



*Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E AMBIENTAL
- MESTRADO -*

**ANÁLISE DE DESEMPENHO DOS CAMPOS DE CHUVA ESTIMADOS
PELO SATÉLITE TRMM NA PARAÍBA, PARA FINS DE MODELAGEM
HIDROLÓGICA DISTRIBUÍDA**

Por

Aderson Stanrley Peixoto Santos

*Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Federal da Paraíba para
obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – Paraíba

Setembro de 2014



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA URBANA E AMBIENTAL
- MESTRADO -

**ANÁLISE DE DESEMPENHO DOS CAMPOS DE CHUVA ESTIMADOS
PELO SATÉLITE TRMM NA PARAÍBA, PARA FINS DE MODELAGEM
HIDROLÓGICA DISTRIBUÍDA**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como requisito para a obtenção do título de Mestre.

Aderson Stanrley Peixoto Santos

Orientador: Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz

João Pessoa – Paraíba

Setembro de 2014

S237a Santos, Aderson Stanrley Peixoto.

Análise de desempenho de campos de chuva pelo satélite TRMM na Paraíba, para fins de modelagem hidrológica distribuída / Aderson Stanrley Peixoto Santos - João Pessoa, 2014.

149f. : il.

Orientador: Adriano Rolim da Paz

Dissertação (Mestrado) – UFPB/CT

1. Engenharia urbana e ambiental. 2. Satélite TRMM. 3. Verificação. 4. Índices de desempenho. 5. Sensoriamento remoto. 6. Tabela de contingência.

**“ANÁLISE DE DESEMPENHO DOS CAMPOS DE CHUVA ESTIMADOS PELO
SATÉLITE TRMM NA PARAÍBA, PARA FINS DE MODELAGEM HIDROLÓGICA
DISTRIBUÍDA”**

ADERSON STANRLEY PEIXOTO SANTOS
Dissertação aprovada em 22 de setembro de 2014.

Período Letivo: 2014.2


Prof. Dr. ADRIANO ROLIM DA PAZ - UFPB
(Orientador)


Prof. Dr. RICHARDE MARQUES DA SILVA - UFPB
(Membro Interno)


Prof. Dr. CLÁUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA - UFRN
(Membro Externo)

João Pessoa/PB
2014

A amiga, a guerreira, ao meu “porto seguro”, ao amor da verdade materna, à bênção ofertada por Deus como meu princípio do axioma familiar: Deusdeth Rodrigues Peixoto. Dedico

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por permitir as ações benéficas de teu amor pela intercessão de nossa Senhora Maria, e a meu amigo-guardião por me auxiliarem diante as veredas

Agradeço aos professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana Ambiental por tanto terem contribuído no abarque de novos conhecimentos. Agradeço especialmente ao professor Dr. Adriano Rolim da Paz, no qual contribuiu com seus conselhos, ideias e apoio, tudo o que me possibilitou apreender e aprender mais sobre o exemplo ao qual almejo seguir e no como seguir, como profissional. Obrigado pela honra da orientação.

A João Paulo, Natália Guilhermino, Mário Henrique e Renata Duarte que me receberam em suas residências com zelo e presteza, conforme suas capacidades, além de me permitirem absorver mais aprendizados. Grato lhes sou.

Agradeço, também, a um casal amigo que em nenhum momento titubeou em me auxiliar com enorme carinho e atenção. Não poderia jamais deixar de citá-los: José Dorivaldo de Oliveira e sua querida esposa Sônia de Oliveira. Obrigado pelo acolhimento em seu lar, gentileza e tantos outros adjetivos bons que infelizmente este trabalho não comporta.

Agradeço aos meus amigos de caminhada conjunta no mestrado, tanto pelas grandes e boas risadas obtidas no nosso percurso comum, como pela amizade. Espero que a distância física não nos esfacele esse bom sentimento. Obrigado queridos e futuros referenciais teóricos de suas vertentes: Alexandre Castro; Karina Ugulino; Lívia Lima; Jussara Freire; Lívia Facão. Agradeço a minha colega de orientação e amiga Alexleide Diniz, pelas conversas produtivas, paciência quanto minhas discussões, por sua preocupação e apoio.

Obrigado amigos Fabiane Mousinho, no auxílio quanto a tantas questões que me turvaram em vários momentos, a saúde e meus trabalhos dissertativos. Em especial a Ayanne Félix de Melo e Rodolfo Fernandes Cabral pelo incomensurável apoio logístico e na prática daquelas questões! Sou por demais grato pela presteza, imenso esforço e carinho que dedicaram com seus tempos já escassos. Nunca serão esquecidos!

Agradeço a Rodrigo Lira, José Hilário e Thiago Medeiros pelo surpreendente companheirismo e auxílio, mesmo nas distâncias físicas. Devo dizer que retiraram de

mim boas lágrimas de alegria, por reafirmarem tão amável amizade. São irmãos que meu coração tem grande alegria por tê-los em adoção e por sentir a emanação da verdade advinda de vocês. Foi parte dessa força fraterna que me fiz enxergar mais a bondade no mundo. Obrigado!

Ao se tratar de irmãos, não poderia esquecer meu agradecimento a Alice Rück; Natália Boccardi, Danielma Santos; Gabriel Monte, Daniel Oliveira, Dyêgo Siqueira que se preocuparam comigo nessa caminhada árdua, dando-me apoio, ao entrarem em contato comigo nas precisões ou mesmo por estarem de prontidão em quase todo momento que lhes contatassem. Obrigado meus irmãos de “sangue espiritual”!

Ao falar de apoio, força, verdade em amor, impossível seria ausentar teu nome: Mariana Libânia de Melo. Agradeço-te por tudo minha amada. Só tu sabes de fato o quanto foi difícil - dentro de minha realidade - alcançar esse momento. Sem teus conselhos, auxílios “diplomáticos” ante a tantas questões, essa vitória seria bem mais difícil, bem mais conturbadora. Não existem palavras em nosso vocabulário para expressar meu sentimento de gratidão, honra e de imenso amor. Contigo achei mais esperança para lutar e vencer. Obrigado!

Agradeço aos meus avós Sebastiana Rodrigues Peixoto e Gonçalo Rodrigues Peixoto (*in memoriam*) e a meu sempre conselheiro e divertido tio avô: Otacílio Lourenço. Obrigado pelo carinho, apoio, preocupação diante a senda da vida, sem vocês, provavelmente essa etapa tornar-se-ia muito mais difícil de ser cumprida.

Por último e jamais de reduzida importância, devo agradecer a maior de todas as forças, preocupações, zelos. Essa que representa a verdade do amor divino; a verdade do amor de Deus. Nunca esquecerei minha amada mãe Deusdeth Rodrigues Peixoto, por tudo o que passastes e passas para vivenciar e comprovar mais essa vitória. Essa última, essencialmente tem a grande porção oriunda de ti, amada mãe. Teu nome deve ser entoado em cânticos dos mais belos! Só Deus, você e um pouco do que conheço, do que vi e vejo sabem o que de fato precisou passar para esse momento acontecer. Tu mãe, sempre sustentou minha luta, por seu exemplo, imensa força e ferocidade de luta vivenciadas para que eu fosse “alguém”. Eu te amo com toda minha essência, agradeço a ti mais que tudo! Tudo o que fizeste foi a grande força que me deu mais e mais ânimo! Você é a minha mais verdadeira amiga! Amo-te minha vida!

RESUMO

A precipitação é um elemento meteorológico que serve como parâmetro de entrada fundamental aos mais diversos tipos de análise. No entanto, os sistemas tradicionais de coleta registram históricos problemas orçamentais, geográficos e temporais na sua obtenção, processamento e repasse. Tal fato tem mobilizado a ascensão de técnicas, como o sensoriamento remoto orbital (SRO), que cada vez mais se aplica nos estudos voltados ao monitoramento e previsão, em conjunto com os Modelos Hidrológicos, tal como os Modelos Hidrológicos Distribuídos (MHD). No entanto, por serem considerados a “verdade de campo” a ciência exige a intercomparação dos resultados dos sensores orbitais com os mesmos afim de se ter o crivo analítico da verificação de respostas de desempenho. Entretanto, as metodologias adotadas na análise comparativa dos seus resultados - com as informações terrestres - normalmente não informam a natureza dos erros de informação, pautando-se apenas na relação maior ou menor entre as informações. Portanto, o trabalho objetiva contribuir com a ciência, por meio de proposta metodológica, com uso de estatísticas ligadas a índices de desempenho, de forma a avaliar as particularidades envolvidas nos erros associados entre sensores de mensuração do elemento chuva no estado da Paraíba. Metodologicamente comparou-se as informações de chuva do algoritmo 3B42 da Versão 7, do sensor orbital *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) com as informações históricas dos postos pluviométricos pertencentes a Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba (AES), entre os anos de 1998 a 2011. Seguiu-se dois vieses analíticos. No primeiro momento, verificou-se à similaridade espaço-temporal ao nível do pixel (*pixel-a-pixel*) no que se denomina primeira abordagem (A1); e no segundo, verificou-se à similaridade dos resultados sob faixas quantitativas de chuva, no que se nomeia segunda abordagem (A2). Como resultados na abordagem analítica A1, o TRMM apresentou bons desempenhos às medidas de concordância para eventos de correto negativos. Segundo a abordagem A2 os desempenhos apresentados corroboraram para maiores erros da estimativa do sensor.

Palavras-Chave: Estimativa; Verificação; Índices de Desempenho; Sensoriamento Remoto; Tabela de Contingência.

ABSTRACT

Precipitation is a weather element that serves as the key to most types of analysis input parameter. However, traditional systems of collecting budget record historical, geographical and temporal in obtaining, processing and transfer problems. This fact has mobilized the rise of techniques such as orbital remote sensing (ORS), increasingly applied in studies aimed at monitoring and forecasting through Hydrological Models such as the Distributed Hydrological Models (DHM). However, because they are considered the ground truth science requires intercomparison of results from orbital sensors with them in order to have the analytical scrutiny of verification of responses from performance. However, the methodologies adopted in the comparative analysis of their results - with terrestrial information - usually do not report the nature of the error information, if basing only on larger or smaller link the information. Therefore, this paper aims to contribute to science through the methodological increase with use of statistics related to performance indicators, to assess the particularities involved in the errors associated with each sensor element for measuring rain. Methodologically compared the information of rain sensor 3B42 algorithm's 7 version of Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) with historical information from rain gauges belonging to *Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba* (AES), with analysis from 1998 to the year 2011, were methodologically compared followed two analytical biases. At first, there was the spatio-temporal similarity to pixel level (pixel-to-pixel) in what is called approach 1 (A1); and second, there was the similarity of the results in quantitative precipitation bands. Results in analytical approach 1 (A1), the TRMM showed good performance on measures of agreement for negative events correct. According to the second approach (A2) the performances presented to corroborate the depreciation of the estimated sensor.

KEYWORDS: Estimates; Verification; Skill Score; Remote Sensing; Table of Confusion

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Tipos de precipitação segundo superfície de contato de formação..	20
Figura 2 -	Distribuição latitudinal global média da precipitação global (mm/ano) (direita) e precipitação média por área de influência (cm/ano)	23
Figura 3 -	Variações da radiação solar com a latitude, com destaque da zona intertropical (a) e por período estacional, sobre o globo (b).....	23
Figura 4 -	Marcha estacional da precipitação (a) e distribuição espacial mensal.máxima de chuva (b).....	24
Figura 5 -	Princípio básico do funcionamento do radar meteorológico.....	30
Figura 6 -	Fatores influentes sobre o desempenho na detecção de chuva do radar meteorológico.....	31
Figura 7 -	Janelas e bandas espectrais.....	34
Figura 8 -	Imagen GOES-13 canal visível (a), Imagen GOES-13 canal 2 do infravermelho (b).....	35
Figura 9 -	Porção da órbita de baixa inclinação do TRMM.	38
Figura 10 -	Componentes instrumentais do TRMM e suas localizações.....	39
Figura 11 -	Bacia, Pluviômetros e Métodos Aplicados.....	44
Figura 12 -	Método das Médias Aritméticas Aplicado.....	45
Figura 13 -	Método de Thiessen Aplicado.....	46
Figura 14 -	Método das Isoietas Aplicado.....	47
Figura 15 -	Campos de chuva com distintas resoluções espaciais. Em (a) resolução de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ e em (b) resolução de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$	48
Figura 16 -	Correlação entre dados de Satélite (Rs) vs Pluviômetros (Rp), sobre a península sul-coreana para grades de resolução de 1° (figura a esquerda) e de 3° (figura a direita)	53
Figura 17 -	a) Relação entre os dados mensais de precipitação (mm) para o período de janeiro de 1998 a dezembro de 2010 (significante a $p<0,05$; teste <i>t-student</i>) para o Nordeste e (b) Distribuição média mensal da precipitação acumulada, entre 1998 e 2010, para o NEB.....	54
Figura 18 -	Diferença da precipitação média anual entre o modelo WFD e o conjunto de dados de satélites e pluviômetros (1997-2001).....	54
Figura 19 -	Distribuição Espacial dos índices de validação: (a) REMQ; (b) EMA; (c) EM.....	57
Figura 20 -	Localização se refere à inter-relação entre posição, forma e	

tamanho.....	60
Figura 21 - Fluxograma das etapas realizadas.....	61
Figura 22 - Localização da área de estudo e dos pontos e células de coleta de dados.....	62
Figura 23 - Mesorregiões da Área de Estudo.....	63
Figura 24 - Classes de altitude do estado da Paraíba por Modelo Numérico de Terreno (MNT)	64
Figura 25 - Localização das Macrobasias e Drenagens Principais da Paraíba.....	64
Figura 26 - Normais climatológicas da temperatura média mensal da Paraíba (°C), de 1960-1990.	66
Figura 27 - Precipitação média anual da Paraíba (mm) dos anos de 1960-1990.....	67
Figura 28 - Normais climatológicas da precipitação da Paraíba em milímetros por mês, de 1960-1990.....	67
Figura 29 - Classificação de Köppen, Paraíba.....	68
Figura 30 - Esquema de adequação temporal das informações de chuva coletadas pelos sensores.....	71
Figura 31 - Discretização e <i>downscaling</i> das informações do TRMM (a) e da AESA (b)	72
Figura 32 - Espacialização pelo método IDW sobre os dados do sensor orbital e dos postos pluviométricos.....	74
Figura 33 - Resultante da discretização e interpolação associadas as distintas resoluções espaciais dos pixels.....	75
Figura 34 - Tabela de contingência e caracterização das categorias.....	78
Figura 35 - Frequência “f” de dados por síntese da informação (dados categóricos) segundo forma binomial de análise “1” e “2”	78
Figura 36 - Adequação das frequências em categorias segundo os limites da A1 e A2.....	80
Figura 37 - Índices, tabela de contingência e limites.....	86
Figura 38 - Metodologia de comparação pixel-a-pixel entre campos de chuva por índices de desempenho.....	88
Figura 39 - Avaliação dos <i>downscalings</i> sobre os dados anuais pelo REMQ acumulado e não acumulado.....	90
Figura 40 - Avaliação dos níveis de resolução sobre os resultados da REMQ acumulados e não acumulados para os valores diários ao longo dos anos (1998-2011).....	91

Figura 41 -	Análise integrada no tempo para REMQ por média mensal pela abordagem chuva-não chuva (A1).....	92
Figura 42 -	Análise integrada no tempo para REMQ acumulado por média mensal pela abordagem chuva-não chuva (A1).....	92
Figura 43 -	Análise integrada no espaço do tipo chuva-não chuva ao longo dos anos de 1998 a 2011 (A1).....	94
Figura 44 -	Distribuição dos limites de concentração dos erros entre os índices associados pela abordagem chuva-não chuva (A1).....	96
Figura 45 -	Análise integrada no tempo para cada índice sob diferentes resoluções espaciais de grade (1998-2011) pela abordagem chuva-não chuva (A1).....	101
Figura 46 -	Análise integrada no tempo para cada índice sob diferentes resoluções espaciais de grade (1998-2011) pela abordagem chuva-não chuva (A1).....	105
Figura 47 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para BIAS (A1).....	106
Figura 48 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PC (A1).....	107
Figura 49 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para IHH (A1).....	108
Figura 50 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para TAF (A1).....	109
Figura 51 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PD (A1).....	111
Figura 52 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para ISC (A1).....	113
Figura 53 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PFD (A1).....	114
Figura 54 -	Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para RC (A1).....	116
Figura 55 -	Média móvel (30 dias) no tempo da análise integrada no espaço por faixa do índice BIAS ao longo dos anos (1998 a 2011) (A2)....	118

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 -	Uso da Precipitação na Aplicação de Estimativas Hidrológicas em Diversas Áreas.....	27
------------	-------------------------------------------------------------------------------------	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Principais Faixas do Espectro Utilizadas em Sensoriamento Remoto.....	34
Tabela 2 -	Canais do micro-ondas.....	37
Tabela 3 -	Tabela de contingência.....	58
Tabela 4 -	Área das Principais Bacias.....	65
Tabela 5 -	Exemplo dos limites de análise do tipo Chuva e Não chuva a partir do quantitativo mínimo dos campos de chuva gerados.....	76
Tabela 6 -	Exemplo dos limites do tipo de análise Chuva e Não chuva a partir do quantitativo por faixa dos campos de chuva gerados.....	76

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CMORPH	<i>Climate Prediction Center Morphing Technique</i>
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental System</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
LIS	<i>TRMM Lightning Sensor and Imager</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCSA	<i>National Center of Supercomputing Applications</i>
NRC	<i>National Research Council</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
SR	Sensoriamento Remoto
SRO	Sensoriamento Remoto Orbital
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measure Mission</i>
UN	<i>United Nations</i>
UNESCO	<i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 OBJETIVO	17
1.1.1 Objetivo.....	17
1.1.2 Objetivos Específicos.....	17
1.2 JUSTIFICATIVA	18
1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	18
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
2.1 A PRECIPITAÇÃO.....	19
2.1.1 Formação e Tipos.....	20
2.1.2 Distribuição da Chuva.....	22
2.1.3 Chuvas no Nordeste do Brasil.....	24
2.2 MEDIDAS DA PRECIPITAÇÃO.....	26
2.2.1 Medições em superfície	28
2.2.2 Estimativa de Chuva por Sensoriamento Remoto (SR)	29
2.2.3 Estimativa por Sensoriamento Remoto Orbital (SRO)	31
2.3 PROPRIEDADES ESPECTRAIS	33
2.3.1 Imagens no Infravermelho (IR) e Visível (VIS)	35
2.3.2 Micro-ondas (MW)	36
2.4 TRMM E O PRODUTO 3B42-V7	37
2.5 ANÁLISES DE ESTIMATIVAS DE CHUVAS	40
2.6 ANÁLISES DA MEDIDA DA CHUVA NA MODELAGEM HIDROLÓGICA	41
2.6.1 Análise Pontual	42
2.6.2 Agregação Espacial.....	43
2.6.3 Campos de Chuva	48
2.7 VERIFICAÇÃO DE DESEMPENHO	49
2.7.1 Comparação Visual	51
2.7.2. Comparação Quantitativa.....	52
2.7.3. Comparação Locacional.....	60
3 MATERIAS E MÉTODOS.....	61
3.1 ÁREA DE ESTUDO	62
3.1.1 Localização e Aspecto Mesorregional	62
3.1.2 Informações Topográfica e Hidrográfica	63
3.1.3 Climatologia.....	66
3.2 FONTE DE DADOS	68
3.3 VALIDAÇÕES DOS DADOS	69

3.3.1 Adequação Temporal	70
3.3.2 Adequação Espacial	71
3.4 LIMITES DE ANÁLISE	75
3.4.1 Primeira Abordagem (A1)	75
3.4.2 Segunda Abordagem (A2)	76
3.5 TABELA DE CONTINGÊNCIA (TC)	77
3.6 ÍNDICES DE DESEMPENHO	80
3.6.1 Índices Básicos.....	81
3.6.2 Medição de Qualidade de Dados Espaciais	87
3.4 COMPARAÇÃO ENTRE CAMPOS DE CHUVA	88
3.4.1 Análise Integrada no Espaço.....	89
3.4.2 Análise Integrada no Tempo	89
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	90
4.1 NÍVEL DE DISCRETIZAÇÃO	90
4.2 ANÁLISE DA ABORDAGEM 1 (A1)	94
4.2.1 Análise de Integração Espacial	94
4.2.2 Análise de Integração Temporal	101
4.3 ANÁLISE DA ABORDAGEM 2 (A2)	117
4.3.1 Análise da Integração Espacial (A2).....	117
4.3.2 Análise de Integração Temporal (A2).....	121
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	124
5.1 CONCLUSÕES	124
5.2 RECOMENDAÇÕES	127

1 INTRODUÇÃO

O monitoramento dos fenômenos meteorológicos apresenta-se como questão basilar no planejamento e gestão dos mais diversos setores sociais, e por tal importância, os parâmetros que o compõem devem estar o mais próximo possível das situações reais, a que tais fenômenos se apresentam na superfície.

Desse modo, a verificação do desempenho dos resultados estimados das variáveis meteorológicas vem como uma abordagem de segurança diante do uso de seus valores, no emprego de modelos subsidiários das análises de planejamento e gestão, tal como para os recursos hídricos.

Dentre esses fenômenos, a chuva é o elemento/variável que mais apresenta implicações sociais, em que sua presença ou ausência influí sobre os aspectos ambientais aos econômicos, onde se liga a setores referentes: ao abastecimento; análise de riscos; mudanças climáticas; transporte; além de outros que incluem sua valoração como parâmetro de entrada na modelagem hidrológica distribuída (MHD), instrumento utilizado na área dos recursos hídricos.

Apesar das necessidades e importância daquele fenômeno sobre a vida social, nota-se que a precisão da medida de sua variação espaço-temporal ao redor do globo, ainda permanece como um dos problemas críticos de solução, caracterizado por questões de cunho: metodológico; técnico; e geográfico, contexto apresentado em trabalhos como os de: Mendes e Cirilo (2001), Barrera (2005); WMO (2008); NASA (2012a).

Sob o viés dos recursos hídricos, um dos desafios ao progresso dos seus estudos e análises, refere-se à necessidade na aquisição ágil de dados de chuva e cada vez mais confiáveis (ENGMAN, 1996; RANGO, SHALABI 1998).

Diante desse quadro, o emprego de sistemas de sensores remotos tem-se tornado cada vez mais comum, em razão do barateamento dos recursos computacionais (WEALANDS et al. 2005, p.15), requeridos para o processamento da gama de dados hidrometeorológicos, além das melhorias técnicas no tempo de coleta e na sua distribuição, frente aos produtos convencionais. (TUCCI, 2005; SENE, 2010; NOVO, 2010; LUINI; CAPSONI, 2011).

Ligado a essa situação, com o grande número de alternativas e crescentes demandas quanto ao planejamento dos recursos hídricos, cada vez mais vê-se a

necessidade da utilização de metodologias mais eficientes que melhor quantifiquem os processos, os erros e sua variabilidade (TUCCI, 2005, p.28), além da necessidade de que essas metodologias sejam mais acuradas, no que tange ao volume de chuva na escala das bacias hidrográficas (EBERT, 2000, p. 346).

Como uma das alternativas quanto ao atendimento dessas demandas; aproveitamento dos recursos técnicos disponíveis e mitigação de erros que impactam negativamente nos resultados na análise das variações e quantificações da precipitação, aplicada a área dos recursos hídricos, busca-se inter-relacionar as estimativas de pluviosidade - dadas por (sub)produtos do Sensoriamento Remoto Orbital (SRO) - com os Modelos Hidrológicos Distribuídos.

A chuva é a principal parâmetro de entrada na modelagem hidrológica, a ausência e/ou falhas de dados locais dessa variável por sensores terrestres tem sido um dos pontos que facilitam o interesse em sua mensuração de origem orbital. A partir do uso dessa última, emerge uma consequente necessidade de avaliar o quanto as estimativas de chuva geradas condizem com a realidade apresentada em campo.

Tal empreitada de avaliação, no que condiz a verificação, o intuito dá-se em proporcionar melhores resultados de entrada de dados aos MHD e que consequentemente permitam a potencialização do desempenho de tais modelos, sobre as áreas de interesse.

Ao obter os valores da precipitação em uma determinada região geográfica, pelos meios tradicionais (pluviômetros e pluviógrafos), sua medida dá-se por valores pontuais em escala, refletindo a chuva sobre área muito reduzida e muitas vezes não condizente à realidade física de continuidade geográfica do fenômeno, o que pode mascarar a influência do fenômeno sobre determinadas abrangências espaciais.

Mesmo que na literatura especializada informe que para se ter um monitoramento detalhado da chuva sobre as distintas regiões do globo seja necessário a existência de densa rede de postos de coleta, esses ainda assim, representam imprecisamente a variabilidade dos fenômenos.

Como modo de sessão a essa questão, normalmente seus valores são extrapolados para áreas inconsistente a sua realidade por meio de diversas técnicas (geo) estatísticas, aliadas ao uso de outros instrumentos de medição.

A utilização de sensores remotos na estimativa de precipitação vem mostrando ser uma alternativa importante para contrapor a tais problemas, visto que, segundo

Kirstetter, Viltard e Gosset (2012, p.2) o uso deles compensam a degradação da rede de dados operacional na superfície.

Nas últimas três décadas observaram-se avanços consideráveis nos satélites ambientais, aumentando a quantidade de informações disponíveis, incluindo estimativas de precipitação.

A chuva apesar de ser fácil de ser medida em um dado ponto da superfície, a representatividade espacial natural contínua do fenômeno torna-se difícil de ser obtida. Nessa situação, o sensoriamento remoto pode contribuir na representação da distribuição contínua dos eventos chuvosos. Para tal, é necessário reduzir as incertezas das estimativas de modo que elas sirvam, por exemplo, para subsidiar as análises na meteorologia, hidrologia e outras áreas do conhecimento de forma satisfatória.

Portanto, no presente estudo, avalia-se os campos de chuva diários gerados por interpolação entre as estimativas do satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) e os dados observacionais dos pluviômetros da Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba (AES), baseando-se em análises categorizadas com abordagens agregadas no tempo e espaço de modo que tais informações possam vir a ser utilizadas em modelos hidrológicos distribuídos (MHD).

1.1 OBJETIVO

1.1.1 Objetivo

Verificar o desempenho dos campos de chuva diários do satélite TRMM, sobre a Paraíba, em resoluções espaço-temporais condizentes as entradas em modelos hidrológicos distribuídos.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Analisar a natureza dos erros do algoritmo 3B42-V7, sob a relação espaço-tempo;
- Verificar o desempenho do algoritmo ou produto do TRMM na geração de estimativas de chuva diária, com referência à presença ou ausência do evento chuvoso;
- Verificar o desempenho do produto do TRMM na estimativa de chuva diária por faixas de valores;

- Avaliar o desempenho do algoritmo 3B42-V7 frente a redução da resolução espacial adequada as entradas em modelos hidrológicos distribuídos.

1.2 JUSTIFICATIVA

Considera-se importante avaliar o comportamento das chuvas por sensor orbital, como *input* em modelos hidrológicos distribuídos aplicados ao Estado da Paraíba, devido:

- Necessidades de informações específicas sobre os erros esperados, nos tipos e intensidades (médias e máximas) das chuvas;
- Auxílio na cobertura de áreas onde existe falha/falta de informações pluviométricas;
- Contribuição ao Estado da arte, quanto a aplicação de técnicas de estudos sobre o parâmetro chuva no Estado da Paraíba;
- Carência do uso de técnicas avaliativas na ordem das especificidades físicas e geográficas do evento chuvoso e que evitam avaliar os eventos de forma linearizadas, logo menos eficientes a graus mais exigentes de análise;
- As necessidades institucionais, por dados mais acurados e precisos que auxiliem no planejamento e gestão de bacias;
- A importância das medições de chuva no desenvolvimento da MHD, cuja informação acurada permite padrões de entradas para simulações dos modelos resultando em respostas mais eficientes.

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A estrutura deste trabalho fundamenta-se na composição de 5 capítulos.

O capítulo 1, refere-se à introdução quanto à concepção geral do trabalho. Logo, contextualiza e ambienta o leitor frente ao que se discorre. Aqui, apresenta-se o objeto em análise; justifica-se a importância do estudo na contribuição científica local, regional e nacional; expõem-se os objetivos a serem alcançados; além de expor como se dispõe a organização do trabalho.

No que diz respeito a revisão bibliográfica, o capítulo 2 o discorre apresentando os conceitos físicos, analíticos e estatísticos no processo de medição da chuva, tal como as formas de verificação de suas estimativas, além de todo o elencado

teórico relativo ao Estado da arte quanto aos estudos de avaliação dos estimadores de previsão de chuva.

No capítulo 3 tem-se toda a metodologia empregada, onde se caracteriza as etapas seguidas para o procedimento da pesquisa, além da descrição de alguns aspectos relativos à área de estudo e à apresentação dos materiais e métodos empregados para a efetivação do estudo.

Os resultados e discussões representam-se no capítulo 4, quanto a aplicação das técnicas de comparação e desempenho entre os sensores selecionados, acerca do comportamento da chuva sobre a área de estudo

No capítulo 5, discorre-se sobre as conclusões alcançadas e as recomendações propostas para trabalhos futuros quanto ao emprego da metodologia, nos mesmos, ou em outros vieses de análise.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os estudos sobre o elemento meteorológico chuva, há muito tem incitado diversos pesquisadores a se debruçarem nos estudos quanto aos padrões de seu comportamento frente sua distribuição no tempo e no espaço. Esses, não necessariamente avaliados de forma conjunta. Desse modo, o interesse ao longo da história com diversas pesquisas sobre os padrões de chuva, decorre da importância que este elemento-variável possui para a manutenção dos diversos setores da sociedade. Assim, neste capítulo, aborda-se conceitos, assim como se apresentam as diferentes e variadas metodologias e métodos empregados na avaliação do comportamento precipitativo, além de demonstrar a aplicação dessas informações no uso em modelos hidrológicos distribuídos (MHD).

