EVENTO_33	20141006	2014-10-06 00:00	2014-10-06 22:00	1	95.83	24.96	42.8	13.4	15
EVENTO_34	20141013	2014-10-13 00:00	2014-10-13 23:00	1	91.67	19.75	35.4	13.2	14
EVENTO_35	20141019	2014-10-19 00:00	2014-10-19 23:00	23	95.83	30.47	66.2	36.0	14
EVENTO_36	20141030	2014-10-30 00:00	2014-10-30 23:00	3	95.83	40.55	88.4	55.8	17
EVENTO_37	20141103	2014-11-03 00:00	2014-11-03 23:00	2	95.83	14.74	89.4	48.4	18
EVENTO_38	20141107	2014-11-07 00:00	2014-11-07 23:00	1	95.83	12.62	93.8	30.2	10
EVENTO_39	20141209	2014-12-09 00:00	2014-12-09 23:00	1	95.83	10.25	39.0	29.4	7
EVENTO_40	20141220	2014-12-20 02:00	2014-12-20 23:00	9	95.83	7.81	47.8	37.2	6
EVENTO_41	20141227	2014-12-27 00:00	2014-12-27 21:00	1	95.83	27.02	87.8	57.0	11
EVENTO_42	20150105	2015-01-05 10:00	2015-01-05 23:00	1	95.83	1.19	45.2	27.4	3
EVENTO_43	20150108	2015-01-08 00:00	2015-01-08 23:00	1	95.83	24.41	39.6	20.2	24
EVENTO_44	20150214	2015-02-14 02:00	2015-02-14 22:00	1	95.83	2.55	25.8	18.6	6
EVENTO_45	20150219	2015-02-19 02:00	2015-02-19 23:00	1	95.83	14.05	55.0	29.4	10
EVENTO_46	20150917	2015-09-17 00:00	2015-09-17 23:00	2	95.83	31.36	65.2	28.2	19
EVENTO_47	20150919	2015-09-19 00:00	2015-09-19 23:00	1	95.83	30.15	68.6	23.8	13
EVENTO_48	20150921	2015-09-21 00:00	2015-09-21 23:00	1	95.83	30.01	45.8	23.4	20
EVENTO_49	20151021	2015-10-21 00:00	2015-10-21 23:00	19	95.83	17.68	89.6	21.8	16
EVENTO_50	20151110	2015-11-10 03:00	2015-11-10 23:00	3	95.83	35.60	146.8	60.6	18
EVENTO_51	20151113	2015-11-13 00:00	2015-11-13 22:00	1	95.83	22.93	79.2	51.0	17
EVENTO_52	20151119	2015-11-19 00:00	2015-11-19 23:00	1	95.83	20.26	88.0	57.8	9
EVENTO_53	20151202	2015-12-02 00:00	2015-12-02 23:00	1	95.83	37.99	83.4	33.8	20
EVENTO_54	20151204	2015-12-04 00:00	2015-12-04 23:00	1	95.83	17.87	76.4	32.8	24
EVENTO_55	20151215	2015-12-15 00:00	2015-12-15 20:00	2	95.83	13.26	32.6	14.4	16
EVENTO_56	20151218	2015-12-18 00:00	2015-12-18 23:00	1	95.83	26.40	137.8	46.2	13
EVENTO_57	20160413	2016-04-13 00:00	2016-04-13 23:00	1	95.83	22.58	67.0	37.0	12
EVENTO_58	20110930	2011-09-30 04:00	2011-10-01 23:00	5	91.67	28.14	79.0	28.6	26
EVENTO_59	20111214	2011-12-14 00:00	2011-12-15 23:00	11	95.83	7.58	32.2	30.2	12
EVENTO_60	20120321	2012-03-21 00:00	2012-03-22 23:00	2	97.92	9.99	70.6	33.2	15
EVENTO_61	20120918	2012-09-18 00:00	2012-09-20 13:00	63	95.83	30.98	156.0	33.8	33

ID	Data	Inicio	Fim	DCEve	FracGOESimg(%)	FracAWSprec(%)	AcumMax (mm)	IntenMax(mm/h)	DuraMax (h)
EVENTO_62	20130920	2013-09-20 00:00	2013-09-21 23:00	7	93.75	33.42	107.2	18.4	35
EVENTO_63	20131021	2013-10-21 00:00	2013-10-24 23:00	14	95.83	20.11	226.0	44.2	28
EVENTO_64	20131110	2013-11-10 00:00	2013-11-12 22:00	50	95.83	31.67	275.6	62.8	37
EVENTO_65	20140208	2014-02-08 00:00	2014-02-10 23:00	4	95.83	4.92	73.6	36.4	19
EVENTO_66	20140225	2014-02-25 04:00	2014-02-26 23:00	2	95.83	29.62	91.2	42.2	29
EVENTO_67	20140411	2014-04-11 02:00	2014-04-12 23:00	10	95.83	38.60	186.0	45.4	27
EVENTO_68	20140830	2014-08-30 07:00	2014-08-31 23:00	4	95.83	13.85	57.4	22.2	17
EVENTO_69	20140919	2014-09-19 00:00	2014-09-20 20:00	2	95.83	9.93	23.8	14.4	14
EVENTO_70	20140928	2014-09-28 00:00	2014-10-02 11:00	22	95.83	23.33	264.2	40.8	54
EVENTO_71	20141015	2014-10-15 00:00	2014-10-19 23:00	37	94.17	21.97	154.6	36.0	41
EVENTO_72	20141125	2014-11-25 02:00	2014-11-26 13:00	4	95.83	10.95	68.0	41.6	21
EVENTO_73	20150107	2015-01-07 00:00	2015-01-08 23:00	2	95.83	22.26	111.6	48.2	44
EVENTO_74	20150916	2015-09-16 07:00	2015-09-17 23:00	3	95.83	25.47	103.0	28.2	28
EVENTO_75	20151006	2015-10-06 05:00	2015-10-16 23:00	92	95.08	32.38	353.0	79.8	147
EVENTO_76	20151020	2015-10-20 00:00	2015-10-21 23:00	22	95.83	12.64	91.0	32.4	16
EVENTO_77	20151214	2015-12-14 00:00	2015-12-15 20:00	15	95.83	21.15	192.0	48.4	32
EVENTO_78	20160418	2016-04-18 00:00	2016-04-20 22:00	6	95.83	8.94	146.6	26.6	37