2.1 A PRECIPITAÇÃO

A precipitação caracteriza-se como produto líquido ou sólido da condensação de vapor de água que atinge gravitacionalmente a superfície terrestre (WMO, 2008).

Nesse trabalho, ao se utilizar do termo precipitação, considera-se a perspectiva de seu caráter enquanto produto líquido: a chuva. Dessa forma, o uso do termo poderá surgir dentro deste limite de significação, tal como o termo: pluviosidade.

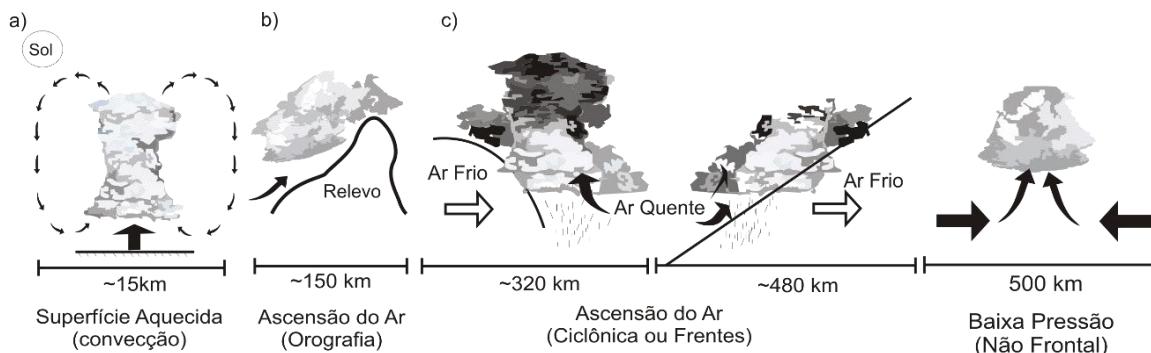
2.1.1 Formação e Tipos

A maioria dos fenômenos meteorológicos dá-se na camada da troposfera, pois nela se concentram 3/4 (75%) da massa total do ar seco e quase o total do seu vapor d'água da atmosfera (VIANELLO E ALVES, 1991, p.31; KUMMEROW et al., 1997, p. 809; e SILVA, 2006, p.104).

Por tais condições, Ferreira (2006, p.53) e Silva (2006, p. 299) a troposfera é a camada mais estudada em ampla gama de pesquisas, apesar de que destacam relatos das influências estratosféricas, quanto ao processo de formação das chuvas.

A probabilidade de ocorrência da chuva aumenta com a espessura da nuvem (VIANELLO e ALVES, 1991, p.342) e essa decorre de distintas situações de formação, dadas em conformidade com fatores geográficos que auxiliam na variabilidade da morfologia, estrutura e “densidade precipitativa” da nuvem (SILVA, 2006) (**Figura 1**).

Figura 1 – Tipos de precipitação segundo superfície de contato de formação.



Fonte – Adaptado de IAG/USP (<http://www.estacao.iag.usp.br/didatico/index.php>)

Nota-se que em (a) as chuvas caracterizam-se como chuvas convectivas em (b) por chuvas orográficas e em (c) chuvas frontais ou ciclônicas (esquerda) e não frontais (direita).

Quanto ao ponto de vista estrutural, segundo Collischonn (2006, p. 9), os sistemas de nuvens precipitantes apresentam dominância de mecanismos convectivos e frontais (estratiformes). Assim, fisicamente e estruturalmente as

Nuvens baixas e espessas refletem a radiação solar incidente de volta para o espaço, o que causa resfriamento [...]. Nuvens altas, aprisionam a radiação infravermelha emergente e produzem o efeito estufa. Pelo fato de o tipo de

nuvem, altura, conteúdo de umidade e localização serem tão variáveis, seus efeitos no clima global são difíceis de medir (JENSEN, 2010, p. 434).

Vianello e Alves (1991, p. 338) e Ferreira (2006, p. 58) destacam que os diferentes gêneros de nuvem se associam a diferentes intensidades de classes de chuva. Tal situação permite classificar, segundo Villela e Mattos (1975, p.41) e Ayoade (2011, p. 161), a chuva em três tipos principais: ciclônicas; orográficas e convectivas.

2.1.1.1 Chuva Convectiva

Típicas de regiões tropicais (VILLELA e MATTOS, 1975, p.42) e usualmente mais intensa do que a precipitação ciclônica e orográfica (AYOADE, 2011, p. 162). Origina-se a partir do aquecimento desigual das superfícies que consequentemente fazem ascender o ar delas e de suas proximidades, o que causa as precipitações desse tipo (**Figura1a**).

Segundo Villela e Mattos (1975, p.42-43) esse tipo de precipitação se apresenta com grande intensidade, curta duração e se concentra em pequenas áreas. Segundo Ayoade (2011, p. 162) ela está associada a nuvens do tipo cúmulus (Cu) e cumulonimbus (Cb) que se caracterizam, conforme Silva (2006, p. 371), por chuvas do tipo “aguaceiros com condições de ventos turbulentos com rajadas”. Normalmente são detectadas em imagens de satélite passivo nos canais infravermelho e visível, com limitações (Ferreira, 2006, p. 69 e 71).

2.1.1.2 Chuva Orográfica

Resultam da inteira ou principalmente elevação do ar úmido horizontal sobre porção do terreno que é elevada (FERREIRA, 2006 e OMETTO, 1981) (Figura1b). Consoante a Ayoade (2011, p. 163), o grau de influência desta porção sobre a precipitação depende do seu tamanho e relativo alinhamento aos ventos “portadores” de chuva, em que para Ometto (1981, p. 192), elas resultam em nuvens do gênero cumulos (Cu).

A visualização por imagens desse tipo de nuvem se torna difícil em satélite convencionais (imageadores passivos) mesmo para aqueles que possuem, de acordo com Ferreira (2006, p.28 e 75), melhores resoluções espetrais e espaciais, como no

caso do *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES), por serem nuvens de características menores.

2.1.1.3 Chuva Ciclonica ou de Frentes

Associam-se a movimentos de massas de ar de regiões de baixa a alta pressão (VILLELA e MATTOS, 1975, p.41), cujo movimento de ar dá-se em grande escala (AYOADE, 2011, p. 163). Podem ser frontais (Figura 1c, à esquerda) ou não frontais (Figura 1c, à direita).

Nos sistemas frontais, a precipitação resulta da ascenção do ar quente sobre o ar frio, na zona de contato entre duas essas duas massas, onde a massa de ar que move o ar frio, substituindo-a pelo de ar quente, caracteriza-se por frente quente (Figura 1c, à esquerda), já o inverso desta situação caracteriza-se por frente fria.

Nos sistemas não frontais (**Figura 1c**, à direita) a baixa barométrica pode promover a precipitação, devido a uma convergência horizontal em áreas de baixa pressão.

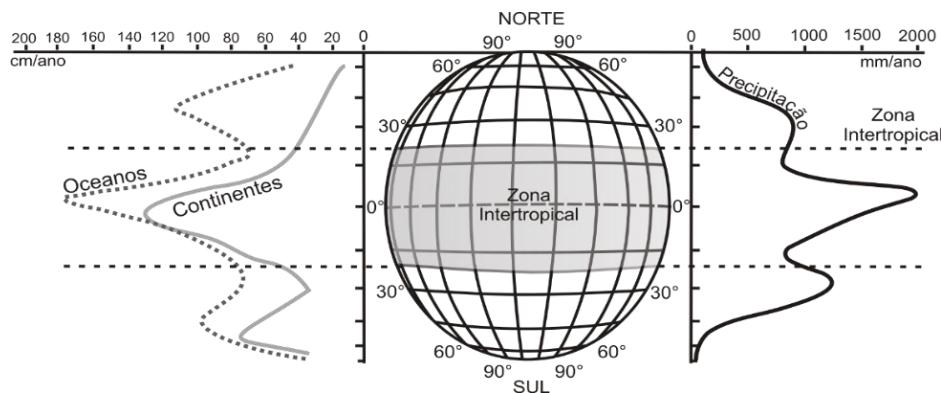
Nas chuvas por frentes quentes, conforme Silva (2006, p. 372) caracterizam-se pela continuidade (chuva e chuviscos), por nuvens do tipo estratiforme (St e Sc), com ventos relativamente fracos e sem rajadas. Ainda, conforme esse autor e Ometto (1981, p. 189), para as chuvas de frente frias, tal como nas chuvas convectivas (**item 2.1.1 a**), ocorrem a formação de nuvens do tipo Cu que evoluem para Cb.

O tipo ciclônico de precipitação torna-se importante, segundo Villela e Mattos (1975, p. 42) por que permite o manejo em grandes bacias de drenagem.

2.1.2 Distribuição da Chuva

Nas latitudes baixas, no que concerne zona intertropical, a natureza mais destacável do regime climático define-se por duas estações: uma chuvosa e outra seca, em que ambas tornam-se mais sensíveis quanto mais próximo ao Equador (NIMER, 1979, p.11). Desta maneira, a chuva varia geograficamente no tempo e no espaço (KIDD, 2001, p. 1041), apresentando máximos quantitativos, de origem convectiva próximos ao Equador (AYOADE, 2011, p.169) (**Figura 2**).

Figura 2 – Distribuição latitudinal global média da precipitação global (mm/ano) (direita) e precipitação média por área de influência (cm/ano) (esquerda).



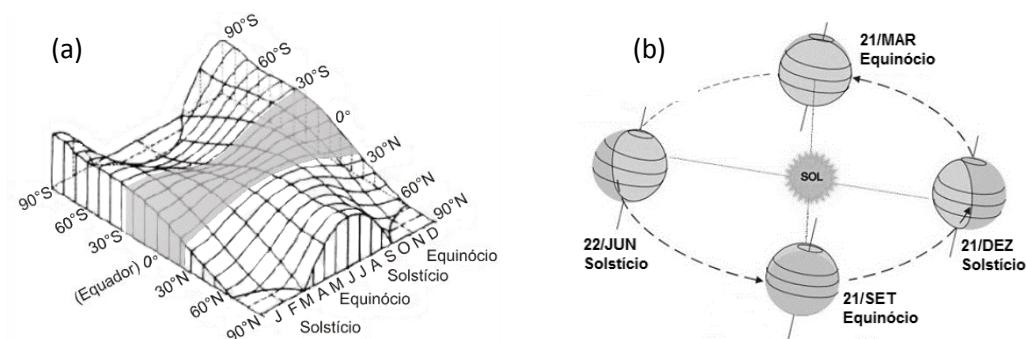
Fonte – Adaptado de Ayoade (2011)

Nessa localidade se origina 2/3 do total de chuva global (KUMEROV, 2000), cuja quantidade decresce a medida que se aumenta a latitude (VILLELA e MATTOS, 1975, p.51) (**Figura 2**).

Além disso, no Equador e nas regiões próximas, associa-se a intensa radiação solar incidente atuante próxima à perpendicularidade (Figura 3a e 3b) (NIMER, 1989, p.321; FERREIRA, 2006, p.51; CAVALCANTI et al., 2009, p.16; REBOITA et al., 2012, p. 34-35) e que torna predominante o acréscimo energético necessário na geração da nebulosidade da região, matéria *primax* à geração de chuvas. Além de que a medida que se aumenta a latitude as temperaturas mais baixas reduzem a umidade atmosférica.

Na **Figura 3** em (a) apresenta as variações da radiação solar com a latitude, assumindo que não há atmosfera, com destaque (cinza) para a zona intertropical. Já na Figura em 3 em (b) demonstra-se o esquema da variação da incidência solar, por período estacional, sobre o globo.

Figura 3 - Variações da radiação solar com a latitude, com destaque da zona intertropical (a) e por período estacional, sobre o globo (b)



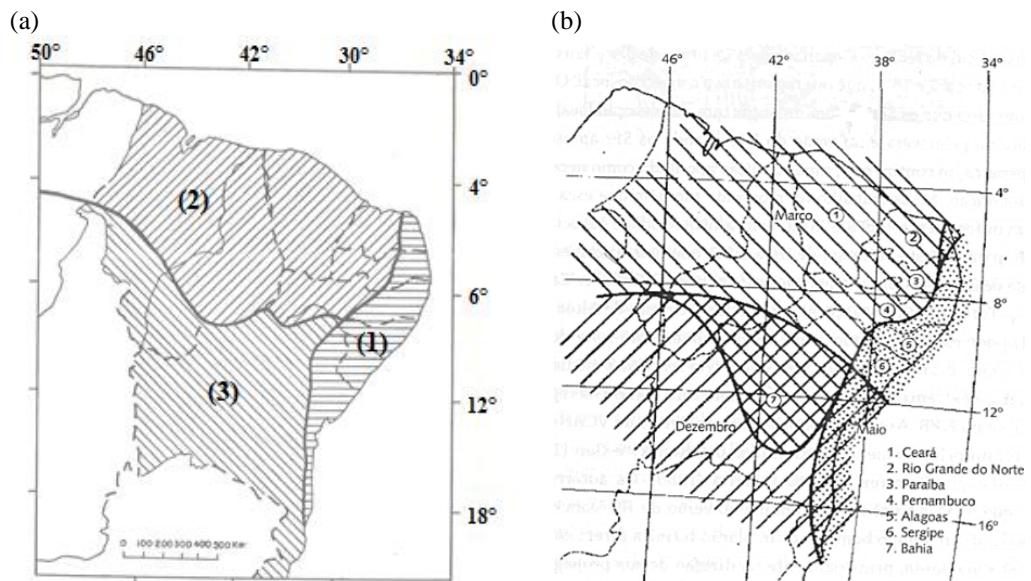
Fonte – Adaptado de Barry e Chorley (2003, p. 37) e Ferreira (2006, p.51).

No que se refere à distribuição temporal do evento chuvoso, Villela e Mattos (1975, p.51), Chorley e Barry (2004, p.81) e Ayoade (2011, p. 167), apresentam o fato da complexidade do fenômeno ligar-se, além das condicionantes radiativas ao longo do tempo sobre o espaço (**Figura 3 “a” e “b”**) à variabilidade na atuação de distintos sistemas atmosféricos que acabam por impactar na variação da pluviometria (medida da chuva) sobre os locais.

2.1.3 Chuvas no Nordeste do Brasil

No Nordeste do Brasil (NEB) há grande variabilidade espacial e temporal da chuva (VIANELLO e ALVES, 1991, p. 429; SILVA, 2004, p.577), onde ocorre com má distribuição sobre um período e espaço qualquer (MOLION e BERNARDO, 2002; CAVALCANTI et al., 2009, p.215) (**Figura 4**).

Figura 4 –Marcha estacional da precipitação (a) e distribuição espacial mensal.máxima de chuva (b).



Fonte – Adaptado de Kousky (1979), Nimer (1985)

Na **Figura 4** (a) na porção (1) a precipitação é máxima no Outono (Março a Junho), ou Inverno (Junho a Setembro) e mínimo na Primavera ou Verão (Setembro a Março). Em (3) as chuvas dão-se no máximo de Verão e mínimo no Inverno. Na **Figura 4b** apresenta-se a distribuição espacial mensal na qual os valores médios de chuva alcançam um máximo de pluviosidade.

Por ser uma “região anômala”, visto possuir anos chuvosos com inundações calamitosas até estiagens catastróficas (VIANELLO e ALVES, 1991, p. 430), a sua precipitação dá-se em caráter de importância maior, não apenas do ponto de vista climático, mas como elemento causador de consequências de ordem econômica e social (NIMER, 1989, p. 334).

Segundo Cavalcanti et al. (2009, p. 20 e 215), devido ao relevo nordestino ser composto por dois extensos planaltos (Borborema e Parnaíba), a incursão da massa de ar úmida pelo litoral ao interior, normalmente é impedida.

A variabilidade interanual da distribuição de chuva, nasce a partir da atuação de diversos mecanismos físicos interagentes (VIANELLO e ALVES, 1991) que partem, desde fatores geomorfológicos - como o relevo e a natureza das superfícies - até a interação com sistemas meteorológicos de diversas escalas (CAVALCANTI et al., 2009), no qual a floresta amazônica e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) tomam partido na influência pluviosa da região (MOLION e BERNARDO, 2002; RODRIGUES, et al., 2011).

Dessa forma, a marcha estacional da precipitação do NEB não se restringe a um único regime como em outras regiões do país (NIMER, 1989, p. 336).

Nimer (1989, p. 334) relata que os totais pluviométricos nessa região se distribuem nitidamente crescentes da periferia para o interior, a partir do direcionamento dos sistemas aí atuantes. No entanto, segundo Rodrigues et al. (2011, p. 3402) esse direcionamento reduz sua influência para o interior pela forte influência dos eventos de El Niño.

A comparação entre as imagens da **figura 4**, nota-se reduzida diferença em suas caracterizações dos eventos chuvosos sobre a região. Tal qual como apresentado por Kousky (1979, p. 1145) e confirmado por seus posteriores: Molion e Bernardo (2002, p. 2-3) e Cavalcanti et al. (2009, p. 216-217).

Sendo assim, segundo esses autores, a chuva alcança um máximo mensal ao norte do NEB desde o Ceará (CE), até o oeste do Rio Grande do Norte (RN) e seções do interior da Paraíba (PB) e Pernambuco (PE) durante Março e Abril. Isso concorda bem com a época da porção extremo sul da zona de depressão equatorial. Além disso:

O interior ao sul baiano recebe o máximo de chuva em Dezembro, enquanto a seção costeira do RN ao Sul da BA recebe seu máximo de chuva durante o outono e inverno no Hemisfério Sul (Maio - Julho). Há uma certa coincidência regional do qual tende a tomar dupla máxima, tal como o sul da

BA (Dezembro e Março) e a costa da BA (Dezembro e Maio) (KOUSKY, 1979, p.1145).

No NEB, a época mais chuvosa situa-se no equinócio de outono ao solstício de inverno. Os menores acumulados concentram-se em torno do equinócio de primavera (TUBELIS e LINO, 1980, p.203) (**Figura 4**), essa última, muitas vezes associada a contribuição da formação de vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANS) durante o verão no hemisfério sul (PEREIRA, 2013, p.141), além da redução na radiação solar incidente em torno da área, oriunda do posicionamento terrestre frente ao sol (afélio) (**Figura 3b**).

Portanto, dentro dessa complexa caracterização, a mensuração dos valores de chuva torna-se um desafio que deve se pautar a atenção do pesquisar ou utilizador dos dados, uma vez que essa complexidade interfere na forma como os dados são obtidos.

2.2 MEDIDAS DA PRECIPITAÇÃO

A pluviometria (do latim *pluvia*, que significava chuva) refere-se à quantificação das precipitações (SILVA, 2006, p. 352) e convencionalmente ela se dá como o resultado do acumulado de um dia, obtido no intervalo de coleta padrão (06 horas¹) adotado na referência de tempo UTC (*Universal Time Coordinate*) (WMO, 2007, p. III-33, 37 e 63; 2008, p. I.6-1; 2012, p. II 4-2).

Essas medidas de chuva são procedidas por diversos instrumentos específicos, cuja confecção e distribuição espacial intuem a elaboração do perfil da pluviosidade de uma região ou localidade qualquer. Convencionalmente, para essas medições se pautam nos pluviômetros e pluviógrafos (**item 3.1 a**) (WMO, 2007, p. III-37; 2009, p. I.3.3).

Apesar dessa normatização internacional, observa-se que a medida de alguns postos dá-se a partir das leituras de um único registro do total acumulado de chuva, normalmente ocorrente entre o intervalo das 7h da manhã de um dia às 7h de outro (PINTO et al., 1976, p. 9).

Essa situação normalmente ocorre por questões logísticas. Apesar de fugirem as recomendações quanto aos padrões temporais de leitura, elas mantém - para a localidade - um padrão próprio que permite rastrear e utilizar de suas informações como

¹ Com referência ao horário de Brasília o intervalo dá-se entre 03h; 09h; 15h; 21h para a maior parte do Brasil, em que um

parâmetro de análise para aquela área. Uso esse que vem a depender do tipo de análise e da forma como os dados são reorganizados para uso.

Variabilidade espacial e temporal de chuvas e ocorrência de eventos extremos em escalas regionais requerem observações de alta densidade (WMO, 2007, p. IV-10)

A finalidade de se medir a chuva, normalmente se dá na coleta da informação para se delimitar a duração, bem como a intensidade ou taxa de precipitação (VILLELA e MATTO, 1975, p.56; HEATHCOTE, 1998, p. 21) que serve na aplicação nos mais diversos âmbitos de análise (**Quadro 1**).

Quadro 1 – Uso da Precipitação na Aplicação de Estimativas Hidrológicas em Diversas Áreas

Aplicações da Precipitação em Estudos Hidrológicos		
	Área	Utilização
Precipitação	Desenvolvimento Urbano	Abastecimento de Água
		Drenagem Urbana
		Análise de Enchentes
	Energia	Operação dos reservatórios em tempo real
		Análise de Estiagens
		Previsão de Afluência das Vazões
		Disponibilidade Hídrica
		Dimensionamento do volume de um Reservatório (Lagos, Lagoas, Açudes)
	Transporte	Navegação Fluvial
		Barragens e Eclusas
		Dimensionamento de Canais
		Portos
	Agricultura e Pecuária	Irrigação
		Dessedentação
	Controle Ambiental	Impacto de Obras Hidráulicas
		Erosão do solo
		Controle de efluentes industriais e/ou domésticos
		Deslizamentos de Terra
	Controle de Calamidades	Alerta de Cheias e Inundações
		Racionamento para abastecimento
	Gerenciamento de Recursos Hídricos	Concessão do uso da água
		Controle do uso e conservação da água
		Monitoramento de variáveis hidrológicas

Fonte - Júnior Viessman e Lewis (1995, p.135); Tucci (2005) e Sene (2009)

Dada sua complexa estrutura, oriunda da sua variabilidade espaço-temporal (EBERT, MCBRIDE, 2000, p.179); dependencia frente as características geográficas de cada localidade (VARIDOKEN, PREETHI e REVADEKAR, 2012, p. 248 e 249) a que se adicionam limitações técnicas empregadas a sua medição (PUTTHIVIDHYA e

TANAKA, 2013, p.188), fazem com que a chuva seja considerada o elemento meteorológico mais difícil de se medir (GEORGIOU e VERUPUTUR, 2000, p.82) e que devido a isso, acaba por gerar problemas, na sua análise que findam muitas vezes por prejudicar os resultados (KIDD, 2001, p. 1042).

Então uma série de técnicas tem sido desenvolvidas para mitigar ou cessar essas questões relativas as medidas da precipitação desde a contribuição de avanços tecnológicos a novas abordagens estatísticas. Ambos, discutidos no decorrer desse trabalho.

2.2.1 Medições em superfície

As medições de superfície são aquelas medidas realizadas por instrumentos alocados sobre a superfície terrestre e que se valem de distintas formas de uso, para a captação das informações da pluviometria referente a área de estudo do pesquisador.

Como referência, na coleta da informação de chuva sobre a superfície terrestre, os pluviógrafos e os pluviômetros são os instrumentos “referência”, pois seus valores representam as mensurações de chuva obtidas diretamente sobre seus coletores e dispositivos de suporte a leitura pluviométrica.

Esses tipos de instrumentos são enquadrados conforme a forma de aquisição dos dados e procedimento técnico no registro dos fenômenos, onde se enquadram, segundo Silva (2006, p. 352-356) como “manuais” ou ordinários para os instrumentos convencionais - como os pluviômetros do tipo *Ville de Paris* e *Helman* - e digitais , caracterizados pelos do tipo *Tipping Bucket* (WMO, 2012, p. II.12-3).

Por meio desses instrumentos, em conformidade com Conti e Mendes (2003, p. 1153) a pluviometria se expressa a partir de mensurações diretas e pontuais da precipitação acumuladas em determinado espaço de tempo e extrapoladas e/ou interpoladas para toda a área de interesse.

A partir dos valores desses instrumentos conforme apontam Tubelis e Nascimento (1980, p. 201) obtem-se o perfil quantitativo da chuva de determinada localidade.

Essas medidas são desse modo, caracterizadas por medições pontuais e que servem, normalmente, como fonte primária para diversas análises (WMO, 2006, I.6-2).

No entanto, apesar dos pluviômetros serem considerados “as verdades do campo”, seus valores possuem erros agregados em suas resultantes analíticas

(DEGAETANO e WILKS, 2009, p.186) que acabam impactando nos resultados das análises que fazem uso dessas informações.

Além disso, as irregularidades na orientação dos mapas de precipitação demonstram a existência de fatores que afetam no registro de sua distribuição geográfica (CHORLEY e BARRY, 2004, p.79).

Outra questão que se liga aquelas irregularidades, diz respeito aos erros relacionados com: a desconsideração da contínua distribuição espacial da chuva (WILKS, 2009, p. 277); à quantidade dos instrumentos e sua localização (ARAÚJO e GUETTER, 2007); a periodicidade de monitoramento (EBERT, JANOWIAK, KIDD, 2007, p. 47); às compensações de valores (PINTO et al., 1976; MENDES e CIRILO, 2001); às perdas de dados; fluxos turbulentos advectivos, etc.. Essas situações criam a necessidade na busca por outras formas formas de obtenção dados de chuva.

Historicamente, diversos outros trabalhos tem se reportado a essas problemáticas como: Sauvageot (1994); Kidd (2001); Silva (2006); Turk (2007); Degaetano e Wilks (2009); Ayoade (2011); Paz; Collischonn (2011), e WMO (2008, 2012a; 2012b); Pereira, Moraes, Cardozo (2013).

Devido as medições de superfície, na obtenção de dados de chuva, caracterizarem-se por lentas, custosas e muitas vezes impraticáveis (MENDES e CIRILO, 2001, p. 186) - ligado muitas vezes, também, ao difícil acesso a determinadas regiões - emerge a necessidade de novas técnicas, cujo destaque permita a detecção de amplas áreas de diversas partes do globo, em que se obtenha dados em tempos relativamente curtos, quando comparados aos demais meios até então utilizados.

Conforme essa lógica, surgem as técnicas advindas do sensoriamento remoto orbital (SR) como veículo de subsídio a mitigação das falhas oriundas das medições provindas dos pluviômetros. Tal como se nota nos trabalhos de: Grayson e Bloschl, (2000); Barrera, (2005); Saldanha et al., (2007); Meneses e Almeida (2012); NASA, (2012b).

2.2.2 Estimativa de Chuva por Sensoriamento Remoto (SR)

Quando há necessidade de obtenção de informações espaciais quanto aos mais distintos fenômenos - dentro de uma abrangência temporal - um dos recursos muito utilizados nos diversos setores profissionais está nas técnicas do sensoriamento remoto.

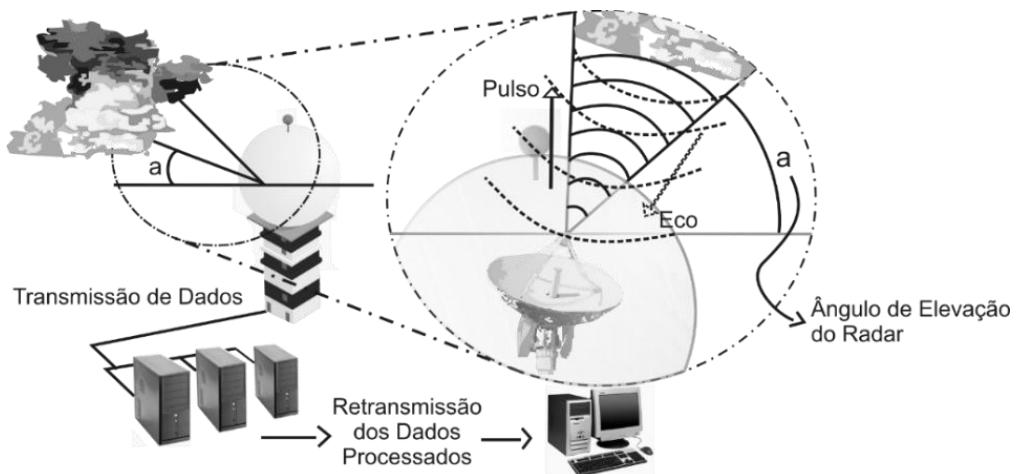
No caso da obtenção e análise de informações de chuva, com o surgimento de novos e diversos instrumentos, tornou-se possível representar, conforme Grayson e Bloschl (2000, p.114 e 118) e Ferreira (2006, p.169), tanto a variabilidade espacial das chuvas, como atrelar os benefícios de um amplo funcionamento temporal na obtenção dos seus valores.

Sendo assim, a grande aplicabilidade e importância das medições dessa técnica têm evoluído, o que tem possibilitado o uso de diferentes modelos de instrumentos numa rede de coleta (ZHAO e YATAGAI, 2013), e que tomam no sensoriamento remoto, as bases de importantes resultados.

As técnicas de sensoriamento remoto adquiridas a partir de bases na superfície têm no radar meteorológico peça-chave.

O princípio de funcionamento desses sistemas conforme a WMO (2008) parte da emissão de um pulso de alta potência de energia de micro-ondas focado por um sistema de antena em um feixe estreito sobre o alvo, foco de medição. Este feixe é espalhado para trás (retroespalhada) – no que se chama de eco - geralmente, com a radiação recebida no mesmo sistema de antena (**Figura 5**).

Figura 5 – Princípio básico do funcionamento do radar meteorológico

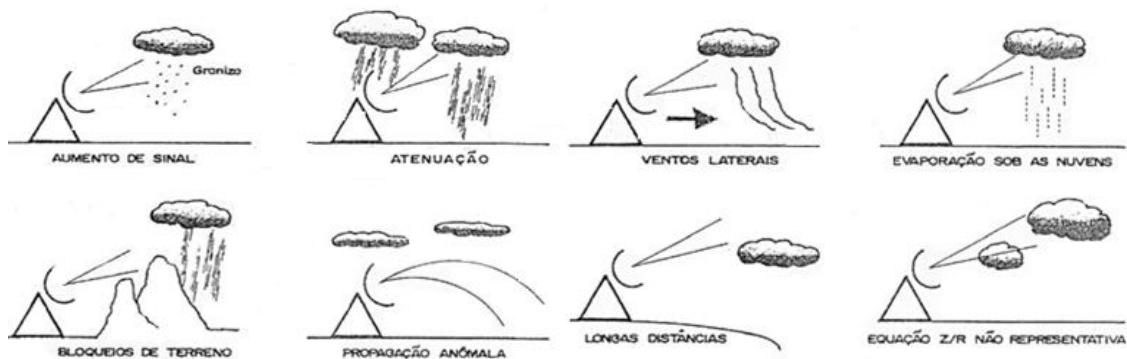


Fonte – Elaborado pelo Autor

Segundo a WMO (2008) a localização da precipitação pode ser determinada a partir do azimute e elevação da antena e o tempo entre a transmissão e recepção da energia refletida. Ainda segundo esse organismo internacional, a potência da radiação recebida depende da natureza da precipitação, e o sinal pode ser processado para estimar a sua intensidade.

Apesar de representar instrumento de destaque, assim como os sensores convencionais, representados nos pluviômetros, os radares possuem problemas significativos em seus dados. Entre alguns destes problemas, Sauvageot (1994, p.32), Tucci (1997, p. 889-892) e Rossa et al. (2005, p. 7 e 147) relatam aqueles ligados à atenuação dos feixes emitidos, cuja acurácia dos resultados são reduzidas, ocorrentes visto a heterogeneidade vertical e horizontal, além de ecos oriundos da superfície que impactam negativamente na forma do feixe emitido pelos radares de superfície. Esses e outros fatores influentes sobre o desempenho dos radares podem ser visualizados na **Figura 6** a seguir.

Figura 6 – Fatores influentes sobre o desempenho na detecção de chuva do radar meteorológico



Fonte – Adaptado de Tucci (1997)

Nessas situações e outras comentadas por esses autores, conforme Heathcote (1998, p. 22) e a WMO (2008, p. II.9-4 e 5) acabam por dificultar a relação de consistência entre a resposta de eco e taxa de precipitação real.

Outra questão importante nas dificuldades relativas ao uso dos radares meteorológicos está, segundo Luini e Capsoni (2011, p. 4286), no fato de que os dados de confiança não são difusamente disponíveis no mundo inteiro, o que tem fomentado o desenvolvimento de modelos representativos da precipitação, cujas propriedade espaciais e temporais se assemelham aos dos campos de chuva reais.

2.2.3 Estimativa por Sensoriamento Remoto Orbital (SRO)

Diferente dos dados adquiridos de medidas pontuais, os dados oriundos do SR podem ser coletados sistematicamente para áreas geográficas muito grandes ao invés de

observação apenas pontuais (JENSEN, 2009, p. 8) e que tecnicamente apresentam falhas desde a coleta até a espacialização de seus resultados.

As imagens de satélite proporcionam uma visão sinótica (de conjunto) e multitemporal (de dinâmica) de extensas áreas da superfície terrestre (FLOREZANO, 2002, p. 65), o que tem estimulado a inserção dessa técnica nos estudos ambientais.

Por mais que controversa a conceituação do termo sensoriamento remoto, devido às diferentes abordagens técnicas adotadas entre os anos de 1860-1960, com as fotografias aéreas e os anos de 1960 em diante, com os sensores de base orbital (NOVO, 2010, p. 28) o termo em si surge na década de 60 com Evelyn L. Pruitt pós o lançamento do 1º satélite de escopo meteorológico, o chamado: TIROS-1, satélite no qual foi o ponto de partida do desenvolvimento de novos sistemas observacionais da terra (LILLESAND, KIEFFER, 1994, p.428; JENSEN, 2009; KIDD, 2001, p.1044).

Esse satélite possibilitou a ascensão do novo tipo de abordagem no sensoriamento remoto, o baseado na órbita dos sistemas celestes, tal como a Terra, enquadrando-o na caracterização de sensoriamento remoto orbital (SRO)²

O termo, assim, veio como forma a designar a relação quanto ao desenvolvimento dessa nova tecnologia e a obtenção de características dos objetos a distâncias remotas (FERREIRA, 2006, p.15; MENESES; ALMEIDA, 2012; NASA, 2012b). No entanto, para diferir daqueles sensores instalados sobre a superfície ou de escopo aéreo denominou-os aqui enquadrados no rol do sensoriamento remoto (SR), já para os de base orbital, optou-se por enquadrá-los no rol do sensoriamento remoto orbital (SRO).

Uma série de fatores, nos últimos anos, tem contribuído para os usos dessa “categoria” do sensoriamento remoto na ascensão e desenvolvimento de novos sistemas observacionais da Terra (NOVO, 2010; MENEZES e ALMEIDA, 2012; e NASA, 2012b).

Esses fatores ligam-se desde o barateamento dos recursos computacionais, requeridos ao processamento da ampla gama de dados (WEALANDS et al. 2005; TUCCI, 2005, p.31; NOVO, 2010, p.28); às crescentes demandas por predições espaciais confiáveis, quanto ao tempo climático no tempo cronológico real (LUINI; CAPSONI, 2011).

² O termo sensoriamento remoto orbital na literatura especializada vem sinonimicamente enquadrado como sensoriamento remoto, no entanto, considerou-se prudente a separação dos termos visto as diferenças técnicas e locacionais empregadas dos sensores ao nível de solo ou aéreos.

Antes mesmo do satélite fornecer as primeiras imagens das nuvens, segundo Petty (1995, apud COLLISCHONN et al. , 2007, p.94 e NÓBREGA, 2012, p.144) já se tinha a ideia de que a ocorrência de chuva poderia ser inferida pela resposta espectral do conjunto de nuvens.

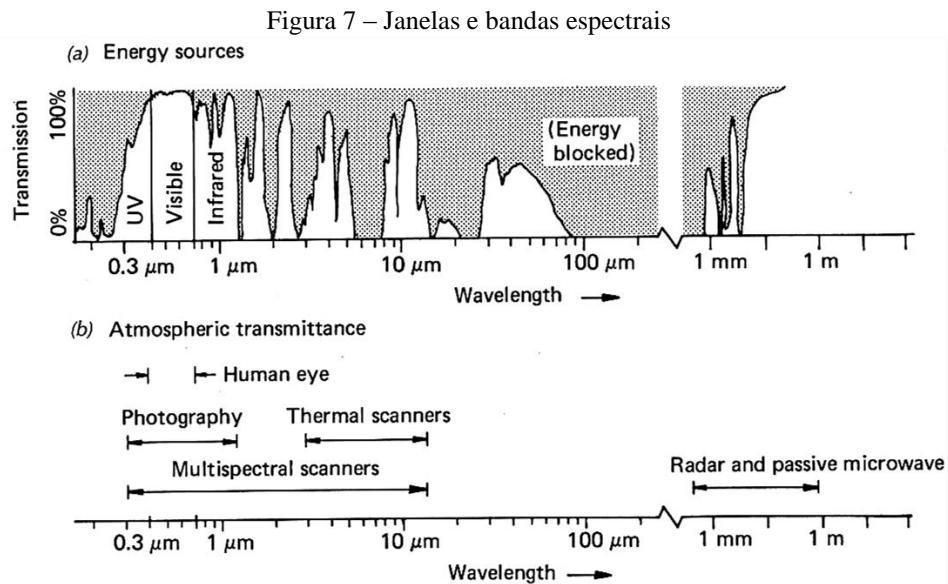
Embora os conjuntos de dados de satélite ofereçam oportunidades únicas para ininterrupto e quase global de monitoramento de precipitação, suas incertezas associadas limitam seu uso em aplicações operacionais (MEHRAN e AGHAKOUCHAK, 2014, p.2262). Devido a essa situação, diversos procedimentos relativos a validação de seus dados são procedidas a partir de postos de validação ao redor do globo aliada a correções por ferramentas estatísticas.

2.3 PROPRIEDADES ESPECTRAIS

A resolução espectral de um sensor é função do intervalo de comprimento do espectro eletromagnético no qual esse instrumento tem a capacidade de discriminar. A esse intervalo de leitura normalmente dá-se o nome de canal, faixa ou banda. Trabalhos, como de Fitz (2008), Jensen (2009) e Novo (2010) tratam desse conceito.

Segundo Collischonn (2006, p. 14) ao incidir no topo da atmosfera, determinados comprimentos de onda são bloqueados devido à presença de vapor d'água, aerossóis e outros gases. No entanto, alguns elementos atmosféricos, como vapor d'água, gás carbônico e ozônio absorvem em uma faixa específica de comprimento de onda e permitem que outros passem (FERREIRA, 2006, p. 21).

As faixas do espectro eletromagnético as quais a atmosfera age como “transparente”, a sua passagem chamam-se janelas atmosféricas e permitem a maior transmissividade - daquelas faixas - de percorrerem a atmosfera quase sem serem afetadas. Algumas janelas podem ser visualizadas na **Figura 7**.



Fonte – Lillesand e Kiefer (1994)

Segundo Collischonn (2006, p. 15) as principais parcelas do espectro, sob o ponto de vista do sensoriamento remoto, estão dispostas na **tabela 1** abaixo.

Tabela 1 – Principais Faixas do Espectro Utilizadas em Sensoriamento Remoto

Faixa do Espectro	Comprimento (λ)	Frequência (f)
Ultravioleta (UV)	0,2 – 0,4 μm	(10^{15} – 10^{16} Hz)
Visível (VIS)	0,4 – 0,7 μm	(10^{14} – 10^{15} Hz)
Infravermelho (IR)	0,7 μm – 1 mm	(10^{12} – 10^{14} Hz)
Micro-ondas (MW)	1 mm – 1 m	(10^8 – 10^{11} Hz)

Na atualidade existem inúmeros instrumentos que se utilizam dessas faixas para as mais diversas aplicações. Dentre essas, está aquelas com o objetivo de gerar imagens para estudos das variáveis atmosféricas e os fatores nos quais permitem a realização dos seus mais variados fenômenos, entre esses, a chuva.

As técnicas de monitoramento e detecção de chuva valem-se da caracterização por meio espectral quanto à física das nuvens, por vias do entendimento quanto à probabilidade dos eventos chuvosos.

As pesquisas em técnicas de estimativa de precipitação com dados de satélite, normalmente exigem separar as nuvens de chuva e as que não provocam chuva, visto que uma pequena fração de nuvens produzem chuva (NAGLE e SEREBRENY, 1962 *apud* KIDDER e HAAR, 1995, p. 307).

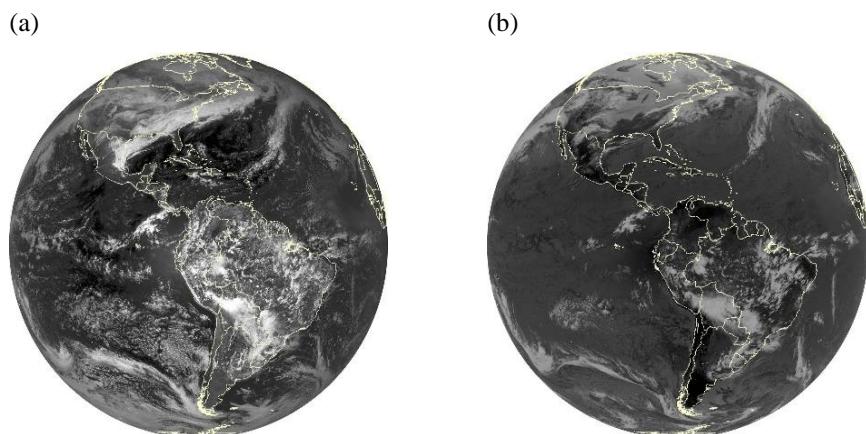
Várias técnicas instrumentais e estatísticas foram e estão sendo desenvolvidas ao longo dos anos, no intuito de melhorar o desempenho das respostas dadas pelos satélites quanto à precipitação. Entre as técnicas envolvidas tem-se aquelas baseadas nos instrumentais orbitais cuja informações normalmente captam-se nas faixas de frequência do IR, VIS, além daquelas em desenvolvimento, voltadas a análises nas faixas do MW.

2.3.1 *Imagens no Infravermelho (IR) e Visível (VIS)*

Nas imagens do visível (VIS), o princípio de medição baseia-se na quantidade de radiação solar refletida - da superfície terrestre ou de fenômenos atmosféricos. Nas imagens infravermelhas (IR), a medição da informação de interesse se originam da energia emitida, na forma de calor, pela atmosfera ou superfície (FERREIRA, 2006, p. 36 e 39).

Na **figura 8-a**, tem-se uma imagem do canal VIS do *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES), na qual as nuvens espessas estão representadas na cor branca apresentando alta refletividade da superfície (alto albedo). Nas nuvens acinzentadas o albedo é menor.

Figura 8 –Imagem GOES-13 canal visível (a), Imagem GOES-13 canal 2 infravermelho (b).



Fonte – DSA/CPTEC

A vantagem dos sensores que captam a informação por meio da banda VIS decorre do fato que é a que mais se aproxima dos sentidos cognitivos humanos e dessa forma, torna possível discernir feições como solo, oceano e nuvens (KIDDER e HAAR, 1995, p.148; FITZ, 2008, p.123)

No canal ou banda visível (04. – 07 μm) das imagens orbitais tanto as nuvens, solo e oceanos são facilmente discernidos, porém, sendo possível apenas a obtenção de suas imagens nas porções iluminadas da Terra (KIDDER e HAAR, 1995, p.148, JENSEN, 2010, p 434) uma vez que se utiliza da energia refletida do Sol para a geração de sua informação espacial.

Assim como no canal visível, as nuvens, solo e água são facilmente discernidos no canal infravermelho (~ 10 - $12,5 \mu\text{m}$).

Geralmente, segundo Ferreira (2006, p. 66) “o método mais efetivo para identificar um tipo de nuvem é comparar a imagem visível e a infravermelha do mesmo local, se possível no mesmo horário”.

Entre as vantagens dos sistemas por IR está no fato de que esse canal a atmosfera praticamente não absorve a radiação, embora as nuvens sim. Outra vantagem está no fato de que as imagens IR frente aos sensores VIS tem a habilidade em fornecer imagens à noite. Isso permite que se tenha uma cobertura contínua da evolução das nuvens em todo o período do dia (KIDDER e HAAR, 1995, p.148-149).

Entretanto, segundo Ferreira (2006, p. 41-42) esses sensores possuem dificuldades em distinguir imagens com temperaturas semelhantes, como visualizadas em nuvens baixas (*stratus*) que acabam não podendo ser detectadas a não ser com o emprego de recursos computacionais.

2.3.2 *Micro-ondas (MW)*

Nos sensores que comportam esses tipos de instrumentos, apresentam-se bons resultados já que essa frequência é pouco afetada pelo efeito da nebulosidade atmosférica (FITZ, 2008, p. 103 e 111).

Um marco na estimativa de taxa de precipitação por satélite foi o desenvolvimento de instrumentos de micro-ondas devido responderem de forma mais direta à presença de partículas de água e/ou gelo no interior das nuvens (JENSEN, 2009, p. 432), do que a simples interação da temperatura do topo de nuvem (EBERT, JANOWIAK, e KIDD, 2007, p. 51).

A frequencia dos sensores em MW permanece insensível às nuvens que não geram precipitação imediata (COLLISCHONN et al., 2006, p. 49; COLLISCHONN et al., 2007, p.94).

Os tipos de sensores de micro-ondas são caracterizados em dois tipos: sensores de imageamento passivo e sensores de imageamento ativo. Normalmente estão enquadrados segundo às frequências apresentadas na **Tabela 2**.

Tabela 2 – Canais do micro-ondas.

Canal	Característica
19 GHz	Canal sensível as radiâncias de superfície em céu claro.
22 GHz	Canal sensível ao vapor d'água
37GHz	Canal atenuado pelas nuvens e chuva
85 GHz	Canal utilizado para nuvens de gelo e neve

Fonte – Kidder e Haar (1995)

Atribui-se o termo “ativos” àqueles sensores dos quais a informação desejada advém da reflexão da radiação sobre algum alvo de interesse, oriunda da emissão radiativa do próprio sensor (FITZ, 2008, p.98). A radiação utilizada por esses sistemas possui comprimento de onda que varia de 1 mm a 1 m (NOVO, 2010, p. 70).

Os sistemas nesse tipo de característica mais utilizados são os sensores do tipo: micro-ondas ativos (Radares); Lidar; e Sonares, onde o primeiro é caracterizado por amplo uso em estudos atmosféricos e de recursos naturais.

A radiação de micro-ondas consegue distinguir os diferentes componentes da superfície e da atmosfera, como vapor d'água, gotículas de água e outros (KIDDER e HAAR, 1995, p. 151).

Recentemente (27 de Fevereiro de 2014)³, foi lançado mais o satélite o *Global Precipitation Measurement* (GPM) núcleo de observação missão criada, visto a inspiração dos bons resultados obtidos junto aos dados de micro-ondas e produtos oriundos desses dados gerados pelo satélite TRMM. Onde, será o centro de integração e monitoramento de informações da constelação de satélites voltados a medição de chuva

2.4 TRMM E O PRODUTO 3B42-V7

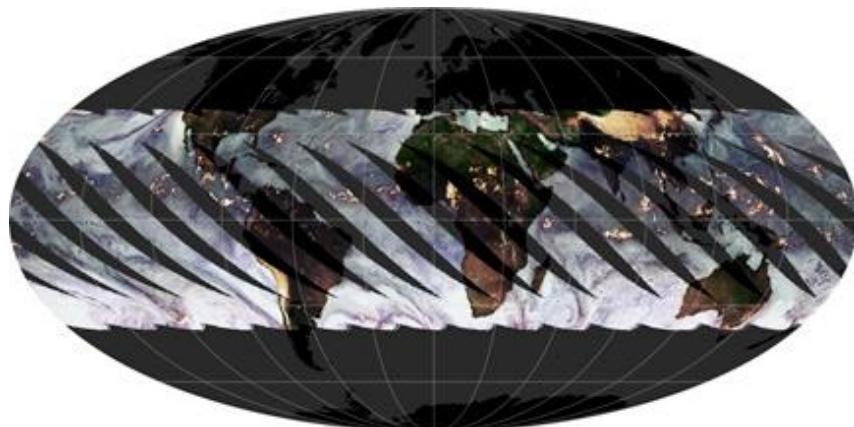
Oriundo do consócio entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *Japan Exploration Aerospace Agency* (JAXA), o *Tropical Rainfall*

³ Registro do lançamento em: <http://pmm.nasa.gov/launch>

Measurement Mission (TRMM) foi lançado em 27 de Novembro de 1997 com o objetivo principal de monitorar, verificar e subsidiar os estudos quanto à influência da precipitação nos trópicos e sobre o clima global (BERG, KUMMEROW, MORALES, 2002, p. 3660).

A órbita oblíqua do TRMM (35° de inclinação ao Equador) não-heliossíncrona⁴ aliada à reduzida⁵ altitude frente a outros satélites, tanto permite a ele alta resolução temporal frente aos outros sensores orbitais (91 minutos), como permite que os instrumentos se concentrem na zona intertropical (NASA, 2012, 2014; JAXA, 2012) (**Figura 9**).

Figura 9 – Porção da órbita de baixa inclinação do TRMM.



Fonte - <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/OrbitsCatalog/page2.php>

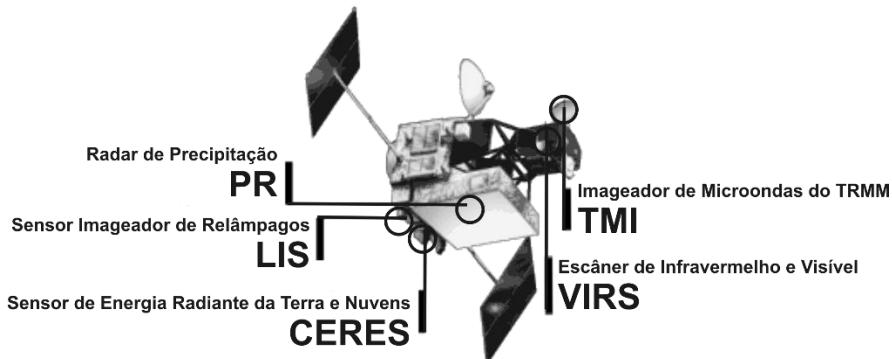
Os dados de observação TRMM são transmitidos ao solo por meio da telemetria e rastreamento por satélite de retransmissão (TDRS). Desse modo, as informações de seus instrumentos são trabalhadas em níveis de (pré) processamento divididos entre a *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA), a *Langley Research Center* (LRC/NASA) e a *Marshall Space Flight Center* (MSFC/NASA), além da *Earth Observation Center* (EOC) da NASDA/JAXA, para a posterior distribuição dos dados aos usuários e esses demais setores (JAXA, 2007).

Quanto aos componentes instrumentais abarcados pelo satélite se tem o: imageador de micro-ondas do TRMM (TMI); o radar de precipitação (PR); o Escâner (radiômetro) de infravermelho e visível (VIRS); o sensor de energia radiante da Terra e das nuvens (CERES); e o sensor para imageamento de relâmpagos (LIS) (**Figura 10**).

⁴ Quando o satélite cruza o Equador, o tempo solar no terreno que ele sobrevoa na passagem não é o mesmo.

⁵ A partir 2001 estabilizou-se em cerca de 403km de altitude.

Figura 10 – Componentes instrumentais do TRMM e suas localizações.



Fonte – Adaptado de NASA (2012) e JAXA (2012)

O Radar de Precipitação (PR) é o primeiro radar ativo projetado especificamente para o monitoramento de chuvas a partir do espaço (KUMMEROW et al., 1998, p. 813; 2000, p. 1967).

O PR fornece mapas em três dimensões (3D) da estrutura das nuvens, além de apresentar suas características quanto: a profundidade, tipo, intensidade e distribuição das chuvas, fornecendo assim - de acordo com Kummerow et al. (2000, p. 1967) - riqueza de detalhes na estrutura da informação de chuva.

O Imageador de Micro-ondas do TRMM (TMI) mede a precipitação através da inversão da lei de Planck (COLLISCHONN, 2006, p. 28) esse sensor possui 5 níveis de resolução espectral distribuídos em 9 bandas: 10.65 GHz (canal 1 e 2); 19.35 GHz (canal 3 e 4); 21.3GHz (canal 5); 37 GHz (canal 6 e 7); e 85.5 GHz (canal 8 e 9).

O Escâner de infravermelho e visível (VIRS), segundo Kummerow et al. (1998, p. 810-815) mede a precipitação a partir dos canais do visível e infravermelho. Ainda conforme os autores, esse instrumento agrupa tanto a estrutura como a temperatura do topo de nuvem para complementar a descrição dos sensores de micro-ondas PR e TMI.

Normalmente utiliza-se dos dados desses sensores em distintas combinações, uma vez que a amostragem co-localizada (mesma localização) e co-temporal (mesmo tempo) (KIDD, 2001) entre todos eles permite a melhor compreensão dos processos atmosféricos ligados a chuva, pela possibilidade de permear a elaboração de melhores algoritmos quanto às estimativas de precipitação (KUMMEROW et al., 2000; e HUFFMAN e BOLVIN, 2012).

Nessa lógica, cada estimativa gerada do TRMM - por meio dos algoritmos - vem ajustar os valores captados por cada sensor, no intuito de elaborar melhores descrições do parâmetro, conforme a abordagem temporal e as potencialidades dos sensores envolvidos. Existe uma série de instruções abarcadas para esses ajustes, tais como as séries: 1B0_;1B1_;2A1_;2A2_;2B3_;3A1_;3A2_;3B3_; e 3B4_.

Recomenda-se ver os trabalhos de Kummerow et al. (1998), Kummerow et al. (2000), Huffman e Bolvin (2012) ou ir ao portal do projeto (<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>) (NASA, 2012d; JAXA, 2012) para maiores informações quanto a essas instruções e demais dúvidas referentes aos dados desses métodos.

Entre os produtos gerados, o presente estudo pautou-se em trabalhar com a 7^a versão (V7) do algoritmo 3B42 (**item 3.2**) por utilizar dados das estimativas de precipitação por micro-ondas do TMI, corrigidas de informações sobre a estrutura vertical das nuvens, obtidas do PR, conforme é discriminado nos trabalhos da Jaxa (2006) e Nasa (2007).

2.5 ANÁLISES DE ESTIMATIVAS DE CHUVAS

Variada gama de trabalhos tem se debruçado quanto à obtenção de informações da pluviometria para as mais distintas regiões do globo a partir do sensoriamento remoto, com o uso de técnicas de comparação entre os sensores orbitais e os sensores terrestres.

As primeiras técnicas com o uso dos sensores orbitais baseavam-se nas bandas do IR e VIS, em que procediam com estimativas a partir, tanto da refletividade como da temperatura do topo das nuvens (EBERT, JANOWIAK, KIDD, 2007, p. 47; KIDD, 2001, p. 1046).

Estudos anteriores mostram que o conjunto de dados de precipitação à base de micro-ondas leva a menores falsos alarmes em comparação com produtos de precipitação baseadas em IR, Segundo Aghakouchak et al. (2011, *apud* MEHRAN e AGHAKOUCHAK, 2014, p. 2269).

Shepherd et al. (2002, *apud* BURIAN e SHEPHERD, 2005, p.1090) realizaram análise das taxas de precipitação medidos pelo radar de precipitação (PR) do TRMM para as cidades norte americanas. A partir dessa análise eles descobriram que o aumento percentual médio na taxa de precipitação média na zona de impacto urbano foi de 28% ao barlavento de uma área de controle.

Sato et al. (2011) verificaram no estudo sobre a bacia de Sesmaria e o Maciço da Tijuca, respectivamente nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, que as estimativas geradas pelo algoritmo 3B43 do TRMM permitiram a detecção da precipitação apesar de estarem extremamente subestimados, em relação aos dados de campo medidos pelos pluviômetros.

Silva; Lúcio; Spyrides (2012) avaliaram as incertezas sob as informações de chuva mensais geradas pelo algoritmo 3B43 da versão 6 do TRMM; com os dados do Global Historical Climatology Network (GHCN2) pertencente a diversos organismos internacionais; e órgão estadual do Estado do Rio Grande do Norte, frente ao contexto mesoregional desse Estado.

2.6 ANÁLISES DA MEDIDA DA CHUVA NA MODELAGEM HIDROLÓGICA

A precipitação caracteriza-se como vetor primário de entrada no ciclo hidrológico (JUNIOR VIESSMAN e LEWIS, 1995, p. 17) e assim, se apresenta como o principal mecanismo natural de restabelecimento dos recursos hídricos na superfície (TABELIS e NASCIMENTO, 1980, p. 198).

Nesse sentido, o desempenho de todas as aplicações hidrológicas depende altamente, segundo Habd, Ciach e Krajewski (2004, p. 967), da qualidade das estimativas de precipitação, visto que a chuva é a principal força motriz por trás dos fenômenos físicos em sistemas hidrológicos.

O conhecimento dos processos desses sistemas é limitado em grande parte pela variabilidade destes processos e pela escassez de dados (COLLISCHONN, 2001, p. 22), além da associação entre os dados existentes e a representatividade espacial dos mesmos ao longo do tempo.

Por essa razão, torna-se importante avaliar o conhecimento dos sistemas hidrológicos sob a ótica espaço-temporal.

Os problemas tradicionais da engenharia baseada nos recursos hídricos têm sido a estimativa de cotas de inundação, a estimativa de volumes necessários para a regularização de vazão, o dimensionamento de canais e a estimativa de vazões mínimas.

As vazões geradas com os modelos chuva-vazão são determinadas em função da precipitação, tanto para cenários existentes, quanto previstos para as bacias (COSTA, 2013, p. 31)

Segundo Druck (2004, p. 36) a análise espacial compõe-se por um conjunto de procedimentos encadeados cuja finalidade é a escolha de um modelo que considere explicitamente o relacionamento espacial de um fenômeno em análise.

Os métodos analíticos das informações de chuva, normalmente se apresentam distintos segundo as características de análise, em que configuram-se por análises do tipo: pontual; por agregação espacial; e por campos de chuva, apesar de não serem explicitamente assim tratados na literatura científica, eles são porém, funcionalmente utilizados nos mais diversos setores que utilizam a chuva como parâmetro de análise.

2.6.1 Análise Pontual

Ward e Elliot (1995, p.32-33) afirmam que os dados pontuais de chuva podem ser utilizados na forma de totais diários que permitem verificar as sínteses dos máximos e mínimos de chuvas ocorrentes diariamente, mensalmente e/ou anualmente, além de servirem de incremento na informação de chuvas geradas pelos pluviógrafos.

A utilização desse tipo de análise na hidrologia, de acordo com o que se nota em Tucci (2005, p.25); Brimicombe (2010, p. 126); e Nóbrega (2012, p. 128) dá-se na utilização dos dados de chuva em modelos hidrológicos concentrados (MHC), uma vez que a variabilidade espacial desse fenômeno, configura-se na representação de um único valor médio - representativo do espaço estudado - numa bacia de drenagem.

Nesse tipo de análise, os dados de chuva podem ser utilizados na derivação, por exemplo, das curvas de intensidade-duração-frequência, aplicados ao planejamento da drenagem urbana e na redução de danos por inundação, sobre pequenas bacias urbanas (JÚNIOR VIESSMAN E LEWIS, 1995, p.27).

Esses tipos de análise retratam dois problemas regulares para Gupta (1995, p.61). O primeiro, oriundo das falhas nos registros das chuvas (dadas por falhas nos instrumentos como ausência de observadores, sendo necessário estimar para esses locais). O segundo, por erros devido mudanças de realocação dos instrumentos; além de diferenças de procedimentos de observação realizadas pelos observadores dos dados.

Outros problemas retratados por Pereira et al. (2013, p. 139) estão no fato de que precipitações isoladas podem ocorrer em determinada área da bacia hidrográfica que não sejam contabilizadas na estação meteorológica mais próxima, o que pode influenciar na análise do escoamento superficial, do déficit hídrico e do balanço de energia.

Dessa forma, apesar da aplicabilidade deste tipo de análise em diversos vieses, nota-se que mesmo que se obtenha a melhor medida de precipitação, em um único ponto, essa apenas representa uma área muito limitada do terreno (OMETTO, 1981, p. 195) o que a torna não representativa (EBERT, 2007, p. 346). Confirma-se essa situação no trabalho de Pinto et al. (1976, p. 28).

2.6.2 Agregação Espacial

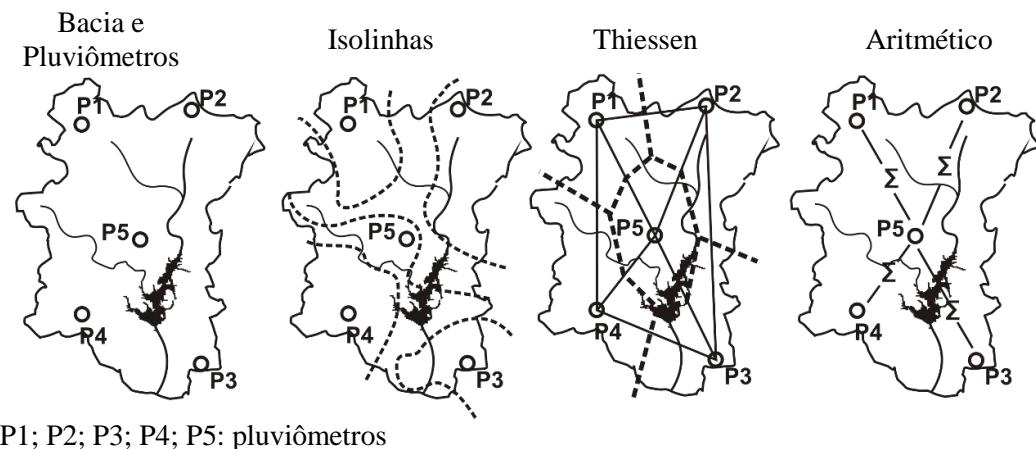
Nesse tipo de análise, normalmente as técnicas voltam-se ao objetivo de gerar superfícies contínuas, determinando valores únicos, médios a partir de médias espaciais, para as áreas a partir de um conjunto de amostras locais (conjunto de pontos) de onde decorrem os valores.

O uso dessa abordagem técnica justifica-se pelo fato de que segundo Sene (2009) os postos pluviométricos por si só não representarem a chuva de uma bacia ou escala tal como a regional, o que não atende aos requisitos técnicos da modelagem hidrológica. Para esse atendimento, então, os dados de vários pluviômetros dispersos sobre o espaço de interesse para então se obter as estimativas de área mais ampla e contínua.

As gerações de superfícies contínuas são muito úteis, segundo Silva (2003, p. 171), para o entendimento da distribuição dos dados espaciais ocorrentes na realidade. E no que se refere às chuvas, esse tipo de análise torna-se essencial, visto a importância de se conhecer a sua distribuição espacial (JÚNIOR VIESSMAN, e LEWIS, 1995, p.29). Isso, dado o fato de que a chuva evidencia-se como um fenômeno eminentemente contínuo e de diversa intensidade de ação espacial.

Existem na literatura três métodos tradicionais comuns para se determinar a quantidade média de chuva sobre uma área, comumente empregados sobre a análise de precipitação em bacias hidrográficas. Eles são denominados por: Média Aritmética; Método de Thiessen e Isoietas (isolinhas) (**Figura 11**).

Figura 11 - Bacia, Pluviômetros e Métodos Aplicados



Fonte – Elaborado pelo Autor

Esses métodos se baseiam a partir de um grupo de dados pontuais de chuva (WARD e ELLIOT, 1995, p. 37; GUPTA, 1995, p. 65). Isso, para a estimativa dos mesmos ser considerada além da área de influência direta dos pluviômetros, cuja representatividade real –física – da informação pauta-se na proximidade imediata ao posto. Outros métodos, podem ser encontrados nos trabalhos de: Garcez e Alvarez (1988); Gomes e Silans (2002).

2.6.2.1 Média Aritmética

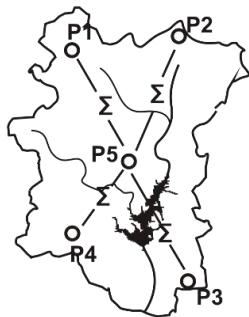
Determina-se a precipitação da área, por meio da média aritmética entre os valores dos postos pluviométrico (**Equação 1**)

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (1)$$

Em que “ P_m ” representa a precipitação média; “ $\sum P_i$ ” é a soma dos valores encontrado nos postos; “ i ” é a quantidade de pluviômetros; e “ n ” o número total de postos pluviométricos utilizados.

A **Figura 12** apresenta um exemplo de aplicação do método sobre uma bacia fictícia com base de valores de chuva imaginários.

Figura 12 – Método das Médias Aritméticas Aplicado



Precipitação Observada					Pm
P1	P2	P3	P4	P5	
16,5	37,1	114,3	127,0	75,7	74,1

Fonte – Elaborado pelo Autor

No que se refere à média aritmética, Villela e Mattos (1975, p. 54), Pinto et al. (1976, p. 28) e Garcez e Alvarez (1988, p.84) relatam que esse método apenas apresenta uma boa estimativa se os pluviômetros forem distribuídos uniformemente e a área for plana ou de relevo suave, além de que necessita que a medida de cada ponto de coleta varie pouco da média. Matematicamente nesse método, todos os postos pluviométricos apresentam a exata igualdade em importância, essa levada somente ao âmbito de localidade dos postos e aplicação na equação.

O método desconsidera a variação espacial da chuva, o que acaba por restringir as características locacionais, para que se reduzam os erros sem levar em consideração os fatores físicos envolventes a distribuição de chuvas.

2.6.2.2 Método de Thiessen

O Método de Thiessen (**Equação 2**), de acordo com Pinto et al. (1976, p. 28) fornece bons resultados, quando o terreno não é muito acidentado.

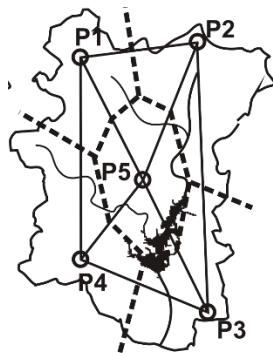
$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \cdot A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (2)$$

Onde “Pm” representa a precipitação média; “ $\sum P_i$ ” é a soma dos valores encontrado nos postos; “ A_i ” são os pesos dada pela área de cada polígono; “i” é a quantidade de pluviômetros; e “n” é o número total de postos pluviométricos utilizados.

Esse método fornece pesos aos totais precipitados a cada medição de cada instrumento, proporcionais as suas respectivas áreas de influência (WARD e ELLIOT, 1995, p. 37; PUTTHIVIDHYA e TANAKA, 2013, p.188).

A **Figura 13** apresenta um exemplo de aplicação do método sobre uma bacia fictícia com base em valores de chuva imaginários.

Figura 13 – Método de Thiessen Aplicado



1	2	3	4
Precipitação Observada	Área (Km ²)	% do Total	Precipitação (col. 1 x col.3)÷ 100
P1=16,5	18,13	1,97	0,32
P2=38,1	253,80	27,60	10,51
P3=114,3	196,84	21,41	24,47
P4=127,0	212,36	23,10	29,33
P5=75,7	238,28	25,92	19,62
Totais	919,41	100	84,25
Média = 84,25 mm			

Fonte – Elaborado pelo Autor

Apesar de mais preciso que a média aritmética, Villela e Mattos (1975, p. 54) informam que esse método possui limitações dada a desconsideração das influências orográficas dos terrenos considerando apenas a variação linear das chuvas entre estações. Além de que, conforme Gomes e Silans (2002, p.95), essa técnica se utiliza apenas da informação geométrica a partir dos postos internos e externos à bacia, como que cada posto sendo independente um do outro, não considerando desta forma, o grau de correlação entre valores medidos.

2.6.2.3 Método das Isoietas

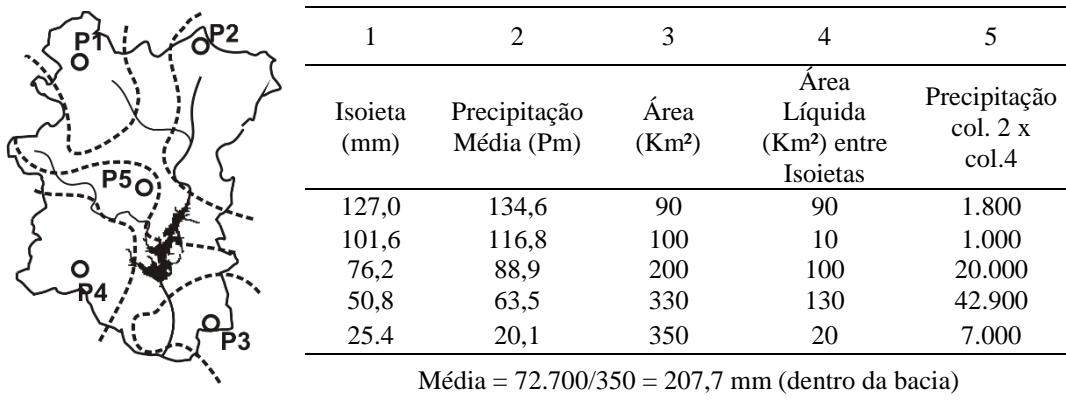
No outro método, denominado de Método das Isoietas (**Equação 3**), as alturas das chuvas medidas substituem as cotas do terreno a partir da atribuição de pesos às precipitações conforme a altitude do pluviômetro (VILLELA e MATTOS, 1975, p.55; PINTO et al, 1976, p. 29).

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \left(\frac{P_r + P_{r+1}}{2} \right)}{A} \quad (3)$$

Onde “Pm” representa a precipitação média; “Pr” é a precipitação da isoieta de ordem r e “Pr+1” é a precipitação da isoieta de ordem i+1; “i” é a quantidade de pluviômetros; “Ai” área entre as isoietas sucessivas (Pr+Pr+1), “A” área total da bacia.

A **Figura 14** apresenta um exemplo de aplicação do método sobre uma bacia fictícia com base de valores de chuva imaginários.

Figura 14 – Método das Isoietas Aplicado



Fonte – Elaborado pelo Autor

Segundo Linsley e Franzini (1978, p. 18) deve-se medir as áreas compreendidas entre duas isoietas consecutivas e multiplica-se pelo valor médio da precipitação entre elas. A partir daí, toma-se o somatório dos produtos, divide-se esse total pela área total da região o que representará a precipitação média na região da bacia hidrográfica.

A acurácia desse método depende da construção das isoietas (isolinhas) e de seus intervalos (GUPTA, 1995, p. 66).

Tal método apresenta imprecisões derivadas das dificuldades do traçado das isoietas, além das dificuldades de sua elaboração (GARCEZ e ALVAREZ, 1988, p. 86) o que exige atenção a fatores topográficos e outros que impactam na variabilidade superficial no contorno das linhas (JÚNIOR VIESSMAN e LEWIS, 1995, p.30).

Normalmente essa situação se relaciona à forma de aquisição desses registros (EBERT, JANOWIAK e KIDD, 2006, p. 47) dada por amostras pontuais que são espacializadas através de análises estatísticas (MENDES e CIRILO, 2001, p.34), e por não serem muito numerosas, geram erros nas avaliações feitas através desses métodos, por se embasarem em amostras reduzidas (PINTO et al., 1976, p. 33).

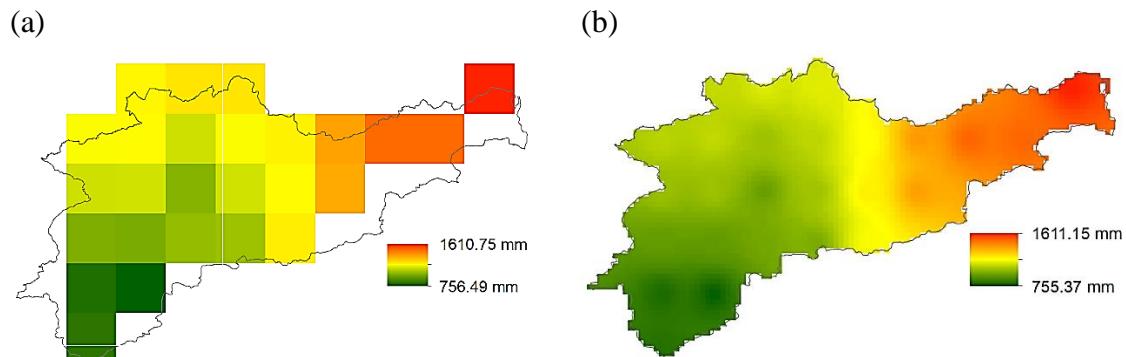
2.6.3 Campos de Chuva

Os campos de chuva são unidades digitais criadas a partir da divisão espacial do fenômeno chuva, em unidades de grade, comumente delimitadas pelo tamanho dos pixels obtidos por sensores remotos ou processos geoestatísticos, ambos, espacializados em sistemas de informação geográficas (SIG).

Normalmente a técnica do uso de campos de chuva é utilizada em estudos ligados à climatologia (WIGLEY, SANTER, 1990, p. 851), contudo, seu uso pode ser dos mais diversos, como: previsão de desastres; avaliação de técnicas; aplicações em estudo de processos hidrológicos, por exemplo.

A **Figura 15** apresenta a aplicação do método sobre uma bacia hidrográfica, com base de valores de chuva apresentados na forma de campos de chuva de distintas resoluções espaciais.

Figura 15 – Campos de chuva com distintas resoluções espaciais. Em (a) resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e em (b) resolução de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$.



Fonte – Elaborado pelo Autor

Normalmente para a espacialização desses valores faz-se uso de técnicas geoestatísticas no intuito de inseri-los dentro de limites pré-estabelecidos, próprios do gerador da informação (estimativa) ou segundo os interesses de limites oriundos dos usuários.

Conforme Kirstetter, Viltard e Gosset (2012, p.2), essa técnica acaba por ser de grande valor, uma vez que ao utilizar das informações estimadas de alta qualidade de representação espacial e temporal dos satélites ela gera compensações frente à degradação da rede de dados operacional, haja vista que segundo Paz e Collischonn

(2011, p. 110), permitem a obtenção de dados abrangentes de grandes áreas, o que possibilita que se obtenha a representatividade da continuidade do fenômeno físico.

Nos estudos hidrológicos, pesquisas têm se pautado ao uso dos campos espaciais de chuva, como: Barrera (2005); Collischonn (2006); Grayson e Bloschl (2000); Ebert (2007); Paz; Collischonn (2011); Luine e Capsoni (2011), Li et al. (2014) e outros, especialmente ao que se refere no uso como entrada em modelos hidrológicos distribuídos (MHD).

Vários grupos tentaram utilizar das observações de micro-ondas para mapas de precipitação. Kidder e Haar (1977), por exemplo, utilizaram o limite da temperatura de brilho para discriminar os pixels de chuva dos de não chuva. A partir disso, eles calcularam a frequência de precipitação sobre o oceano tropical.

O uso de um sistema desse tipo em aplicações de interesse dos recursos hídricos permite obter dados de precipitação com a redução de tempo de coleta, medidos em grande número de “pontos” (superfícies) sobre uma extensa área, o que permite prover a continuidade espacial da chuva. Assim, esses sistemas permitem que se melhore e aumente quantitativamente e qualitativamente os parâmetros ambientais medidos, contribuem para o desenvolvimento de redes internacionais e domésticas de observação, fornecem em tempo real, estimativas de distúrbios atmosféricos, aumentam a capacidade de previsão dos fenômenos.

Os campos espaciais estão cada vez mais sendo gerados e disponibilizados em estudos hidrológicos, o que os impelem tanto ao uso como modelos de entrada como para a avaliação de modelos (WEALANDS et al., 2005, p. 16). Para isso, segundo o autor, é requerido algum nível de processamento para produzir campos espaciais em uma forma útil para entrada e avaliação do modelo.

As observações espaciais geralmente são baseadas em medições de dados categorizados (baixo nível/não probabilísticas) ou dados contínuos (alto nível/probabilística) (WEALANDS et al., 2005; WILKS, 2006, p.260). Nesse trabalho nos pautamos às duas análises: medições categorizadas.

2.7 VERIFICAÇÃO DE DESEMPENHO

A verificação, conforme Brier e Allen (1950, p. 841) caracteriza-se pelo processo em que se comparam medidas estimadas com medidas reais, utilizando-se para

isso, dados produzidos por um ou mais índices que permitam que se interprete o comportamento da variável de interesse e mensurar, conforme Pontius (2000, p. 1011 e 1012) a concordância entre as informações de quantificação e/ou localização sobre mapas.

Existe uma ampla diversidade de procedimentos de verificação do desempenho de estimativas e essas normalmente envolvem medidas de comparação visual e/ou estatística, entre os pares: previsão e observação. Tal como acontece quando do uso de dados derivados por satélite (TURK e MEHTA, 2007, p.286).

Essas comparações pautam-se na referência da similaridade entre os valores: quantitativos, locacionais e situacionais (WINTER, 1998, 2000). Onde os primeiros, relacionam-se à equivalência entre os níveis de valores quantitativos, frente ao confronto do que foi observado e estimado; o segundo, aborda a compatibilidade na localização das informações, se há deslocamentos ou não dos valores comparados; e o terceiro, refere-se a compatibilidade da detecção (ocorrência ou existência) ou não detecção (não ocorrência ou não existência) do fenômeno analisado comparativamente.

A principal limitação para a verificação das estimativas, dá-se ao fato de que as medições tradicionais de precipitação sobre a superfície, não representam as áreas correspondentes às dimensões do tamanho do pixel (BARRERA, 2005, p.2), o que já acaba por gerar erros.

A importância desse conhecimento vem como forma de se obter os detalhes e caracterizações quantitativas, quanto aos erros ocorrentes (KIRSTETTER, VILTARD, GOSSET, 2012, p.2) e locacionais (EBERT e MCBRIDE, 2000, p. 180) que permitem dispor de meios precisos que quantifiquem a habilidade da previsão (STEPHENSON, 2000, p. 221; EBERT, 2007, p. 348) e assim se torne possível mitigar, sanar ou adequar as medidas diante dos limites apresentados.

Para um determinado tipo de dado há uma facilidade em se construir índices numéricos que meçam a qualidade relativa das mais diversas previsões, classificando-as, de acordo com aqueles, as melhores e as piores estimativas (STEPHENSON e JOILLIFFE, 2003, p.7).

As estimativas oriundas de qualquer tipo de análise devem passar pelo crivo da verificação de seu desempenho na geração de suas respostas ao evento determinado a que se referem.

Entretanto, como cada estatística fornece apenas parte da informação sobre o erro (BRIER e ALLEN, 1950), torna-se, por isso, necessário examinar uma série de

estatísticas, em combinação, a fim de se obter um quadro mais completo quanto às incertezas sobre o evento a qual se queira estudar (EBERT, 2007, p.355).

Assim, normalmente essas estatísticas contemplam índices, ou taxas, ou probabilidades quanto a frequência das estimativas de que um evento aconteça, onde tem sido - principalmente com o advento das tecnologias orbitais -espacializadas por meio de mapas.

Segundo Foody (2007, p. 439) uma variedade de métodos tem sido utilizada para comparar mapas, no intuito de se verificar as correspondências entre suas informações. O que permite que dentre essas, sejam elencados na verificação a análise de outros métodos.

Logo, normalmente, conforme a literatura técnica demonstra 3 técnicas principais utilizadas na verificação comparativa. A que se dará destaque a seguir.

2.7.1 Comparação Visual

Essa técnica apresenta a simplicidade como ponto forte, visto que utiliza nada mais que a visão do observador aliada aos seus conhecimentos técnicos frente aos fenômenos reproduzidos, nas imagens geradas (EBERT, 2007, p. 347 e WEALANDS, 2005, p.18). No entanto, por engajar em sua análise as tendências subjetivas da pessoalidade do observador, tende a promover o detimento da acurácia dos resultados.

Wealands (2005, p. 18) retrata o fato de que essa técnica apresenta impossibilidade de quantificação, além de se pautar mais sobre diferenças relativas do que aquelas concretizadas por valores delimitantes. Então, para ele, esse tipo de técnica acaba por mascarar e/ou desprezar componentes importantes e influentes na dinâmica de replicação da informação. Essa última, essencial para o uso dos mais diversos vieses das áreas profissionais e científicas.

Alguns métodos emulam a comparação visual a partir das características das feições de imagem e sua espacialidade, como se verifica em Bruns e Egenhofer (1996), enquanto que outros trabalham a partir de valores dos pixels. Esse último, tendo como um dos representantes - nos estudos de precipitação - os campos de chuva (**item 2.6.3**).

2.7.2. Comparação Quantitativa

Nesse tipo de procedimento, realiza-se a análise objetiva de imagens/feições - comparadas - a partir das informações quantitativas, sobre os fenômenos a que se propõe apresentar. Para isso, utiliza-se de cálculos estatísticos que visam integrar tanto a objetividade - dada pela praticidade da comparação visual - como a eficiência/desempenho do valor estimado frente ao observado, por meio do fator quantitativo.

Existem na literatura científica, formas diversificadas desse tipo de comparação, como a: comparação entre as médias e as variâncias (WYGLEY e SALTER, 1990) que estipulam diferentes médias e variâncias sobre series temporais para cada célula de grade; a comparação Célula a Célula, Comparação Total (KUHNERT; VOINOV; SPPELT, p. 2005), cuja resposta comparativa demonstram as células estáticas nos deslocamentos, mas dinâmicas nas quantificações. Além de outros, em que esse trabalho não comportaria, visto amplitude e variação dessas técnicas.

Logo, dividiram-se aqui algumas das estatísticas mais utilizadas sob esse tipo de procedimento comparativo, e cujos resultados expõem-se em resultados de imagens espacializadas, apresentado em trabalhos como de: Pontius (2000); Hagen (2002); Visser e Nijs (2006); Ebert (2007); Paz e Collischonn (2011).

2.7.2.1 Estatísticas de Análise Linear

Esse tipo de estatística pauta-se no grau de relacionamento entre pares de valores informando se há ou não, a existência de relação entre os valores comparados, onde o coeficiente de correlação de Pearson (r) é uma das estatísticas mais utilizadas.

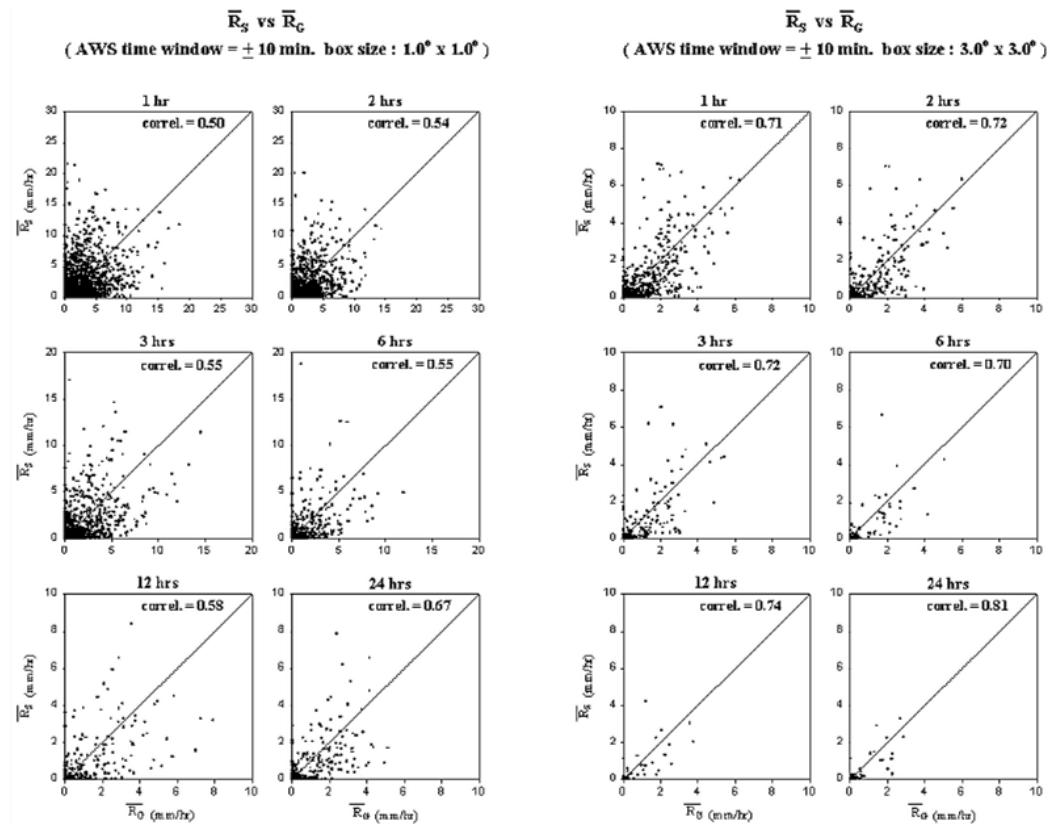
O cálculo desse coeficiente se emprega nas mais diversas áreas de estudos, uma vez que mede a linearidade de associação entre duas variáveis em análise (**Equação 4**)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (Pe - \bar{Pe})(Po - \bar{Po})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Pe - \bar{Pe})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Po - \bar{Po})^2}} \quad (4)$$

Na equação “n” representa a quantidade de dados da amostra; a letra “i” representa os valores pontuais ou dispersos em uma célula de grande (pixel). As variáveis “Pe” e “Po” apresentam-se, respectivamente, como os valores estimados e observados da amostra; e “ \bar{P}_e ” e “ \bar{P}_o ” são as médias desses “n” valores.

Alguns trabalhos valem-se desse índice como valor de análise na comparação entre resultados relativos à previsão de satélites e modelos hidrológicos, como se nota em: Barreira (2005); Sato et al. (2011); e Pereira et al. (2013). Outros, debruçaram-se nos testes relativos a outros métodos de geração de informações de chuva, como pode ser encontrado nos trabalhos de Silva et al. (2012); alguns estudos se pautam nesse tipo de perspectiva técnica, para verificar as condições de relação das respostas entre sensores no tempo, como no trabalho de Turk e Mehta (2007) (**Figura 16**).

Figura 16 - Correlação entre dados de Satélite (R_s) vs Pluviômetros (R_p), sobre a península sul-coreana para grades de resolução de 1° (figura a esquerda) e de 3° (figura a direita)

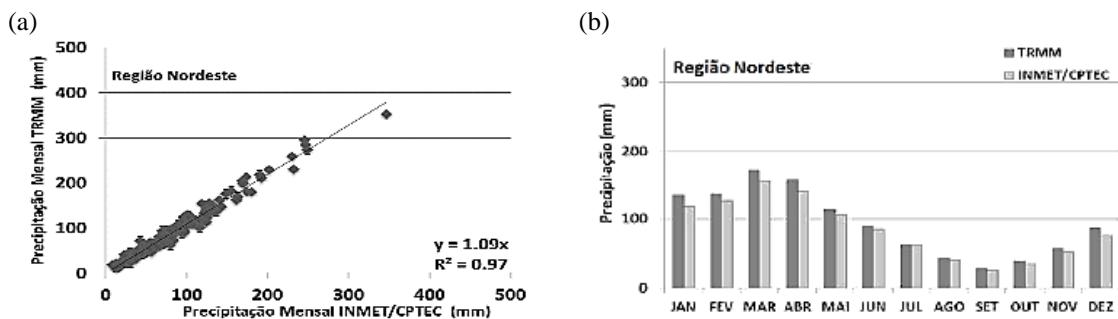


Fonte: Turk e Mehta (2007)

Outra demonstração da aplicação técnica, ocorre pela avaliação dessa dos dados de chuva, apresentados por Pereira et al. (2013) (**Figura 17**) onde se traça o

coeficiente de determinação entre os dados mensais de chuva para o período de 1998 (janeiro) a 2010 (dezembro) a partir da distribuição média no Nordeste brasileiro das informações do satélite TRMM com postos pluviométricos.

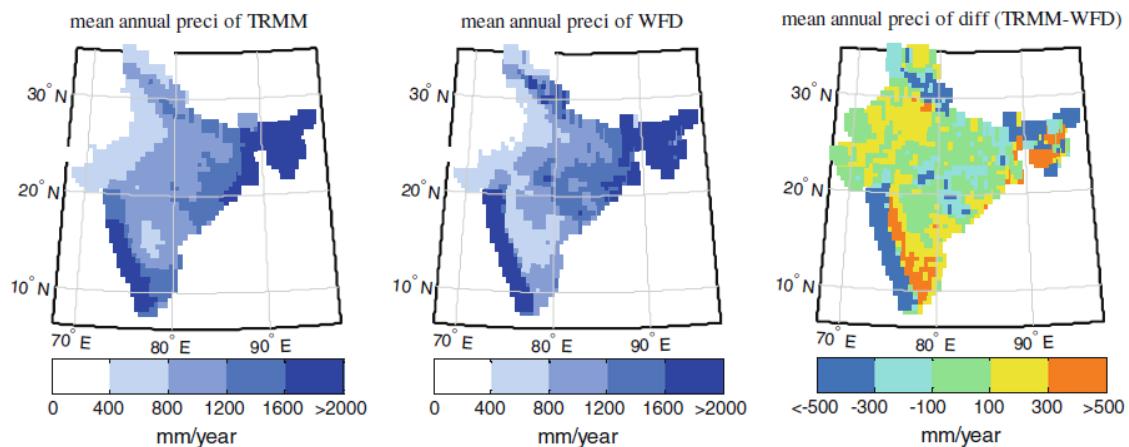
Figura 17 – (a) Relação entre os dados mensais de precipitação (mm) para o período de janeiro de 1998 a dezembro de 2010 (significante a $p < 0,05$; teste *t-student*) para o Nordeste e (b) Distribuição média mensal da precipitação acumulada, entre 1998 e 2010, para o NEB



Fonte: Pereira et al. (2013)

Li et al. (2014) exploraram as características da precipitação do modelo *Water and Global Change* (WATCH) comparando-o aos dados do TRMM e de uma rede de pluviômetros para eventos estacionais e regionais da distribuição de chuva (Figura 18).

Figura 18 - Diferença da precipitação média anual entre o modelo WFD e o conjunto de dados de satélites e pluviômetros (1997-2001).



Fonte: Li et al. (2014)

Pela área de abarque, no que corresponde a porção da Índia, verificaram baixa correlação no intervalo de tempo diário (aproximadamente $r=0,2$ a 0,5). Apesar das diferenças anuais médias demonstrarem bons resultados, segundo a simples diferença das informações visuais conforme os autores do trabalho.

Entre esses, outros tantos envolvem a correlação, no entanto, por mais que seja uma medida útil quanto a determinação linear geral entre variáveis, seus resultados não indicam a natureza dos erros, sendo sensíveis a dados atípicos e não são sensíveis a tendências que estão presentes nas previsões (WILKS, 2006, p.269).

Ou seja, não informa a origem da concordância ou discordância das informações comparadas. Logo, oculta a origem dos desvios da relação entre os valores o que acaba por mascarar segundo Wilks (2006, p. 279), os desvios que possam estar presentes nas previsões.

2.7.2.2 Estatísticas de Análise Contínua

Nesse tipo de abordagem, mede-se a acurácia das variáveis contínuas quanto à quantidade ou intensidade de chuva frente à comparação de seus valores.

A partir do que trata Ebert (2007 p. 348) nota-se aqui que se fornecem as estimativas dos erros que acompanham as estimativas de chuva, segundo padrões de espacialidade.

A aplicação dessas técnicas pode ser encontrada em trabalhos como de Smith et al. (2004), Meng et al. (2014) relativos a aplicação de dados de modelos hidrológicos; tal como em trabalhos como na perspectiva de Ebert (2007); Paz; Collischonn (2011) com respeito a avaliação comparativa espaço-temporal.

Entre as medidas estatísticas mais comuns nesse tipo de verificação de dados tem-se: o Erro Médio (EM); Erro Médio Absoluto (EMA) e o Erro Médio Quadrático (REMQ). Medidas essas em que o valor “n” representa o número de amostras tomadas na análise; “Pe” e “Po” representam respectivamente a precipitação estimada e a precipitação observada e são definidas a seguir.

a) Erro Médio (EM)

Medida que toma a média das diferenças entre os valores estimados e observados das amostras (**Equação 5**).

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^n (P_e - P_o)}{n} \quad (5)$$

Na aplicação dessa técnica, quanto mais próximos a nulidade (valores próximos a zero), as estimativas apresentam menores graus de tendenciosidade a erros.

b) Erro Médio Absoluto (EMA)

Mede-se por meio dessa técnica, a média dos erros realizados pela estimativa frente a um período de tempo, em que se pauta na magnitude dos erros entre os valores estimados frente aos valores observados. Conforme essa caracterização, ela se apresenta na forma da **equação 6**.

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^n |P_e - P_o|}{n} \quad (6)$$

Esse índice, segundo Joilliffe e Stephenson (2003, p. 209) tende a compensar em direção as menores previsões do que as variações observadas sendo excessivamente sensível a grandes erros discrepantes das previsões.

Por seu valor em módulo, essa medida ignora a direção (positiva ou negativa) dos desvios ou erros, apesar de levar em conta os erros das estimativas para cada período analisado.

c) Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ)

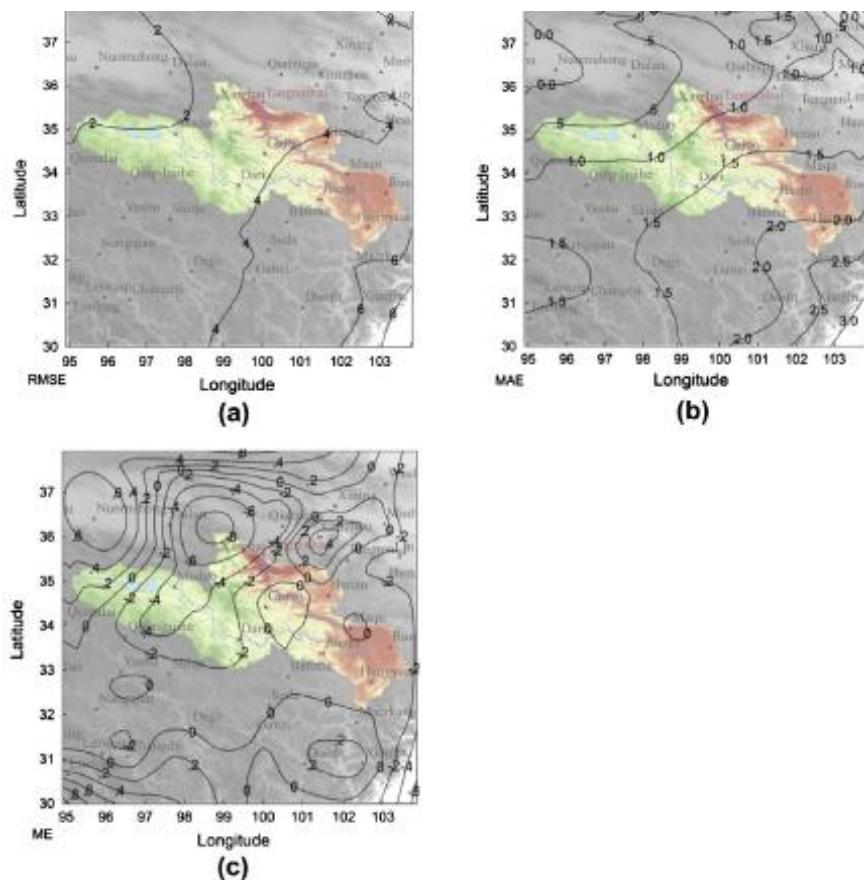
Tratado com maior profundidade adiante no presente trabalho (**item 3.6.2**) a REMQ (**Equação 7**) fornece maiores ponderações nos pesos quanto aos erros espaciais quando confrontado com a técnica EMA.

$$REMQ = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_e - P_o)^2}{n}} \quad (7)$$

Nas equações “n” representa a quantidade de dados da amostra; “i” são os valores pontuais ou dispersos em uma célula de grande (pixel). A diferença entre “Pe” e “Po” (Pe-Po) é considerada como “erro residual” (e) (**item 3.6.2**).

Um exemplo prático de aplicabilidade dos índices EMA; EMQ; REMQ pode-se verificar no trabalho de Meng et al. (2014) onde se utilizaram do EM; EMA; REMQ, além de e outros índices, para validar as informações provinda do TRMM frente a estações pluviométricas. Segundo essas estatísticas, os autores verificaram as respostas dadas por dessas estatísticas comparando-as a área de estudo (**figura 19**).

Figura 19 - Distribuição Espacial dos índices de validação: (a) REMQ; (b) EMA; (c) EM



Fonte: Adaptado de Meng et al.. (2014)

Meng et al. (2014, p. 326) notaram que as informações de chuva dos pluviômetros - espacializadas pelo método de interpolação de Thiessen - comparadas entre a chuva da técnica TMPA/TRMM – não concordam nas regiões a nordeste e a sudeste da bacia do Rio Amarelo na China.

Com a diagnosticação dos cálculos espacializados, pôde-se localizar as possíveis eficiências a entrada dos dados do satélite em modelo hidrológico distribuído.

d) Categorização

Nesse tipo de abordagem comparativa, os valores dos dados a serem comparados são lançados na tabela de contingência (**item 3.5**), conhecida também como matriz de confusão ou matriz de erro (**Tabela 3**).

Tabela 3 - Tabela de contingência

Estimado	Observado					Total
	1	2	...	j		
1	a ₁₁	a ₁₂	...	a _{1j}	$\sum p_{1j}$	
2	a ₂₁	a ₂₂	..	a _{2j}	$\sum p_{2j}$	
...
i	a _{i1}	a _{i2}	...	a _{ij}	$\sum p_{ij}$	
Total	$\sum p_{i1}$	$\sum p_{i2}$...	$\sum p_{ij}$	1	

Essa técnica vem como uma forma simplificada, contudo, eficaz na descoberta de relações importantes entre fatores, especialmente entre grandes conjuntos de dados (WMO, 2011, p. 4-12). Segundo Turk (1979, p. 65) quando intenta-se avaliar resultados entre sensoriamento remoto e “verdades de campo”, frequentemente dá-se a coleção e preparação dos dados para o cruzamento de suas informações.

A partir disso, vê-se que a Tabela de Contingência (TC) vem tanto como um método intermediário entre análises estatísticas como um instrumento simplificador na apresentação dos dados a que se analisa, tendo em vista que, com isso, facilita a aproximação dos valores comparados à precisão.

Em anos recentes os pesquisadores Ebert, Janowiak, Kidd (2007); Saldanha et al. (2007); e em Paz e Collischonn (2008) inovaram ao apresentarem metodologia comparativa por análise das frequências de campos de chuva com a utilização das frequências dos eventos sob a forma de dados categorizados aplicados em índices estatísticos relativo à natureza dos desvios entre valores estimados e comparados. Isso, permitindo a localização dos desvios ou erros encontrados nas estimativas e assim registrando-se os fatores intervenientes sobre o desempenho de uma análise.

Tratara-se no decorrer da pesquisa (capítulo 3) sobre esses índices concernentes aos métodos utilizados nesse estudo.

Ademais, outros métodos com base nesse sistema categorizado têm sido empregados nas pesquisas como estatísticas com base no método Kappa e suas variações como o: Klocalização; Khisto; Kfuzzy; Kquantity, tal como se pode encontrar no trabalho de Hagen (2002).

Segundo Visser e Nijs (2006, p.352) e Hagen (2002, p. 2) o método Kappa mede a fração de similaridade entre dois mapas sobre a tabela de contingência, expressa na forma de um único valor numérico que representa o nível de concordância entre as medidas. Sua forma equacional apresenta-se de abaixo segundo a **equação 8**.

$$K = \frac{\left(\frac{\sum_{i=1}^q p_{ii}}{N} \right) - \left(\sum_{i=1}^q p_{it} \right)}{[1 - \left(\sum_{i=1}^n p_{it} \right)]} \quad (8)$$

O somatório representado por “ $\sum_{i=1}^q p_{ii}$ ” representa o somatório do número de células diretamente combinadas em dois mapas; “ $\sum_{i=1}^q p_{it}$ ” representa o somatório da fração de concordância esperada que está sujeito ao observado.

Seus valores variam entre 0 e 1, onde mais acurados são as estimativas quanto mais próximo forem os valores da unidade.

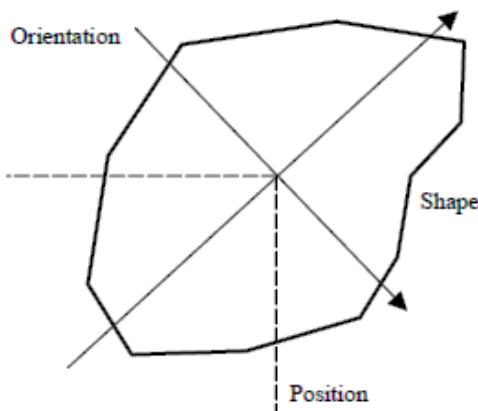
A partir desse método é possível mensurar a concordância ou acurácia entre os resultados segundo critérios de concordância, em que valores abaixo de 0.4 representam similaridades com baixa concordância; valores entre 0.4 a 0.75 com similaridades de razoável concordância; e acima de 0.75, com excelentes concordâncias.

Segundo Verbyla e Hammond (1995 apud KUHNERT, VOINOV, SEPPELT, 2005, p. 977), o problema do método Kappa e suas modificações é que se baseiam totalmente nas estatísticas célula por célula. Isso, pois, segundo esses autores, os mapas que têm uma determinada tendência ou possuem padrões semelhantes, mas ligeiramente distorcidos ou registrados incorretamente podem não concordar bem.

2.7.3. Comparação Locacional

Esse tipo de comparação segundo Hagen (2002, p. 2) procura-se medir o deslocamento das respostas estimadas sobre o mapa, em comparação aos valores do mapa de referência. Assim, essa técnica comparativa pode ser resumida na forma da representação baseada por Winter (1998; 2000) da **Figura 20**, abaixo.

Figura 20 – Localização se refere a inter-relação entre posição, forma e tamanho.



Fonte – Adaptado de Winter (1998; 2000)

A partir dos estudos de Winter (1998; 2000, p.192) nota-se que é possível por meio dessa técnica comparar as localizações da informação como: forma, orientação, ou posição e não seus atributos. Esses últimos, compreendidos como as valorações dos ados pela quantificação das áreas analisadas. Apesar, ainda com base no autor, de indiretamente se utilizar desses atributos.

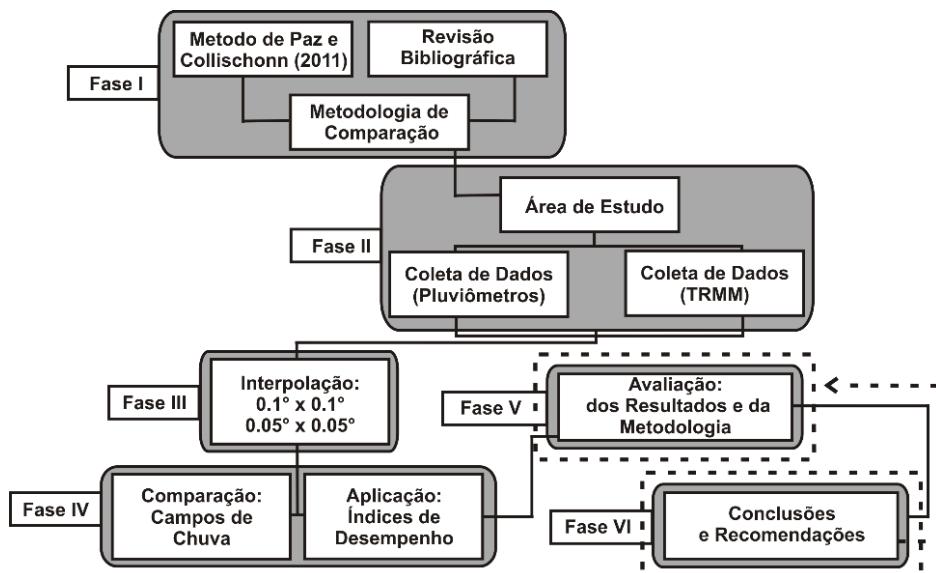
Para maiores aprofundamentos quanto essa técnica de comparação e as demais já supracitadas recomenda-se maiores leituras das referências: Pontius (2000); Hagen (2002); Wealands, Graysson, Walker (2005); Kuhnert, Voinov e Seppelt (2005); Foody (2007), Ebert (2007).

3 MATERIAS E MÉTODOS

O presente capítulo descreve a metodologia de avaliação de desempenho entre um sensor orbital e uma rede de postos pluviômetros, por meio da análise comparativa dos campos de chuva gerados, atrelados a utilização de índices estatísticos - semelhante a metodologia de Paz e Collischonn (2011) - aplicados aqui para a qualificação do uso das informações estimadas para a possibilidade de aplicação dos dados em Modelos Hidrológicos Distribuídos (MHD).

Dentro disso, exigiu-se uma estrutura organizacional norteadora quanto ao planejamento e execução das diversas etapas do trabalho. Essas podem ser visualizadas na Figura 21 a seguir:

Figura 21 - Fluxograma das etapas realizadas



Fonte – Elaborado pelo Autor

Dividiu-se este capítulo em 3 partes, quanto ao uso das técnicas. Objetivou-se, vistas a isso, maior clareza quanto ao encadeamento lógico da forma como se procedeu a pesquisa e suas etapas, para o alcance dos resultados.

Na primeira parte, apresenta-se a área de estudo com as devidas caracterizações sob os aspectos físicos, tais como: localização; hidrografia; características climatológicas.

Na segunda parte, buscou-se apresentar a origem/fonte dos dados; as técnicas estatísticas utilizadas na avaliação da performance entre os dados de chuva estimados

pelo sensor orbital e os observados pelo conjunto de sensores terrestres, conhecidos na literatura como “a verdade do campo” e ou “referências”.

Finalmente na terceira e última parte, dividiu-se entre as técnicas comparativas utilizadas e os devidos ajustes para a compatibilização espacial e temporal entre as informações.

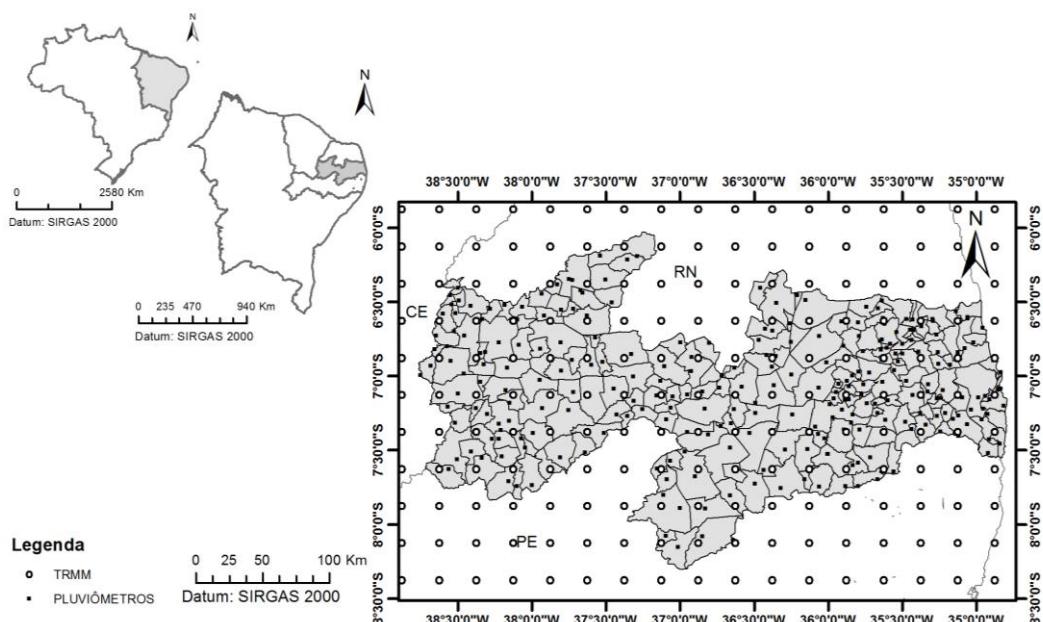
3.1 ÁREA DE ESTUDO

Selecionou-se o Estado da Paraíba (PB) como área de estudo na avaliação do desempenho dos campos de chuva gerados pelos sensores, a fim de que se aplicasse a proposta metodológica tanto em uma referência espacial, como temporal, de modo que possibilitasse contribuir com Estado da arte, relativo aos estudos dos recursos hídricos do referido Estado.

3.1.1 Localização e Aspecto Mesorregional

Entre as fronteiras com os Estados do Rio Grande do Norte (RN); Pernambuco (PE); e o Ceará (CE), a Paraíba se situa na região Nordeste do Brasil (**Figura 22**), sob os limites do retângulo envolvente do ponto de coordenadas $34^{\circ}44'40''$ Leste e $5^{\circ}50'52''$ Sul ao ponto de coordenadas de $38^{\circ}53'43''$ Leste e $8^{\circ}30'16''$ Sul.

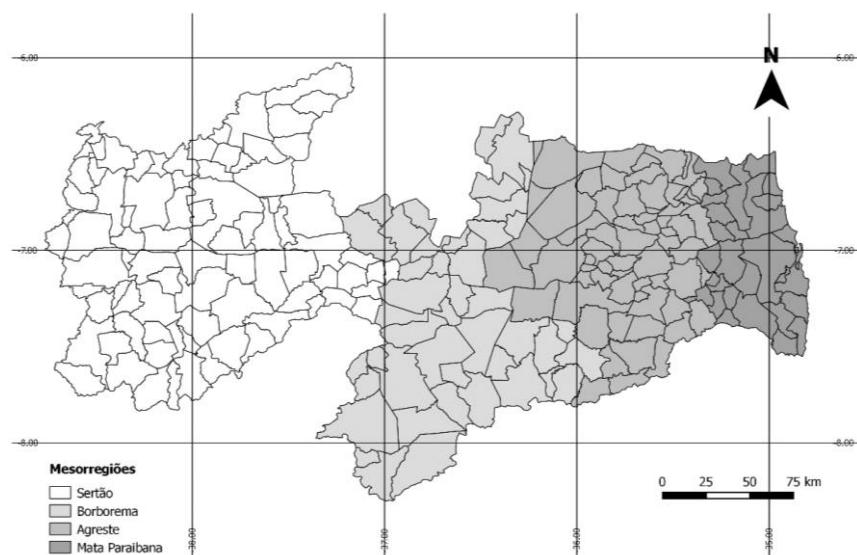
Figura 22 - Localização da área de estudo e dos pontos e células de coleta de dados.



A área possui cerca de 56.469,778 km² em que se delimitam 223 municípios, nos quais habitam um total aproximado de 3,8 milhões de pessoas. A maior concentração da população (~19%) encontra-se no município de João Pessoa (723.515 hab.), capital do Estado (IBGE, 2013).

A Paraíba está dividida em 4 mesorregiões que a dividem conforme a consideração das características e das formas de organização socioeconômicas e políticas do Estado e presente área de aplicação do estudo (**Figura 23**).

Figura 23 – Mesorregiões da Área de Estudo



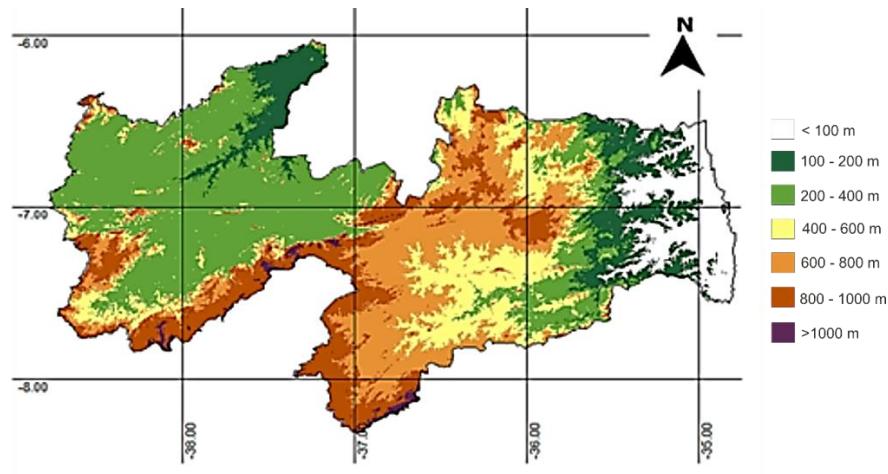
Fonte – Elaborado pelo Autor

Conforme AESA (2013, 18) diante da prevalência dos problemas enfrentados pela população quanto aos recursos naturais nos diversos pontos dessas regiões, optou-se, também, por adotar nesse trabalho a relação metodológica e dos resultados apresentados com relação a essa delimitação do território paraibano.

3.1.2 *Informações Topográfica e Hidrográfica*

A partir do Modelo Numérico de Terreno gerado por meio das informações obtidas pelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) de resolução espacial de 90m, verifica-se que no tocante a topografia do Estado, essa apresenta variações na altitude entre 0 a 1.186 m acima do nível do mar (**Figura 24**).

Figura 24 - Classes de altitude do Estado da Paraíba por Modelo Numérico de Terreno (MNT)

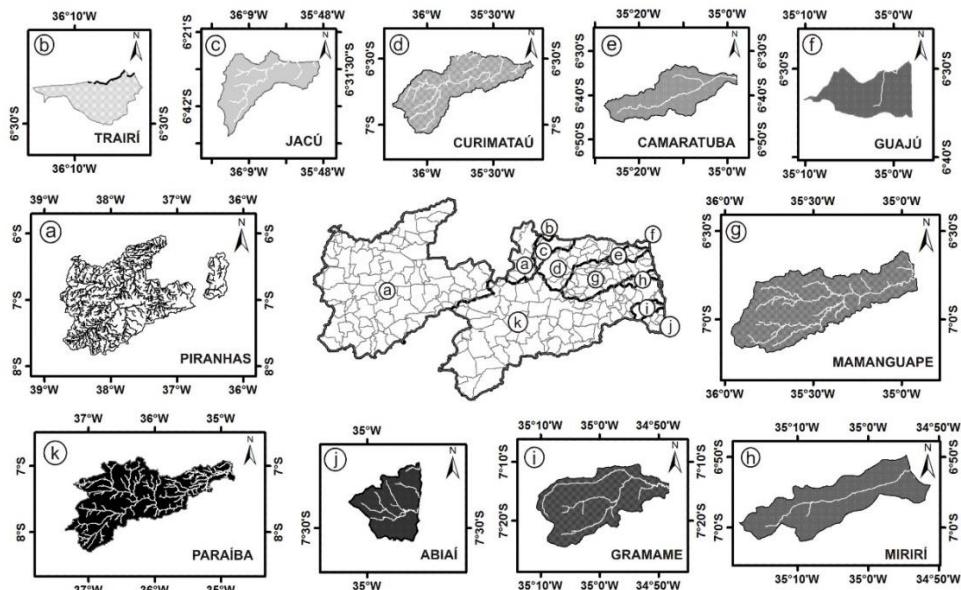


Fonte – Elaborado pelo Autor

O perfil direcional (Leste-Oeste) do Estado apresenta características altimétricas compostas, segundo Lucena (2008), por: planície litorânea, com baixas altitudes com cotas de 0 a 100 m; depressão sublitorânea (100 a 150 m); planalto da Borborema (500 a 1186 m) e Depressão sertaneja (250 a 300 m).

No que se refere à rede hidrográfica, o Estado divide-se em 11 macro bacias (Figura 25), das quais 5 caracterizam-se por ser de domínio federal, como as bacias dos rios: Piranhas (Figura 25a); Trairi (Figura 25b); Jacú (Figura 25c); Curimataú (Figura 25d); Guaju (Figura 25e).

Figura 25 - Localização das Macrobasias e Drenagens Principais da Paraíba.



Fonte - Elaborado pelo Autor

A caracterização de bacias sob domínio federal deve-se ao fato de que se relacionam com as bacias de outras unidades federativas, como as bacias do Estado do Rio Grande do Norte (RN).

As principais bacias hidrográficas (BH) da Paraíba são as bacias do rio Piranhas e do Rio Paraíba, cujas áreas territoriais ocupam as maiores porções do Estado (Tabela 4).

Tabela 4 - Área das Principais Bacias por Mesorregião

Bacia Hidrográfica	Área (Km ²)	Localização Mesoregional	Bacia Hidrográfica	Área (Km ²)	Localização Mesoregional
Rio Piranhas	26.047,49	SE-BO	Rio Camaratuba	637,16	AG-ZM
Rio Paraíba	20.071,83	BO-AG-ZM	Rio Guaju	152,62	ZM
Rio Jacu	977,31	BO-ZM	Rio Mamanguape	3.522,69	AG-ZN
Rio Miriri	436,19	ZM	Rio Trairi	106,08	BO-AG
Rio Abiaí	585,51	ZM	Rio Curimataú	3.313,58	AG-ZM
Rio Gramame	589,38	ZM			

SP – Sertão Paraibano; BO – Borborema; AG – Agreste; ZM – Zona da Mata.

Fonte – Adaptado de AESA (2013)

A bacia do rio Piranhas se estende por terras de 102 municípios da região sertaneja da PB, porém, ao se considerar sua composição com o Estado do RN, ela passa a contar com 147 municípios, envolvidos por seus limites geomorfológicos-territoriais. Esse rio percorre toda a região sertaneja do Estado na direção SO-NE. As suas águas contribuem para o abastecimento do RN. Nesse estado o rio Piranhas recebe a denominação de rio Açu, ou também conhecido na região como Piranhas-Açu.

Como atividades econômicas sobre a bacia, predominam aquelas ligadas a agricultura irrigada, pecuária de bovinos e a mineração (AES, 2013).

No caso da bacia do Rio Paraíba, seu limite abrange as terras de 69 municípios e se estende desde a mesorregião da Borborema, passando pelo Agreste Paraibano até a Mata Paraibana (região litorânea). Segundo a AESA (2013, p.5) essa bacia é dividida em uma sub-bacia (Rio Taperoá) além da divisão daquela em 3 regiões hidrográficas, respectivamente: alto paraíba, médio paraíba e baixo paraíba.

Na porção regional a qual o rio Paraíba se localiza, região do Cariri paraibano, a escassez das chuvas faz com que a maior parte de seus rios e córregos contribuintes apresentem a característica de intermitência, ou seja, dependam da quantidade e/ou dos períodos dos eventos chuvosos, e que conforme a situação, aqueles secam. Essa

conformação pode ser verificada nos trabalhos da AESA (2013, p.21) e de Lucena (2008, p.39).

No seu alto curso da bacia do rio Paraíba predominam as atividades da pecuária de caprinos, a agricultura e atividades, e assim como no caso do rio Piranhas, também se pauta na mineração (AESÁ, 2013, p. 21). Outras informações podem ser visualizadas e obtidas em AESA (2013).

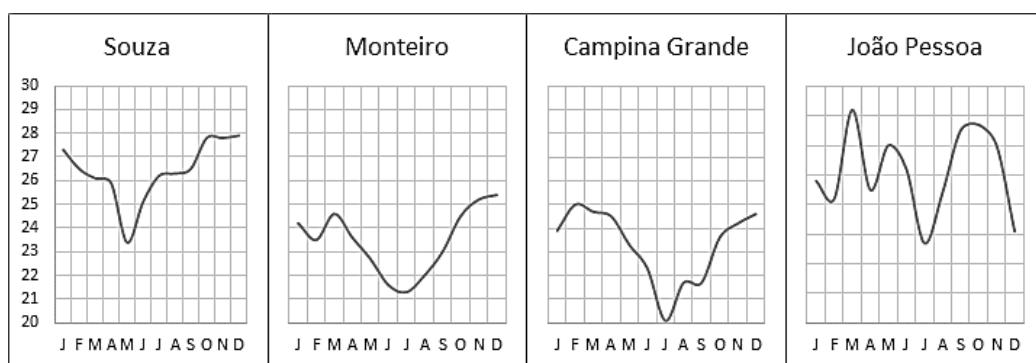
3.1.3 Climatologia

A localização no NEB e a proximidade com a faixa equatorial faz com que a Paraíba seja submetida à incidência de alta radiação solar por um elevado intervalo de horas de insolação (médias anuais de 2632.7 h) e em comparação com outros Estados, como: Alagoas (médias anuais de 2550.1 h), no Nordeste; e Rio de Janeiro (médias anuais de 2032,8 h), no Sudeste (INMET, 1992).

A variação térmica estacional no Estado caracteriza-se como insignificante, embora o inverno possa registrar mínimas diárias muito baixas (NIMER, 1979, p.15).

No que se refere à temperatura média, a partir da análise das normais climatológicas do Estado (INMET, 1990) (**Figura 26**), observou-se a homogeneidade termal ao longo dos meses com decréscimos acentuados a partir dos meses de Maio a Setembro.

Figura 26 - Normais climatológicas da temperatura média mensal da Paraíba (°C), de 1960-1990.

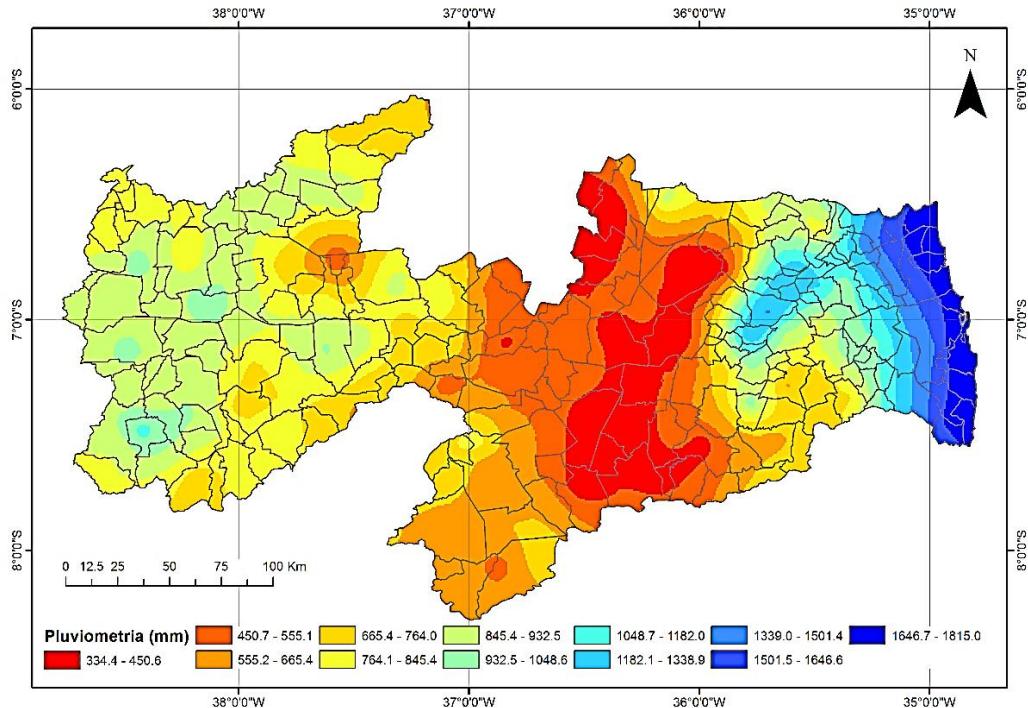


Fonte – Elaborado pelo Autor a partir de dados do INMET (1990)

Quanto à precipitação, a ocorrência de chuva se distribui de forma decrescente do litoral até a zona central do Estado e volta a crescer lentamente dessa zona até o

extremo oeste (**Figura 27**), em virtude da ação do relevo (depressões e planaltos) e influência de sistemas sinóticos de grande e mesoescala (NIMER, 1979, p.18 e 20).

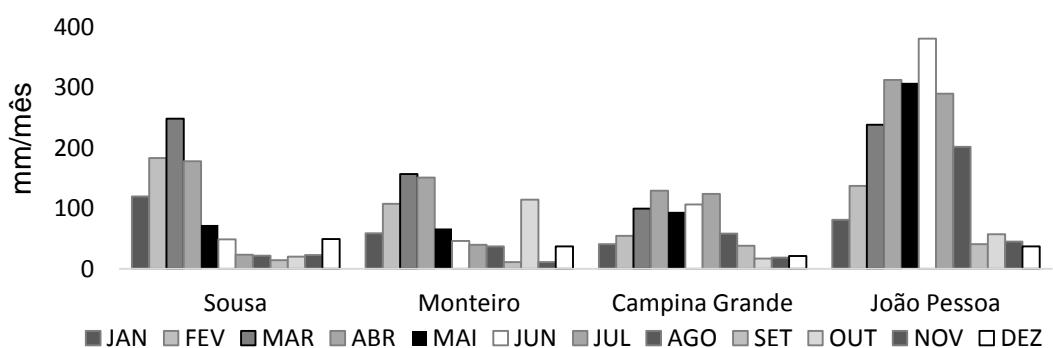
Figura 27 - Precipitação média anual da Paraíba (mm) dos anos de 1960-1990.



Fonte – Elaborado pelo Autor, a partir de dados da AESA (2010)

A distribuição de chuva no Estado ocorre principalmente entre os meses de Março a Julho (ou a Agosto) (INMET, 1990), conforme a localização regional. Segundo Nimer (1979, p. 20) os totais acumulados de chuva situam-se em maiores concentrações da zona da mata e reduzem-se em direção ao interior (**Figura 28**).

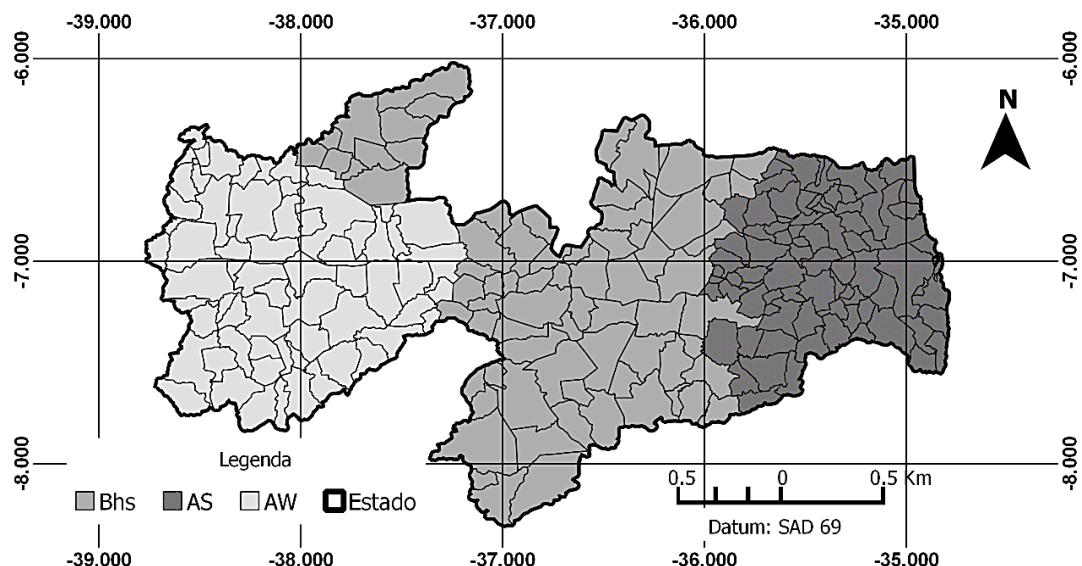
Figura 28 - Normais climatológicas da precipitação da Paraíba em milímetros por mês, de 1960-1990.



Fonte – Elaborado pelo Autor a partir de dados do INMET (1990)

A partir da precipitação e temperatura, observa-se com a classificação de Köppen (AYOADE, 2011, p.232-234; e LUCENA, 2008, p. 39) que a Paraíba apresenta os tipos de climas A e B, cujos subgrupos caracterizam-se por tipo: AS', clima quente e úmido com chuvas de outono e inverno; Bsh, clima semiárido com chuvas no final do Verão; Aw', clima quente e semiúmido ou subúmido, com chuvas de Verão (**Figura 29**).

Figura 29 - Classificação de Köppen, Paraíba.



Fonte – Adaptado de Lucena (2008)

3.2 FONTE DE DADOS

Os registros de precipitação utilizados no trabalho procedem de dois sistemas de monitoramento. Por um lado, utilizou-se da informação de chuva adquirida na superfície terrestre por pluviômetros do tipo *Ville de Paris*, e por outro, utilizou-se dessa informação gerada a partir de campos de chuva estimados dos 198 centroides, oriundos das medições orbitais do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM).

A localização da coleta quanto à informação de ambos os sistemas, pode ser visualizada conforme a **figura 22** já apresentada.

Considerou-se o uso dos dados entre o período de primeiro de Janeiro de 1998 a 31 de Dezembro de 2011. O que corresponde a um todo temporal de 14 anos. A escolha deveu-se a disponibilidade dos dados do TRMM (187 pontos) se iniciarem a

partir do ano de 1998⁶. Para o último ano do intervalo (2011), a escolha adveio de problemas gerados no repasse da informação de chuva nos demais anos (2012-2013), o que apenas reduziu a série temporal de análise para o momento do trabalho.

No que concerne à chuva dos pluviômetros, se obteve os dados junto a AESA, órgão ligado à gerência e auxílio do planejamento dos recursos hídricos do Estado da Paraíba. Adquiriu-se daí, a informação diária da chuva dos 269 postos pluviométricos pertencentes à rede dessa instituição e a 198 pontos do TRMM.

Obteve-se os dados do TRMM a partir de arquivos via FTP (*File Transfer Protocol*), oriundo de portal gerido pelas agências internacionais: NASA e JAXA, criadoras e gerenciadoras do sensor e seus produtos.

Dentro do conjunto de resultados do TRMM, escolheu-se as informações de chuva provenientes do algorítmico 3B42 da Versão 7, cuja estrutura de apresentação dos dados encontram-se na escala de grade de 0,25°x0,25° de distribuição espacial; e escala temporal de 3 horas. Esta última, como resultante dos compilados das chuvas provenientes do tempo de translação (aproximadamente 90 min) que o sensor faz em torno da Terra.

Para a elaboração dos demais valores tomou-se o conjunto de dados de diversas instituições e outros instrumentos. Acerca da estruturação da rede de drenagem (**item 3.1.2**), adotou-se das informações tanto da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) como da AESA, já para as informações climatológicas gerais, adotou-se as normais advindas do INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET).

3.3 VALIDAÇÕES DOS DADOS

Para a validação da estrutura comparativa entre as referências de precipitação (dadas pelos pluviômetros) e o sensor orbital, valeu-se da correspondência entre os valores adquiridos, tanto temporalmente como espacialmente - a fim de se obter a homogeneidade entre seus valores e assim, torná-los comparáveis tanto temporalmente como espacialmente. Logo, fez-se necessário a prática da adequação desses, para as devidas correspondências.

⁶ O TRMM iniciou suas operações em novembro de 1997, porém os primeiros dados só começaram a ser fornecidos em 1998.

3.3.1 Adequação Temporal

Normalmente, os valores dos pluviômetros estão associados a soma das leituras das 18 UTC (21h ou 21 UTC no horário de Brasília) do dia anterior às 12 UTC (09h ou 9 UTC no horário de Brasília) do dia de interesse das observações (18 UTC+00UTC+12 UTC), sendo então repassadas aos centros de processamento às 12 UTC (INMET, 1999, p. 37; WMO, 2007, p. III 63; 2012, p. II 4-2).

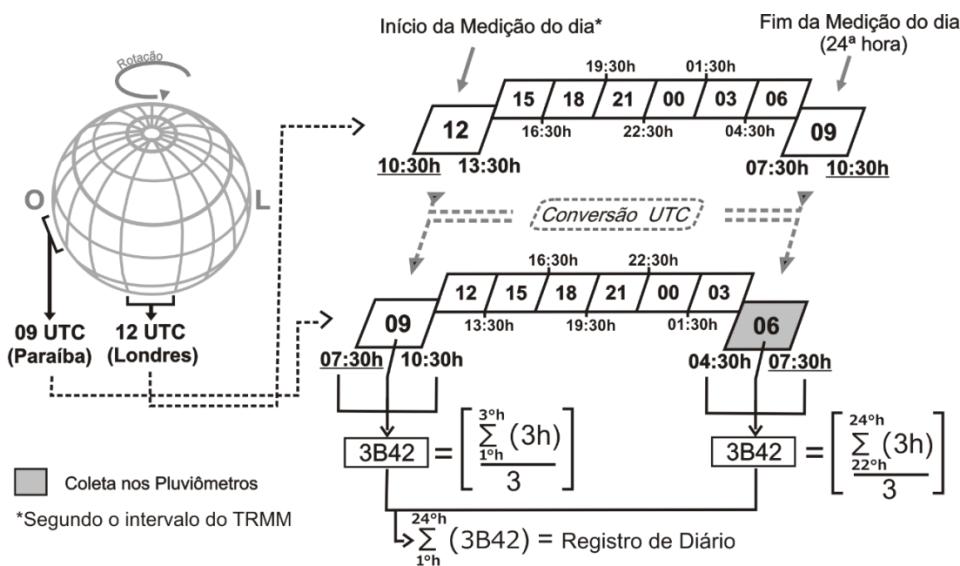
Entretanto, segundo a AESA, como as medições dos instrumentos geridos por essa instituição são efetuadas em parceria com outras instituições estaduais e Prefeituras, por questão de logística, seus dados são organizados entre os horários 7 e 8 horas para a coleta das informações de chuva.

A partir dessa situação, sucedeu-se com a medição do total de chuva que ocorreu em um dia, e ao se seguir com esse procedimento aos demais dias, chegou-se à série temporal diária dos dados de chuva.

Apesar da medida de chuva no algoritmo 3B42-V7 estar no padrão UTC, seus dados diferem temporalmente frente aos pluviômetros, devido suas informações estarem fragmentadas em médias horárias de 3 horas, centrada no intervalo do período dessas 3 horas (ou seja, 0 UTC; 3 UTC; 6 UTC; 9 UTC; 12 UTC; 15 UTC; 21 UTC).

Nessa situação, para a equivalência dos resultados a um acumulado diário de chuva, semelhante aos pluviômetros, converteu-se as informações do algoritmo conforme a sequência recomendada pela GODDARD EARTH SCIENCE DATA AND INFORMATION SERVICES CENTER (GES DISC - NASA) (<ftp://disc3.nascom.nasa.gov/data>). Demonstra-se essa recomendação a partir da representação esquemática do processo de adequação dos dados na **figura 30** a seguir.

Figura 30 – Esquema de adequação temporal das informações de chuva coletadas pelos sensores.



Fonte - Elaborado pelo Autor

Nessa recomendação (**Figura 30**) somaram-se todos os totais de chuva de 3h até a 24^a hora, fechando o ciclo diário correspondente à área de estudo (Paraíba).

Como a medição dos pluviômetros ocorreu simultaneamente dentro do intervalo daquelas 3 horas (09 UTC) do TRMM, ou seja, às 06h (06 UTC) com referência ao horário de Brasília, organizou-se os dados do TRMM com hora inicial no fuso de 12 UTC (que equivale às 09 h para a área de estudo) à 09 UTC (que equivale às 06 h para a área de estudo onde ocorre a coleta nos pluviômetros). Logo, somaram-se os demais dados por fuso do TRMM e fechou-se o ciclo diário da informação contiguamente ao ciclo dos dados da AESA, para a área de pesquisa em questão.

Ao final dessa etapa, realizou-se o ordenamento e equivalência entre os dados, para toda a série das informações de chuvas obtidas entre o período de 1998 a 2011. Com isso, estabeleceu-se as adequações espaciais entre os dados, necessárias à análise comparativa, assim como se permitiu proceder com a análise rítmica das estatísticas frente aos padrões de chuva comparadas.

3.3.2 Adequação Espacial

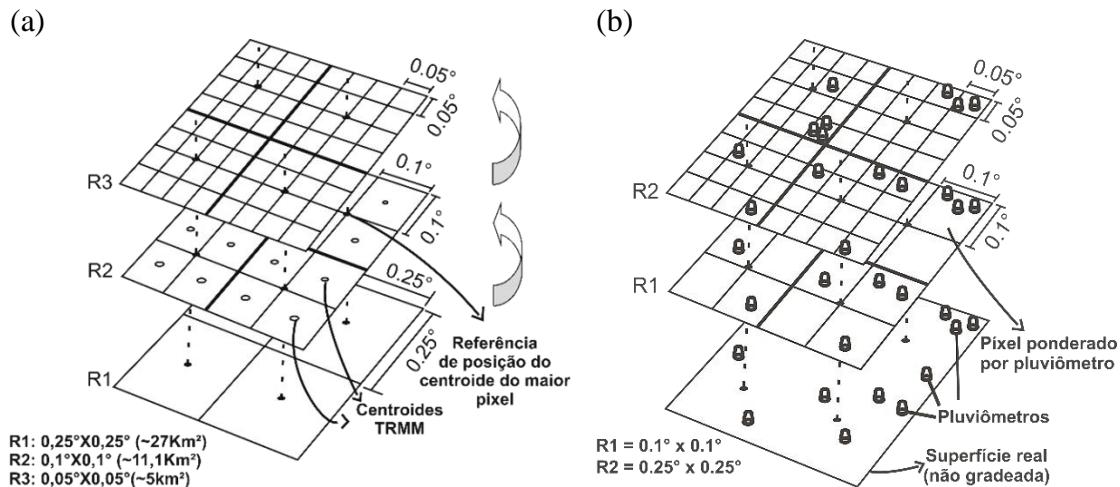
Como parte integrante da proposta do trabalho está em verificar os erros dos dados de chuva do TRMM com vista a proposta de aplicação futura de seus valores como *input* em modelos hidrológicos distribuídos (MHD), discretizou-se e interligou-se

espacialmente os dados do TRMM e da AESA conforme campos de chuva, equivalentes às necessidades espaciais empregadas àqueles modelos. Para isso, necessitou-se proceder com adequações espaciais quanto aos dados.

a) Discretização

Procedeu-se com o *downscaling* dos dados TRMM e *upscaling* dos postos AESA, para as resoluções espaciais de: $0,1^\circ \times 0,1^\circ$; e $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (**Figura 31**).

Figura 31 - Discretização por *downscaling* e *upscaling* das informações do TRMM (a) e da AESA (b).



Fonte - Elaborado pelo Autor

Reamostrou-se os produtos gerados pela estimativa 3B42-V7 por interpolador sob a perspectiva técnica conhecida como *downscaling*, uma vez que a estrutura espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ do TRMM (**item 3.2**), própria a modelos meteorológicos, constrói-se em resolução espacial mais baixa do que as necessárias, para o uso em modelos hidrológicos, o que torna necessário a melhoria das discretizações, segundo o objetivo de aplicação.

A escolha desses níveis de resoluções espaciais, foi adotado, visto que comumente esses são adotados em Modelos Hidrológicos Distribuídos, como se observa em trabalhos como de: Collischonn et al. (2007b, p. 890); Sene (2010, p. 14); Woldenskel, Sivakumar e Sharma (2013, p.168), além de tornarem o cruzamento de informações mais ágeis e condizentes à aplicação computacional.

Para as mensurações obtidas pelos pluviômetros que representam a forma pontual de coleta (Figura b), realocaram-se seus valores a partir dos mesmos níveis de discretização adotados sobre o TRMM (por *upscaling*), o que permitiu que as informações de ambos os sensores se tornassem comparáveis espacialmente.

Entretanto, para a efetivação desse processo, fez-se uso de técnica de interpolação no intuito da inserção dos dados de ambos os sensores para dentro dos limites de discretização dos campos de chuva de interesse.

b) Interpolação

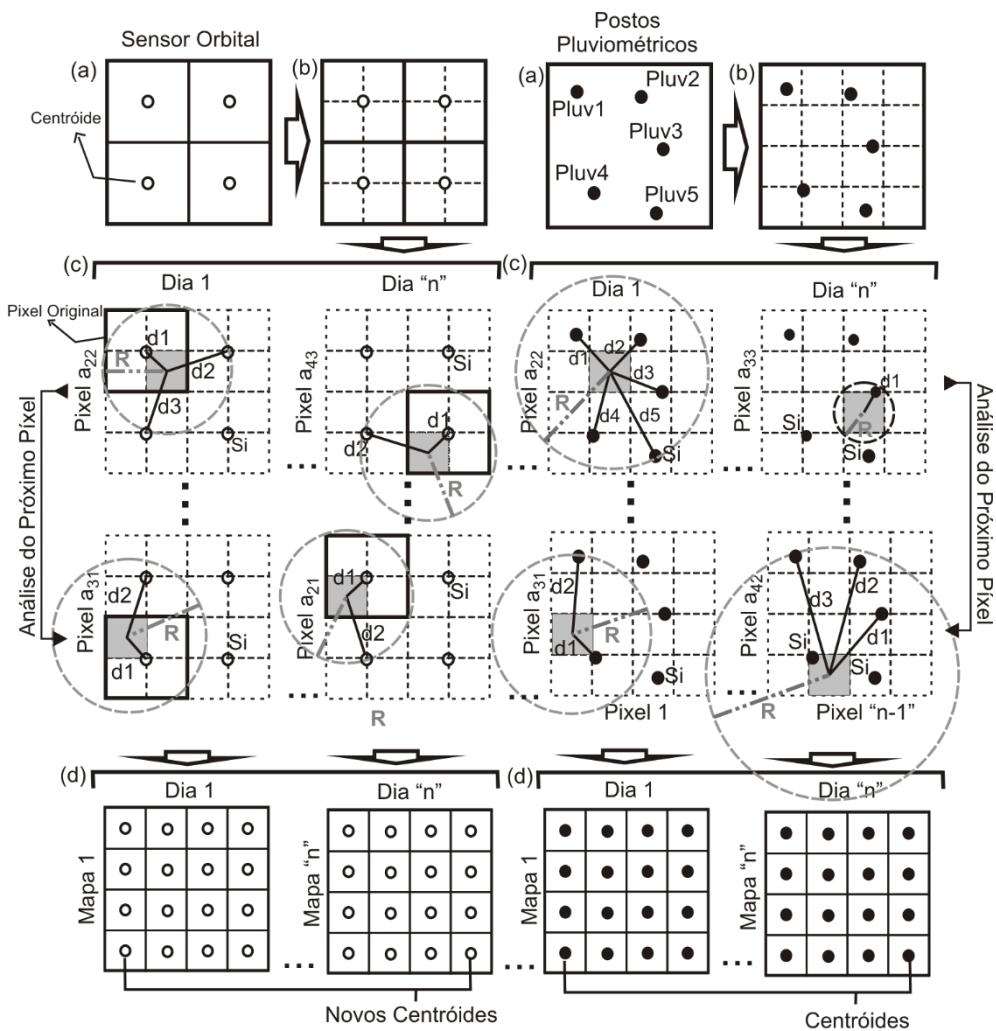
A interpolação para cada um dos campos de chuva do TRMM e dos postos da AESA realizou-se através do método de interpolação conhecido por *Inverse Distance Weighting* (IDW) ou Inverso do Quadrado da Distância (IQD) (**Equação 9**).

$$IDW = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \times V_i \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \right)} \quad (9)$$

Sendo “IDW” o valor da chuva estimado na célula de interesse; “ V_i ” é o valor conhecido dos “i” pluviômetros ou dos “i” campos do TRMM; “ d_i^2 ” é a distância dos “i” dados pontuais (ou pixel) elevados a potência quadrada e “n” é o número total de valores (pluviômetros e pixels) considerados na interpolação para a célula de interesse. Logo, interpolou-se os valores para cada pixel das grades discretizadas onde se repetiu todo processo para cada dia dos anos de 1998 a 2011 (**Figura 32**).

A utilização dessa técnica veio do fato de ser um método geoestatístico muito utilizado em abordagens de estudos hidrológicos que envolvem a espacialização, em modelos de grade, da precipitação nos modelos hidrológicos distribuídos (BARRERA, 2005; COLLISCHONN, B., COLLISCHONN, W. e TUCCI, 2008; JIMENEZ, 2011; CHEN e LIU, 2012; MELLER, 2012).

Figura 32 - Espacialização pelo método IDW sobre os dados do sensor orbital e dos postos pluviométricos:



Si = Sem Informação ;

d_1, d_2, d_3, d_4, d_5 = distâncias dos pontos aos centróides ser ponderada

R = Raio de influência do interpolador a partir do ponto com informação mais próxima

Fonte - Elaborado pelo Autor

Na **figura 32** a etapa “a” de ambos os lados, se apresentam as amostras originais; na etapa “b” as amostras superpostas por grade de discretização a ser criada; na etapa “c” surge a interpolação a partir do raio (R) de influência ponderado pela distância ao quadrado do valor pontual mais próximo do pixel de interesse do dia 1 ao dia “n”; na etapa “d” os mapas das discretizações resultantes são gerados para desde o dia 1 ao dia “n”.

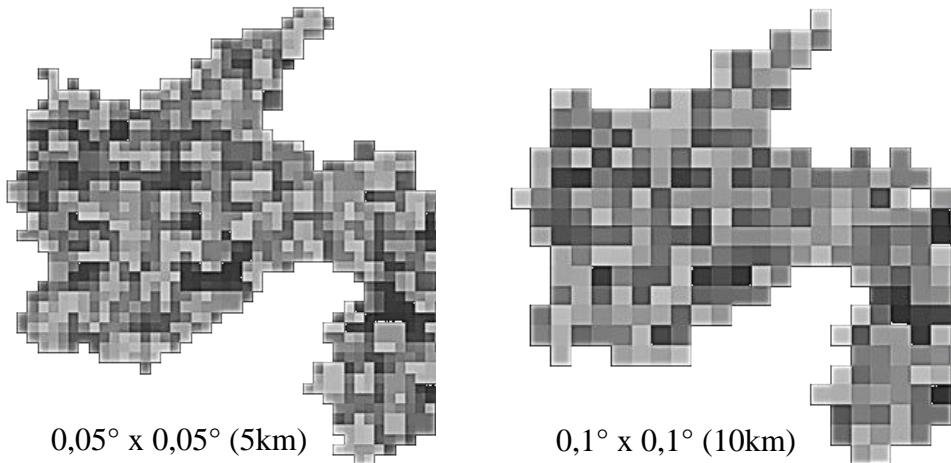
Ainda na figura, os pontos denominados de “Si” representam pontos sem valor de dados ou aqueles pontos que foram desconsiderados da análise devido ao raio de

influência do quadrado da distância do ponto mais próximo ao pixel de interesse, não abranger a área que esses pontos venham ocupar.

Por meio desse método ponderou-se a influência de cada ponto sobre a área (com referência no centroide) de interesse. Essa influência diminui com o quadrado da distância entre este ponto e a área a ser interpolada.

Ao fim dessa etapa, rearranjou-se todos os mapas de campos de chuva diárias (**Figura 33**), para cada dia do limite espaço-temporal de 1998-2011, o que permitiu que eles fossem comparados pelo cruzamento entre as informações espacializadas a cada período e a partir daí se procedesse à avaliação estatística.

Figura 33 - Resultante da discretização e interpolação associadas às distintas resoluções espaciais dos pixels.



Fonte – Elaborado pelo Autor

3.4 LIMITES DE ANÁLISE

Antes dos demais procedimentos, tornou-se necessária a delimitação dos limites quantitativos de chuva a serem analisados, tanto na comparação como na avaliação de desempenho dos campos de chuva. Nesse contexto, optou-se por proceder com a análise dos campos baseada na forma binária (ocorrência e não ocorrência) quanto ao evento chuvoso, conforme dois tipos de abordagens de análise.

3.4.1 Primeira Abordagem (A1)

Inicialmente se determinou uma ordem quantitativa, relativa a um limite do que seja a “ocorrência” e do que seja a “não ocorrência” do evento chuva - sem a

consideração da faixa de quantidade e intensidade da chuva - mas apenas ao fato da existência ou inexistência do evento.

Nessa abordagem, considerou-se como “chuva” aqueles campos que possuíram valores quantitativamente maiores ou iguais a 1,00 mm ($P_{lim} \geq 1,00$ mm), do contrário, classificou-se como não chuva ($P_{lim} < 1,00$ mm) (**Tabela 5**).

Tabela 5– Exemplo dos limites de análise do tipo Chuva e Não chuva a partir do quantitativo mínimo dos campos de chuva gerados.

mm	Limiar	Classificação por A1
2	$P_{lim} \geq 1\text{mm}$	Chuva
0,9		Não Chuva
$+\infty$		Chuva

Fonte - Elaborado pelo Autor

A escolha desse limite contornou os erros na formulação dos valores estimados e/ou interpolados, vindos de uma reamostragem estatística (EBERT, JANOWIAK, e KIDD, 2007), ao mesmo tempo em que contornou as dificuldades encontradas nos algoritmos em gerar valores exatamente nulos de chuva (PAZ e COLLISCHONN, 2011, p. 112). Além de que conforme a WMO (2010, p. I-6-1), valores abaixo desse limite são considerados como “traço” na representatividade do fenômeno.

3.4.2 Segunda Abordagem (A2)

Nessa abordagem, buscou-se analisar a capacidade da estimativa do sensor orbital em predizer a quantidade de chuva por limites de faixas (**Tabela 6**), uma vez que, segundo Ebert (2007, p. 348) alguns erros são estratificados por faixa de chuva.

Tabela 6– Exemplo dos limites do tipo de análise chuva e não-chuva a partir do quantitativo por faixa dos campos de chuva gerados.

Intervalo	mm	Limiar	Classificação por A2	Fora do Intervalo	Classificação por A2
Faixa 1	$1 \leq P \leq 10$	$P_{min} > P > P_{máx}$	Chuva	Se $P=20$ mm	Não Chuva
Faixa 2	$10 \leq P \leq 20$		Chuva	Se $P=9,1$ mm	Não Chuva
Faixa 3	$20 \leq P \leq 30$		Chuva	Se $P=30,5$ mm	Não Chuva

Fonte - Elaborado pelo Autor

A partir dessa etapa verifica-as intensificações e/ou suavizações e estratificações dos erros as quais o produto TRMM apresente melhores resultados na detecção dos eventos de precipitação.

Conforme a **tabela 6**, observa-se que se considera a quantidade da chuva por faixas de valores, onde o evento foi considerado chuvoso apenas se estivesse entre o limiar (P_{\min} e P_{\max}) de valores escolhidos conforme a faixa. Valores fora dos limiares pré-estabelecidos das faixas acabam todavia, sendo considerados como eventos de não-chuva.

No atendimento dessa situação, buscou-se tomar os níveis quantitativos, segundo a descrição dada: faixa 1 (1-10 mm); faixa 2 (10-20 mm); faixa 3 (20-30mm); faixa 4 (30-40 mm); faixa 5 (40-50 mm); faixa 6 (50-60 mm); faixa 7 (60-70 mm); e faixa 8 (70-80 mm).

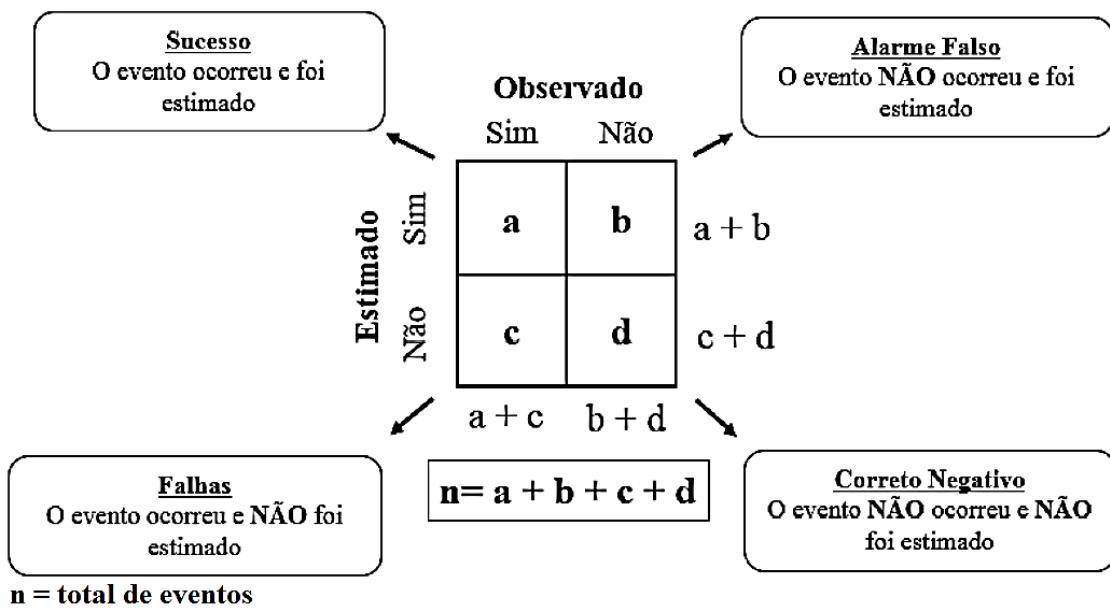
Além da estratificação de erros, esta abordagem permite apresentar as faixas de quantitativo de chuva as quais o estimador apresente melhores resultados na detecção dos eventos de precipitação. De modo a contribuir, por exemplo, para a previsão de vazões que vêm a auxiliar na gestão da situação hidrológica de uma bacia hidrográfica.

Dessa maneira, contabilizou-se o desempenho da análise comparativa diária entre os diferentes níveis quantitativos de chuva, níveis esses caracterizados por faixas de valores máximos e mínimos.

3.5 TABELA DE CONTINGÊNCIA (TC)

Pelo grande contingente de informações de chuva, buscou-se simplificá-los afim de que os possíveis erros de análise fossem mitigados (AGRESTI 1996, p.16-17; WILK 2006, p. 260; WMO, 2011, p. 4-12). Para isso, adotou-se a Tabela de Contingência (TC) (STEPHENSON, 2000; HAGEN, 2002; PAZ, COLLISCHONN, 2011; WMO, 2012) (**Figura 34**).

Figura 34 - Tabela de contingência e caracterização das categorias.



Fonte – Adaptado de Wilks (2006), Paz, Collischonn (2011).

A **figura 34** apresenta a tabela de contingência com respectivos acertos e erros na ocorrência (Sim) e não ocorrência (Não) de um evento de chuva na relação entre o observado, contraposto aos valores de chuva estimados. A partir dessa imagem tem-se a significação com respeito às interações, relativas ao procedimento da **Figura 35**.

Figura 35 - Frequência “f” de dados por síntese da informação (dados categóricos) segundo forma binomial de análise “1” e “2”

Diagrama das tabelas de frequência f para Mapa 1 e Mapa 2:

		Mapa 1			
		1	2	$a = \sum f_{11}$	$b = \sum f_{12}$
Mapa 2	1	$\sum f_{11}$	$\sum f_{12}$	$a = \sum f_{11}$	$b = \sum f_{12}$
	2	$\sum f_{21}$	$\sum f_{22}$	$c = \sum f_{21}$	$d = \sum f_{22}$
				$c = \sum f_{21}$	$d = \sum f_{22}$

1 - Ocorrência 2 - Não Ocorrência

Fonte – Adaptado de Wilks (2006) e Ebert (2007).

Cada símbolo ou categoria (a, b, c, d) da tabela apresentada na **figura 34 e 35** representa o quantitativo previamente delimitado quanto à ocorrência (“sim”) e não ocorrência (“não”) do evento chuvoso. Elas resultam do comparativo entre os dados estimados e observados – esses últimos considerados como “referência”. A partir dai,

simplificou-se os valores das frequências das informações comparadas de ambos os sensores conforme as disposições da tabela da **Figura 34**.

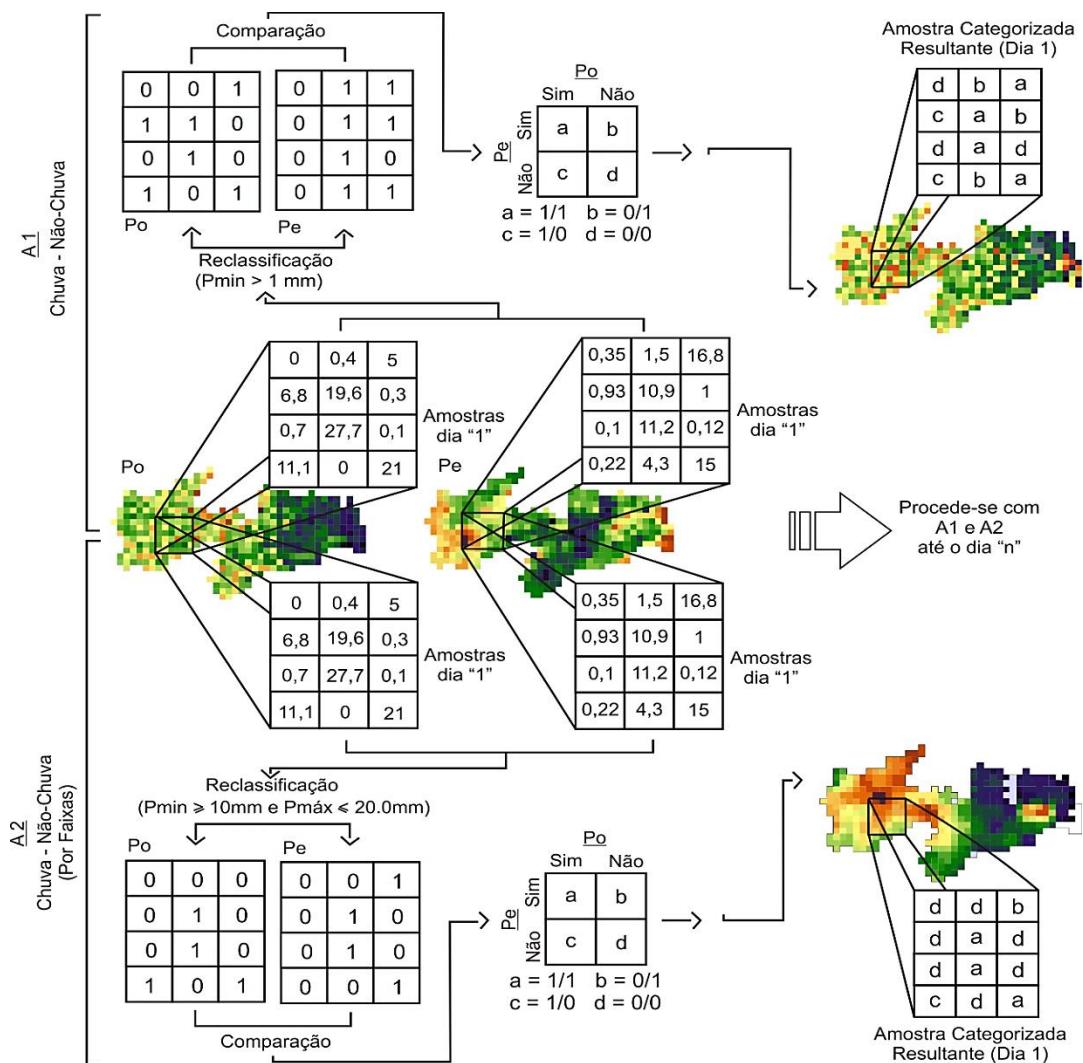
Por meio da tabela de contingência, sintetizaram-se as frequências de cada campo de chuva (observado e estimado) a partir de categorias “a”, “b”, “c” e “d” originárias da reclassificação e cruzamento dos dados, segundo critérios qualitativos e quantitativos (**item 3.4.1 e 3.4.2**) em ocorrência (“sim”) ou não ocorrência (“não”) com ou sem faixas de valores do evento chuva sobre a área de estudo (**Figura 36**).

Na **figura 36**, apresenta-se o esquema quanto às categorias de análise resultante do cruzamento das informações de precipitação observada (Po) e da estimada (Pe).

Nessa perspectiva, detalhou-se e/ou validou-se em “como” e em “quanto” deu-se o relacionamento do cruzamento das informações, por meio de outras estatísticas (BRIER e ALLEN, 1950, p. 843, HAGEN, 2002; e WILKS, 2006, p.260) baseadas em índices (**item 3.6**) que possibilitaram a verificação do desempenho do sensor orbital frente às referências.

Nessa etapa, procurou-se manter os valores com igual escala de cor e valores a fim de permitir a coerência no padrão de comparação visual dos resultados.

Figura 36 - Adequação das frequências em categorias segundo os limites da A1 e A2.



Fonte – Elaborado pelo Autor

3.6 ÍNDICES DE DESEMPENHO

Como cada estatística de avaliação do desempenho fornece apenas parte da informação sobre o erro de um evento qualquer (BRIER e ALLEN, 1950), examinou-se uma série de estatísticas em combinação, a fim de se obter um quadro mais completo quanto às incertezas sobre o evento de interesse (EBERT, 2007). Além de diferenças geradas sobre os campos de chuva (WINGLEY e SANTER, 1990, p. 852) .

Então, buscou-se a aplicação de índices quanto à similaridade entre as frequências estimadas e das frequências do evento observado, em que o comportamento deste último, deu-se como referência na interpretação dessas informações estatísticas. O que caracteriza os índices admensionais a seguir.

3.6.1 Índices Básicos

Diversos são os índices que podem ser aplicados para a verificação da performance de uma estimativa em comparação a dados reais. Nesta pesquisa aplicou-se os seguintes índices.

a) Tendência ou Viés (BIAS)

Afim de se indicar o quanto bem a comparação dos padrões dos campos chuva correspondem uns com os outros (EBERT, 2007, p. 350), assim como determinar as tendências na subestimação ou superestimação das medidas de chuva corretamente detectadas por sensor orbital (COLLISCHONN, 2006, p.40), utilizou-se o índice estatístico BIAS (**Equação 10**).

$$\text{BIAS} = \frac{\text{Sucesso} + \text{Falsos Alarmes}}{\text{Sucesso} + \text{Falhas}} = \frac{a + b}{a + c} \quad (10)$$

Segundo sua caracterização a partir do que se tem no trabalho de Wilks (2006, p. 264), quando $\text{BIAS} < 1$ as estimativas tendem a subestimar o evento chuvoso frente aos valores observados no campo de chuva. Já para $\text{BIAS} > 1$ as estimativas tendem a superestimar tal evento, e para $\text{BIAS} = 1$ a detecção dos estimados dá-se ao mesmo tempo que os observados.

Nesse caso, tal índice mediu comparativamente uma fração de um dado estimado ($a+b$) sobre a fração de um dado observado ($a+c$) a partir das frequências de chuva categorizados sobre TC. E então, auxiliou na indicação percentual da tendenciosidade dos campos espaciais de chuva gerados pela estimativa, frente aos valores dos pluviômetros.

b) Proporção Correta (PC)

Já para se saber o percentual de acertos dos campos estimados frente aos observados, sem distinção entre os acertos de chuva ou não-chuva de sua ocorrência real (observados) aplicou-se o índice Proporção Correta (PC) (**Equação 11**) (STEPHENSON, 2000; PAZ, COLLISCHONN, 2011).

$$PC = \frac{\text{Sucesso} + \text{Correto Negativos}}{\text{Total de Registros}} = \frac{a + d}{n} \quad (11)$$

Esse índice demonstra o saldo total de estimativas bem sucedidas (“a” e “d”), frente ao total de situações possíveis (“n”).

Seus valores variam de 0 a 1 ($0 \leq PC \leq 1$). Quanto mais próximo do valor 1, melhor o desempenho dos campos de chuva de um modelo de estimativa qualquer em reproduzir o que foi observado. Para valores próximos a zero apresentam baixo desempenho das estimativas.

Ao se utilizar deste método, Wilks (2006) e Stepheson (2000) recomendam sua comparação com os valores da Taxa de Alarme Falso (TAF), **item e**.

c) Índice de Habilidade de Heidke (IHH)

Segundo Stepheson (2000, p. 226) “o índice PC dá-se como fortemente influenciado pelas frequências das categorias mais comuns, o que pode mascarar a ação de eventos menos frequentes, porém importantes como do tipo ‘a’”.

Mediante a busca de medida avaliativa quanto às melhorias da PC frente a um sistema de estimativas para um sistema em relação ao acaso (WMO, 2008b, p. 18), mede-se os ajustes entre as variáveis binárias utilizando-se do índice IHH⁷ (Índice de Habilidade de Heidke) (BARRERA, 2005, p.4) (**Equação 12**)

$$IHH = \frac{2(ab - bc)}{(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)} \quad (12)$$

Estimativas corretas com IHH⁸ variando de 0 a 1 ($0 < H \leq 1$); estimativas incorretas dão-se entre 0 e -1 ($0 \geq IHH \geq -1$), assim as estimativas perfeitas recebem IHH = 1; estimativas sem desempenho apresentam IHH=0; as estimativas piores do que

⁷ Jolliffe e Stepheson (2003) relatam que esse índice teria sido proposto antes de Heidke (1926) por Doolittle (1889), mas que devido a proliferação da atribuição aquele primeiro, se continua a utilizar a designação do Índice de Habilidade de Heidke tal qual se conhece, afim de se evitar confusões.

⁸ Tal índice normalmente possui variação entre -1 ou $-\infty$ conforme algumas literaturas (CAWCR, 2014). Aqui buscou-se relacioná-lo aos demais índices, de modo que os valores próximos a 0 tendenriam a imprecisão.

o observado recebem $IHH < 0$. Esses limites podem ser analisados pelo conjunto dos trabalhos de Stephenson (2000, p. 226); Wilks (2006, p. 26); CAWCR (2014).

Segundo Joffille e Stephenson (2003, p. 48) o IHH representa a medida da PC que deveria ser esperada por estimativas aleatórias que são estatisticamente independentes das observações.

O uso desse índice auxilia na identificação do desempenho das estimativas na prognostificação de eventos diante de situações de previsões corretas baseadas na aleatoriedade.

d) Índice de Sucesso Crítico (ISC)

Outro índice que se inseriu na análise dos campos de chuva gerados foi o Índice de Sucesso Crítico (ISC). Ele se caracteriza pelo percentual de acertos positivos nas estimativas (“a”) em que não se consideram as vezes em que a não ocorrência do evento foi corretamente prevista (“d”). Assim, segundo a **equação 13** tem-se:

$$ISC = \frac{\text{Sucesso}}{\text{Sucesso} + \text{Falso Alarme} + \text{Falha}} = \frac{a}{a + b + c} \quad (13)$$

Este índice mostra a capacidade de verificação do sensor orbital, em estimar corretamente a ocorrência positiva do evento frente aos seus erros de detecção. Ele representa o percentual de acerto de ocorrência sobre os possíveis erros. Seus valores variam de $(0 \leq ISC \leq 1)$, onde valores mais próximos da unidade representam estimativas próximas à realidade. Segundo Ebert (2007, p. 350) esse método caracteriza-se por ser naturalmente mais alto em regimes chuvosos/úmidos.

e) Taxa de Alarme Falso (TAF)

Com a finalidade de se detectar os erros oriundos do número de vezes em que o evento chuvoso dos campos de chuva foi estimado pelo sensor orbital - quando de fato este não foi mensurado pelos pluviômetros - aplicou-se o índice “Taxa de Alarme Falso” (TAF) (**Equação 14**).

$$TAF = \frac{\text{Falso Alarme}}{\text{Sucesso} + \text{Falso Alarme}} = \frac{b}{a + b} \quad (14)$$

Esse índice apresenta a fração dos eventos não ocorridos na realidade, mas estimados como ocorrentes (“b”), pelo total de valores preditos como ocorridos (“a+b”).

O limite de variação dessa fração varia entre 0 e 1 ($0 < TAF \leq 1$). Por conseguinte, quanto menor for seu valor frente a unidade, melhor o desempenho da estimativa do sensor orbital, conforme relatado nos trabalhos de Stephenson (2000); Wilks (2006); e Paz e Collischonn (2011).

f) Probabilidade de Detecção (PD)

Outro índice avaliativo quanto as estimativas geradas em campos de chuva utilizado aqui, designa-se por Probabilidade de Detecção (PD) (**Equação 15**).

$$PD = \frac{\text{Sucesso}}{\text{Sucesso} + \text{Falha}} = \frac{a}{a + c} \quad (15)$$

Esse índice varia entre valores nulos a unidade ($0 \leq PD \leq 1$), onde valores iguais a 1 correspondem a estimativas perfeitas.

Empregou-se tal índice pelo fato de que ele, segundo Stephenson (2000), auxila na detecção da fração correspondente aos acertos das estimativas quanto a ocorrência real do evento chuvoso (real ou observado *in loco*). Além disso esse autor ressalta que para estudos de eventos chuvosos anormais, considerados como catastróficos, as ocorrências de perdas esperadas geralmente dependem mais da eficiência da PD do que da Taxa de Alarme Falso (FAR).

Entretanto, Ebert (2007, p. 350) e Ebert, Janowiak, Kidd (2007) recomendam que sempre se utilize da análise, em conjunto, entre PD e TAF, visto que se a análise se procede de forma conjunta, possibilita que se clarifiquem a natureza dos erros das estimativas.

g) Probabilidade de Falsa Detecção (PFD)

Relação do número total de não ocorrências do evento observado (“b” + “d”) para uma estimativa falsamente detectada (“b”), uma vez que o evento observado não ocorra (WILKS, 2006, p. 265) é representado pelo valor da PFD (**Equação 16**).

$$PFD = \frac{\text{Falso Alarme}}{\text{Falso Alarme} + \text{CorretoNegativo}} = \frac{b}{b + d} \quad (16)$$

Tal qual o TAF, quanto menor for o valor da PFD ($0 \leq PFD \leq 1$) melhor o desempenho da estimativa, pois evita erros de falsos alarmes frente aos estimados corretamente como não ocorrentes. Apesar de ignorar situações do tipo “c”.

h) Razão de Chances (RC)

Segundo Stephenson (2000, p. 225) “a performance de uma estimativa pode ser julgada pela comparação entre a chance de se fazer um boa estimativa (‘a’ e ‘d’) ao da chance de fazer uma má estimativa (‘b’ e ‘c’)”. Assim sugere a aplicação do índice Razão de Chances (RC) (**Equação 17**).

$$RC = \frac{\text{Sucesso X CorretoNegativo}}{\text{Falha X Falso Alarme}} = \frac{ad}{bc} \quad (17)$$

RC varia de de 0 ao ∞ ($0 \leq RC \leq \infty$), em que maiores valores de RC indicam estimativas mais acuradas (WILKS, 2006, p. 263), ou seja, o desempenho das estimativas corretas dá-se como mais provável do que as os erros (AGRESTI, 1996, p.22).

Nesse contexto, utilizou-se o RC a fim de se caracterizar a taxa de chance de que um evento de chuva ocorrer (“ad”) nos campos de chuva gerados, em relação a chance de que esse mesmo evento não ocorrer (“cb”).

Diante desse contexto de todas as estatísticas acima referidas, podem ser visualizadas na medida de suas correspondências entre suas formulações; a tabela de contigência; e os limites interpretativos dos seus valores (**Figura 37**).

Figura 37 – Índices, tabela de contingência e limites

		Observado		Varia de: BIAS = 1 (Estimativa Perfeita)
		Sim	Não	
BIAS = $\frac{a+b}{a+c}$	Estimado	a	b	BIAS >∞ (Superestimação) BIAS < 1 (Subestimação)
	Não	c	d	

BIAS: Aponta se a estimativa possui “vícios” ou tendências em subestimar ou superestimar um evento (ocorrência real) num determinado período.

		Observado		Varia de: $0 \leq PC \leq 1$
		Sim	Não	
PC = $\frac{a+d}{n}$	Estimado	a	b	Quanto maior o valor melhor a performance
	Não	c	d	

PC: Fração da estimativa correta. Sofre grande influência da categoria mais frequente

		Observado		Varia de: HSS = -1 (Estimativas Imprecisas) HSS = 0 (Sem performance) HSS = 1 (Estimativas Perfeitas)
		Sim	Não	
IHH = $\frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)}$	Estimado	a	b	(Estimativas Perfeitas)
	Não	c	d	

IHH: Medida de ajuste entre estimados e observados a aleatoriedade em que torna as medidas “equivalentes” a PC.

		Observado		Varia de: $0 \leq ISC \leq 1$
		Sim	Não	
ISC = $\frac{a}{a+b+c}$	Estimado	a	b	Quanto maior o valor melhor a performance
	Não	c	d	

ISC: Fração dos eventos (observado ou estimado) corretamente estimados. Depende da frequência do evento (fraco para eventos raros).

 Numerador  Denominador  Fora da Análise

		Observado		Varia de: $0 \leq TAF \leq 1$
		Sim	Não	
TAF = $\frac{b}{a+b}$	Estimado	a	b	Quanto menor o valor melhor a performance
	Não	c	d	

TAF: Sensível aos falsos alarmes (b). Indica a quantidade de chuva não observada quanto ao total de estimativas de que ocorreu chuva (a+b)

		Observado		Varia de: $0 \leq PD \leq 1$
		Sim	Não	
PD = $\frac{a}{a+c}$	Estimado	a	b	Quanto maior o valor melhor a performance
	Não	c	d	

PD: Sensível ao evento (a), bom para detecção de eventos raros. Por ignorar os eventos “b”, deve ser utilizado em conjunto com o FAR.

		Observado		Varia de: $0 \leq PFD \leq 1$
		Sim	Não	
PFD = $\frac{b}{b+d}$	Estimado	a	b	(Quanto menor o valor melhor a performance)
	Não	c	d	

PFD: Fração de vezes em que um evento não observado (b, d) foi estimado incorretamente como ocorrido (b).

		Observado		Varia de: RC = 0 (Sem performance) RC = 1 (Chances iguais de Ocorrer) $RC \leq \infty$ (Menor Chance de Acerto)
		Sim	Não	
RC = $\frac{ad}{bc}$	Estimado	a	b	(Menor Chance de Acerto)
	Não	c	d	

RC: Indica as chances de uma previsão correta (a, d) ser maior do que uma incorreta (b, c). **Não se utiliza este índice se alguma célula (a, b, c, d)**

3.6.2 Medição de Qualidade de Dados Espaciais

Quando se expressa valores de estimativas em escala numérica contínua torna-se desejável, segundo Brier e Allen (1950, p. 844), expressar um índice de verificação em termos do erro médio quadrático (ou raiz do erro quadrático médio) (**Equação 18**).

$$\text{REMQ} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (e)^2}{n}} \quad (18)$$

Na fórmula de REMQ a variável “e” dá-se como os erros residuais (Observado - Estimado) e “n” o número de observações.

Por esse índice, pode-se obter o valor real da dispersão dos valores comparados diante erros não sistemáticos. Sendo possível, segundo Silva (2003, p. 122) calculá-lo por 3 perspectivas distintas (escala do mapa; probabilidade de erro; produto final esperado).

O objetivo quanto ao uso dessa equação ocorre no interesse em se avaliar tanto a influência entre os tamanho dos pixels, quanto a acurácia do produto interpolado, como para se verificar os desvios de cada centróide gerado.

O valor de REMQ se sensível as elevadas magnitudes dos erros oriundos das estimativas (WILKS, 2006, p.279 e MENG et al., 2014, p. 323) ligados à localização entre os valores observados e estimados (CHANG, 2010, p.114), apesar de não indicar a direção desses desvios (CAWCR, 2014). Assim, possibilita tanto a caracterização de medida qualitativa dos dados espacializados (BRIMICOMBE, 2010, p, 226) como auxilia na determinação de erros indesejáveis das estimativas (CAWCR, 2014).

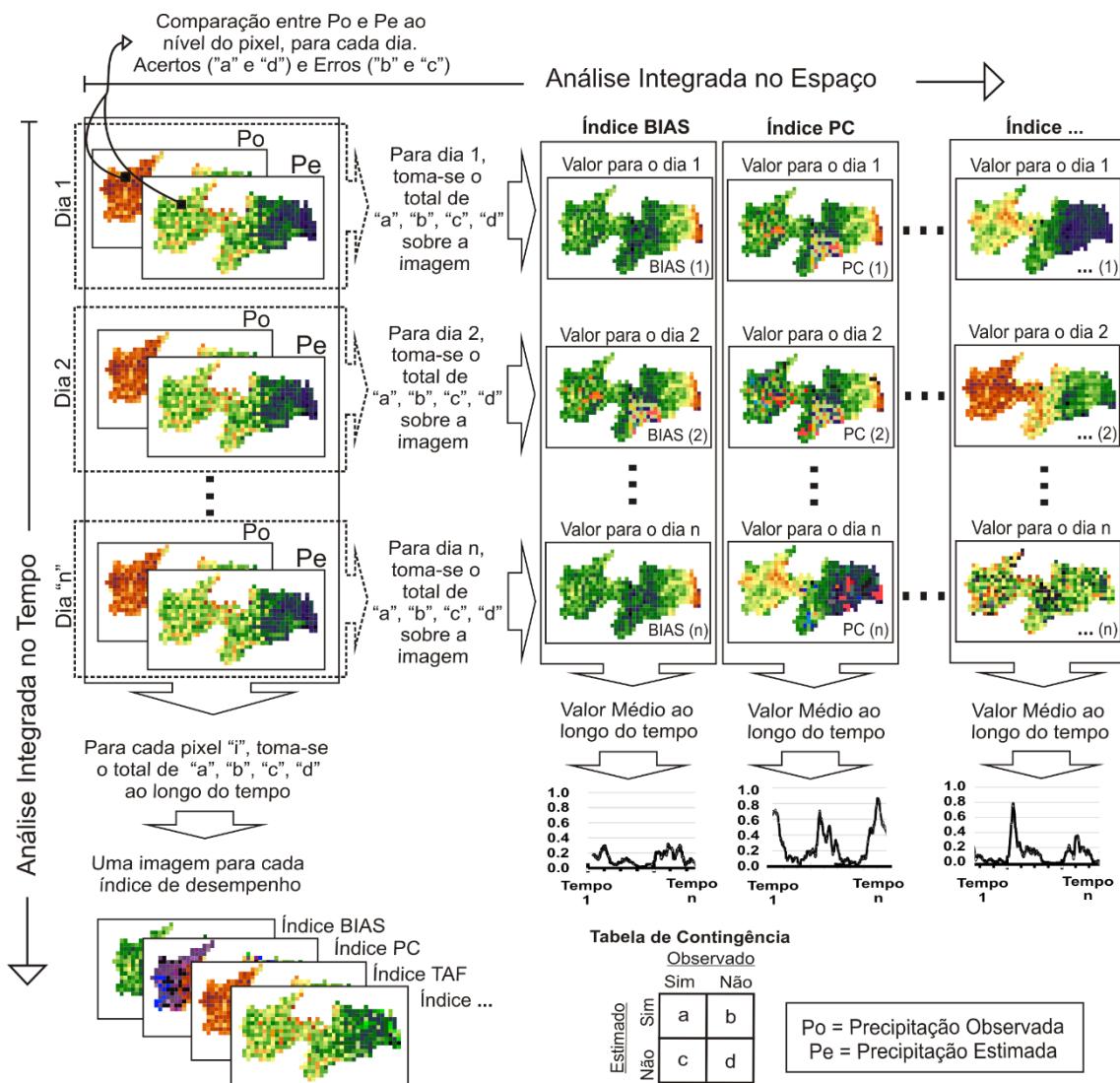
O resultado desse valor foi calculado diretamente sobre os dados rasterizados, empregando-o internamente nos mapas gerados. Assim, chegou-se a média quadrada do total dos erros pelas quais as estimativas do TRMM diferem do quantitativo de chuva dos postos da AESA, o que leva a medida da qualidade dos dados espaciais.

O quadrado dos erros necessariamente produz valores positivos, acerca disso, a faixa de valores variam de $0 < \text{REMQ} \leq \infty$, em que $\text{REMQ} = 0$ indica inexistência de erros (medida perfeita) e valores de $\text{REMQ} > 0$ apresentam erros mais elevados, entre o estimado e observado, a medida que as diferenças são maiores.

3.4 COMPARAÇÃO ENTRE CAMPOS DE CHUVA

De posse dos valores organizados no tempo e no espaço e união com a escolha dos limites de análises e dos métodos estatísticos de avaliação, comparou-se os valores dos campos de chuvas segundo os índices de forma semelhante ao modo aplicado por Paz e Collischonn (2011) (**Figura 38**).

Figura 38 - Metodologia de comparação pixel-a-pixel entre campos de chuva por índices de desempenho.



Fonte – Adaptado de Paz e Collischonn (2011)

Por ser um método direto de comparação entre dois mapas procedeu-se com a comparação “célula-célula” (pixel-pixel) (KHUNERT, VOINOV, SEPPELT, 2005) dos campos de chuva gerados para cada tipo de sensor. Desse modo, compararam-se as

séries obtidas a partir dos campos estimados segundo dois vieses: um baseado na análise integrada no tempo; outro baseado na análise integrada no espaço, para cada pixel representativo de uma porção espacial do Estado da Paraíba.

Exibiu-se os resultados dos valores com igual escala de cor e valores a fim de permitir coerência no padrão de comparação visual dos resultados.

3.4.1 Análise Integrada no Espaço

Tal qual se procedeu em Paz e Collischonn (2011, p. 113), determinou-se os campos de chuva inserindo-os em número de acertos do tipo “a” e “d”, assim como em número de erros do tipo “b” e “c”, dentro de um instante de tempo “t”, referente a um dia específico de análise.

Para cada instante em análise, criou-se uma TC, onde determinou-se cada campo de chuva por meio de cada categoria ($a + b + c + d =$ total de pixel/campos de chuva da imagem). Ao final, chegou-se a mapas das categorias distribuídas a cada campo de chuva, relativos a cada índice de performance que se utilizou na pesquisa.

3.4.2 Análise Integrada no Tempo

Nessa etapa buscou-se os acertos (“a” e “d”) e os erros (“b” e “c”) na detecção do estimador do TRMM segundo a ocorrência e não ocorrência dos eventos chuvosos sobre cada um dos “i” pixels de cada intervalo “t” diário, ao longo dos anos de 1998-2011. Destaca-se que a análise integrada no tempo não representa uma média.

Nesse caso, a soma das categorias ($a + b + c + d$) representa a quantidade de eventos chuva ou não-chuvade ao longo do tempo, em cada um dos “i” pixels da série temporal (1998-2011) dos dados apresentados entre o sensor orbital (Pe) e os pluviômetros (Po). No decorrer dessa análise, portanto, alcançou-se a TC de cada pixel “i” e de seus índices de desempenho derivados das categorias analisadas (**Figura 38**).

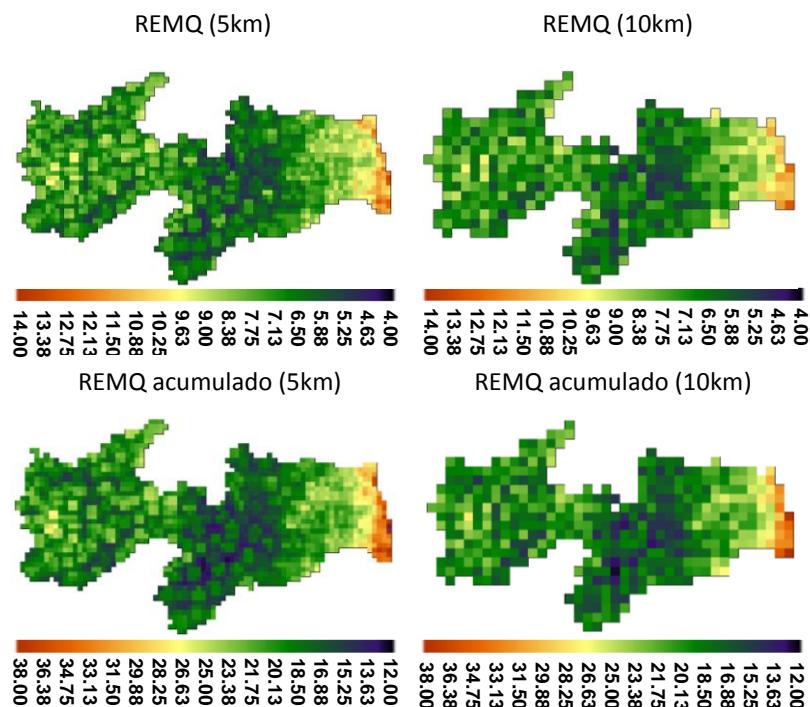
Então, chegou-se ao desempenho de cada célula da imagem oriunda dos dados do TRMM, conforme o padrão comportamental de cada uma dessas categorias ao longo do tempo para a área de estudo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 NÍVEL DE DISCRETIZAÇÃO

O padrão da REMQ (**Figura 39**) dos campos de chuva, tanto com maior como de menor resolução espacial conseguem adquirir a preservação de seus valores, alcançando a similaridade geral nos quantitativos comparados, onde se destacam discrepâncias entre os resultados à medida que se aproxima da região litorânea do Estado.

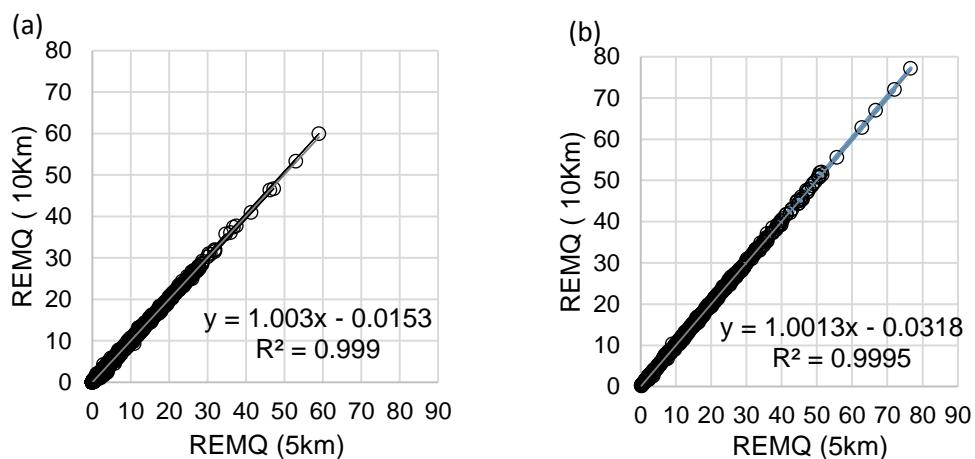
Figura 39 - Avaliação dos *downscalings* sobre os dados anuais pelo REMQ acumulado e não acumulado.



Os valores máximos alcançados de REMQ não acumulados foram de 12.32 para as imagens com resolução espacial de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ e de 11,74 para as de resolução com $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Nos erros acumulados, esses valores apresentaram-se com 37.39 ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$) e 34.81 ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$). Os menores intervalos de erros abarcam desde o Sertão Paraibano até a mesorregião do agreste paraibano. Destaca-se que os mínimos erros ocorrem de forma homogeneiza desde a porção Sudoeste da mesorregião da Borborema a Noroeste do Agreste Paraibano (**Figura 39**).

A avaliação quanto a extensão das resultantes comparativas dos dados apresentam variações espaciais reduzidas que apesar de se elevarem frente ao aumento de resolução espacial de 10 km ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) para 5 km ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$), mantém baixa a variação dos erros entre a Pe e a Po. Tanto para os erros relacionados às médias quanto aos acumulados, como se verifica nos gráficos “a” e “b” (**Figura 40**).

Figura 40 – Avaliação dos níveis de resolução sobre os resultados da REMQ acumulados e não acumulados para os valores diários ao longo dos anos (1998-2011).



Frente ao quantitativo, a partir da compilação das informações resultantes temporalmente sobre o espaço, a verificação das respostas dos REMQ sobre os campos gerados permitiu que houvesse a manutenção dos resultados comparados para as grades utilizadas. Isso pondera favoravelmente ao uso das escalas aos níveis discretizados para uso em MHD, assim como a outros vieses de estudos.

Na **figura 40** “a” corresponde a correlação do REMQ para a grade de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ (5km) e em “b” a correspondência entre o REMQ para a grade de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (10km). Obtém-se correlação linear entre os dados, próximos a perfeita correlação positiva. Isso demonstra a representatividade dos dados diante a mudança de resolução. Por meio da análise quantitativo-qualitativo, pode-se obter os meios de se escolher grades mais adequadas ao comportamento dos ajustes do tipo de análise a que se queira proceder, além de se verificar as tendências dos quantitativos dos erros.

Segundo a análise dos valores integrados espacialmente conforme os meses para o índice REMQ acumulado e não acumulado, tornou-se possível verificar a seguinte configuração (**Figuras 40 e 41**).

Figura 41 – Análise integrada no tempo para REMQ por média mensal pela abordagem chuva-não chuva (A1).

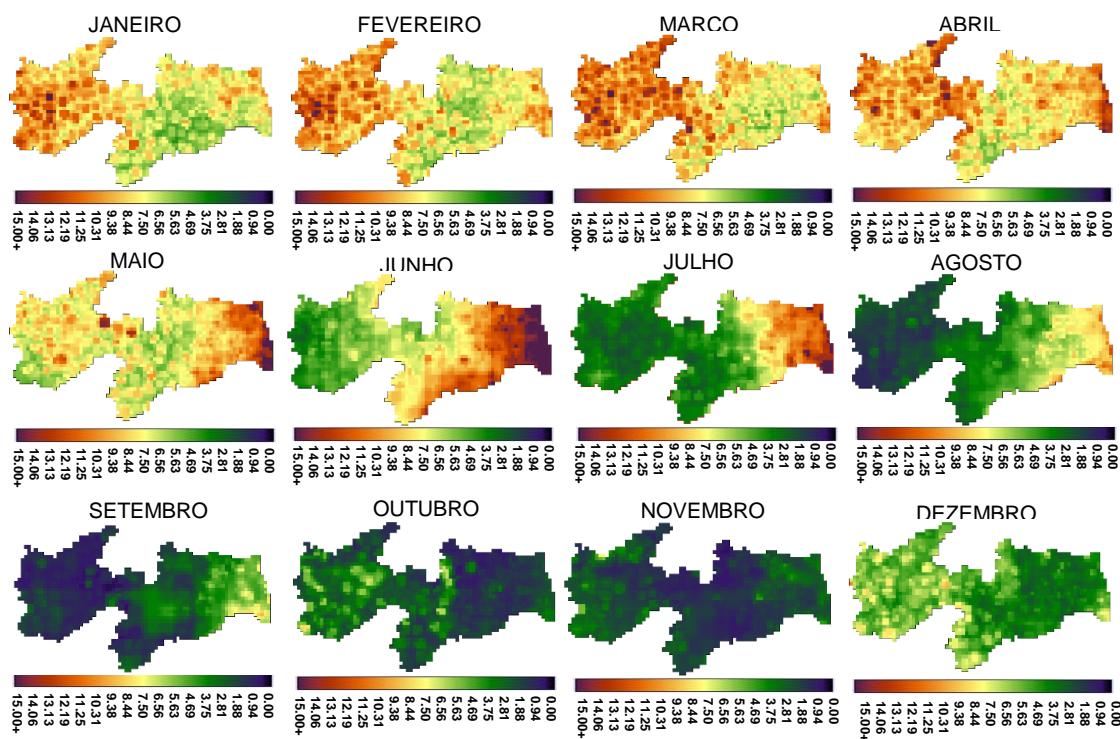
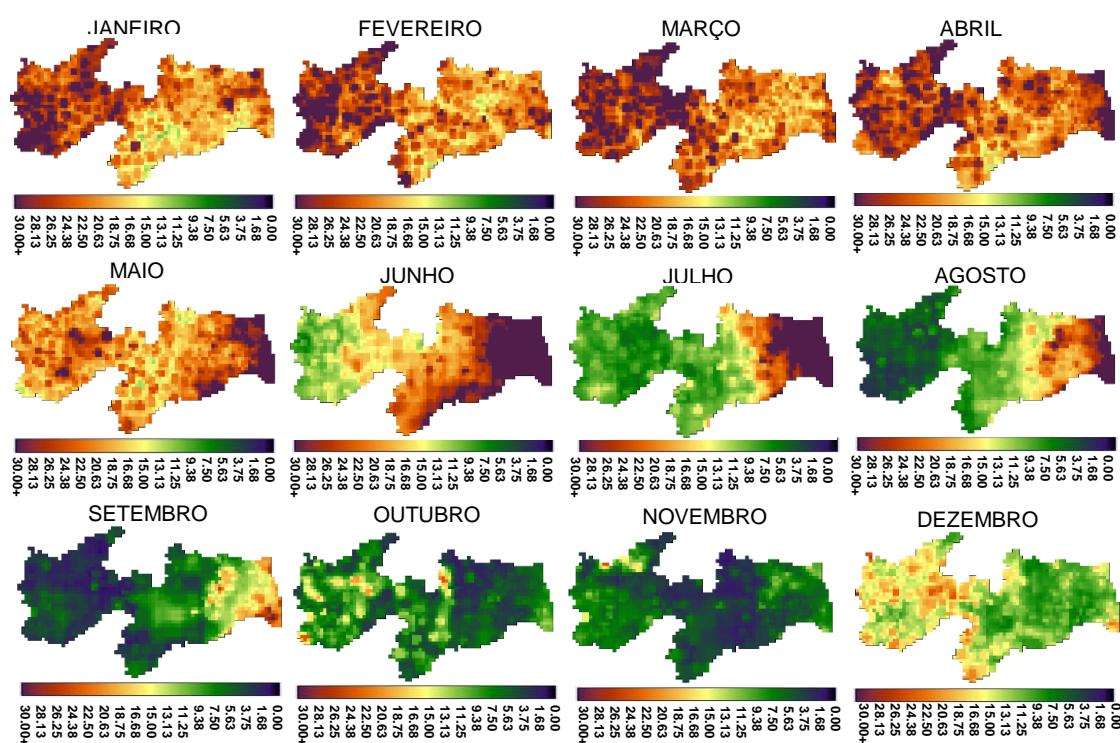


Figura 42 – Análise integrada no tempo para REMQ acumulado por média mensal pela abordagem chuva-não chuva (A1).



Durante os períodos dos meses de Janeiro a Abril, o comportamento da REMQ apresentou altos desvios nos extremos ocidentais e orientais da Paraíba ($9 < \text{REMQ} > 15$) com menores resultados dos desvios ocorrentes na região da Borborema e Agreste, a aproximadamente o que concerne à bacia hidrográfica do rio Paraíba (ver **figura 25**).

Quanto aos acumulados do REMQ (**Figura 42**) do período acima, observou-se a predominância de desvios entorno de 20 a 30 ($20 \leq \text{REMQ} \leq 30$).

Por mais que o REMQ não indique a direção dos desvios (**item 3.6.2**), com sequenciamento de suas observações, pode-se constatar que há a progressão na redução dos desvios de REMQ (acumulado e não acumulados) no decorrer dos meses de Junho a Novembro, no sentido Oeste-Leste com variações aproximadas de 0 a 6 ($0 \leq \text{REMQ} \leq 6$) (**Figura 41 e 42**). Isso ocorre principalmente nos meses de Junho a Setembro.

A partir de Outubro ocorre a progressão dos aumentos dos desvios – apesar de forma mais suavizada – de Outubro a Dezembro.

Nesse último mês, verifica-se nos acumulados de REMQ uma forma mais destacável nas diferenças na porção Oeste. Configura-se como período “inicial” na mudança do comportamento de redução dos erros do sentido Oeste-Leste para os aumentos deles até o mês de Abril.

Já nos meses de Maio a Junho tornou-se latente os altos desvios na porção do extremo oriente da Paraíba, com REMQ ambos apresentando variações em torno de 7 a valores superiores a 15 ($7 \leq \text{REMQ} \geq 15$), com acumulados de 18 a superiores de 30 ($18 \leq \text{REMQ} \geq 30$).

Por essa perspectiva de análise temporal, nota-se a presença de ciclos ascensionais e reducionais dos erros baseados no REMQ não acumulados e nos acumulados. De Dezembro a Abril há o crescimento dos erros deslocados de extremo ocidente estadual para o extremo oriente (**Figura 41 e 42**).

Maio apresenta-se como mês de transição, onde apesar dos altos desvios totais sobre o todo territorial, os destaques dos desvios maiores ocorrem no extremo Oriente estadual onde se localizam as bacias hidrográficas agrestinas e litorâneas (Curimataú; Camaratuba; Guajú; Mamanguape; Miriri; Gramame; Abiaí; e a porção Sul-Leste da bacia do Paraíba).

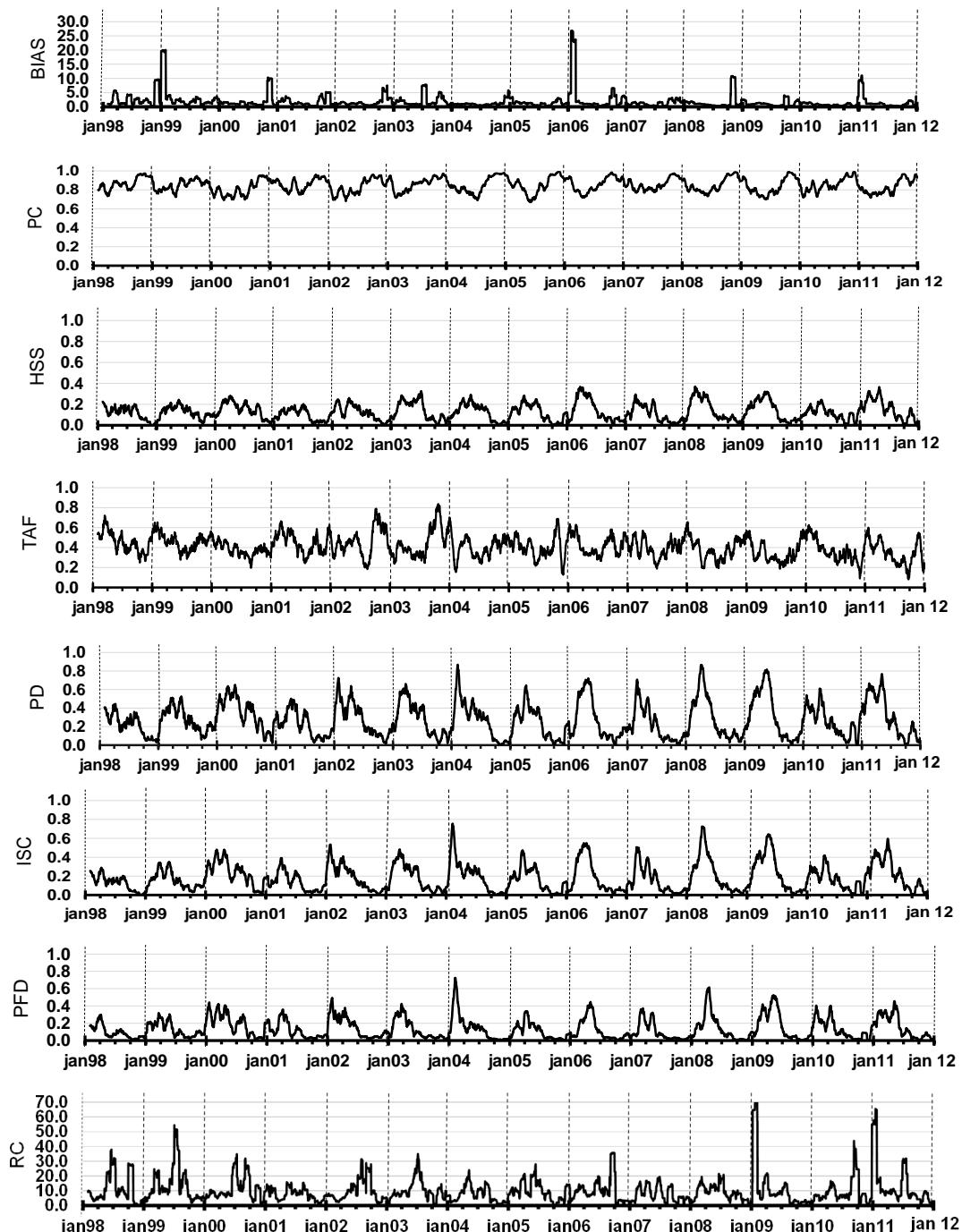
A partir desse período, os meses de Junho a Novembro apresentam progressão na redução dos erros do extremo ocidente ao extremo oriente estadual, com Dezembro vindo a iniciar o ciclo de aumento dos desvios no sentido Oeste-Leste.

4.2 ANÁLISE DA ABORDAGEM 1 (A1)

4.2.1 Análise de Integração Espacial

Para cada índice, no intuito da melhor visualização das curvas espectrais dos resultados, tomou-se o intervalo médio de 30 dias, relativo a cada ano do abarque da pesquisa (**Figura 43**). Logo, segue-se com as interpretações.

Figura 43 –Análise integrada no espaço do tipo chuva-não chuva ao longo dos anos de 1998 a 2011 (A1)



Os resultados mostram que há um regime cíclico de desempenhos ligados a superestimativas ocorrentes sobre o último trimestre dos anos decorrente dos ENOS (El Niño Oscilação Sul). Os deslocamentos direcionais dão-se normalmente sobre o mês de Outubro dos anos, apesar de que as máximas históricas dos registros sobre superestimativas médias no Estado da Paraíba ocorrerem de Janeiro a Fevereiro.

No caso do índice BIAS, vem como um indicador de tendências entre superestimativas e subestimativas da ocorrência de eventos, que no caso em questão pauta-se a eventos chuvosos para o algoritmo do satélite TRMM.

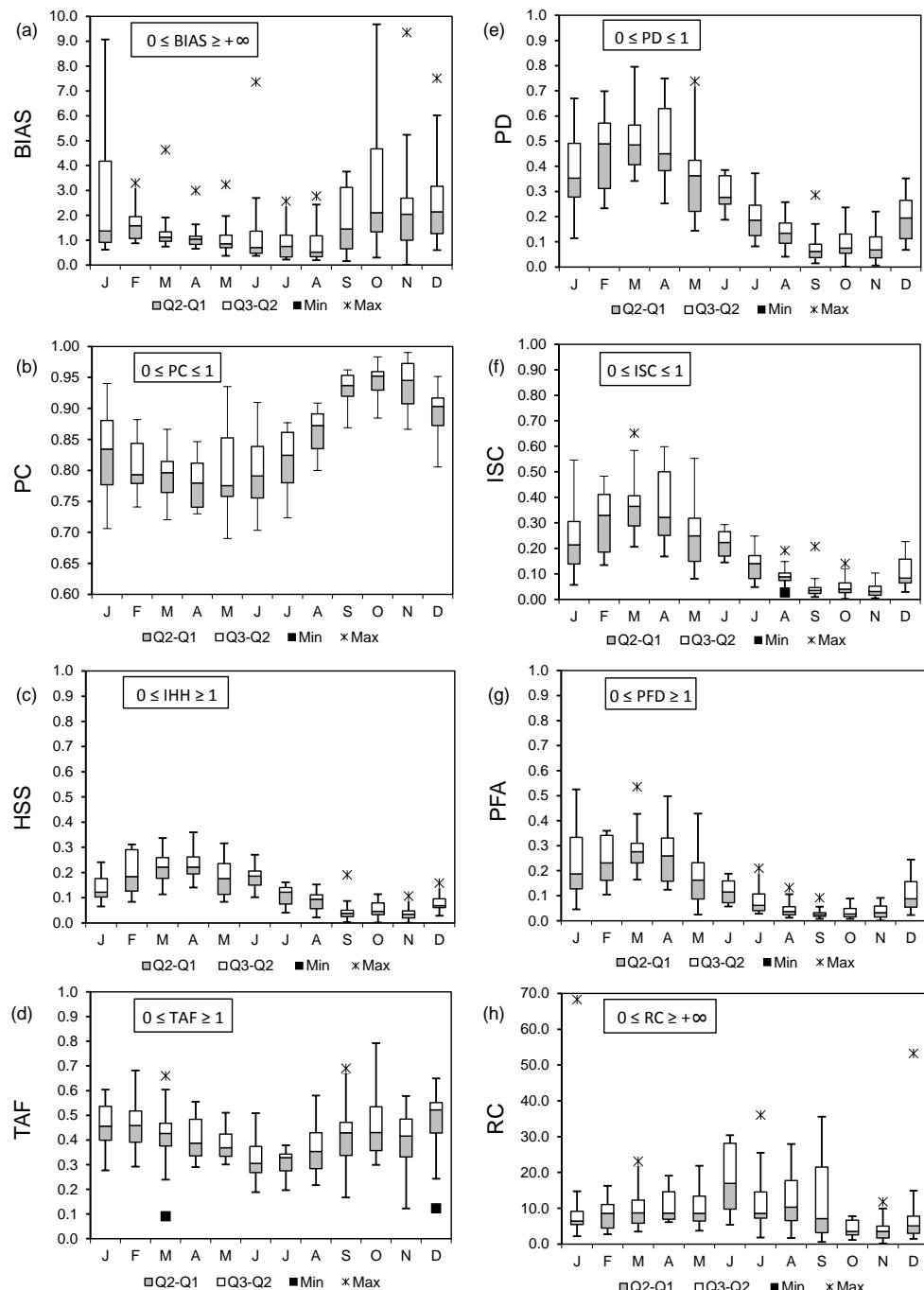
Diante sua configuração comportamental média diária, verifica-se tendências de máximas superestimativas entre os períodos de: Novembro de 1998 a Fevereiro de 1999, com valores incidentes sobre o intervalo de 9,5 a 20 ($9,5 \leq \text{BIAS} \geq 20$).

Comparando-se os resultados de BIAS com os períodos estacionais referente à consideração média pluviométrica (**Figura 28**), tal índice eleva-se a medida em que se reduz o acréscimo de precipitação, indicando a maior ocorrência de superestimativa para os menores eventos de chuvas, influenciado pelos ENOS.

Na verificação do índice BIAS e diante das concentrações das resultantes em torno do intervalo da escala, tem-se para a análise integrada no espaço sobre o tempo diário agregado aos meses de tal índice (**Figura 44a**).

A mediana dos meses dos anos 1998-2011 para o BIAS demonstram a predominância da assimetria positiva de seu valor entre nos meses de Fevereiro e Novembro (**Figura 44a**).

Figura 44 – Distribuição dos limites de concentração dos erros entre os índices associados pela abordagem chuva-não chuva (A1).



Q2-Q1 = box de limites de valores entre a mediana (Q2) e o primeiro quartil (Q1) (25%)

Q3-Q2 = box de limites de valores entre o terceiro quartil (Q3) e a mediana (Q2) (25%)

No geral, 75% (Q1 ao Q3) dos resultados do estimador frente ao índice BIAS possuem $\text{BIAS} < 0.5$. Isso indica que o Pe superestimou as medidas de Po de forma moderada, apesar de apresentar alguns valores atípicos (*outliers*) no decurso de seus

valores. Grande parte desses se encontrou dentro dos limites ou próximo a 5,0 com valores de 0,3 a aproximadamente 8,0.

Esse resultado demonstra que nos períodos de Outono e Inverno (Março a Agosto) os campos de chuva estimados (Pe) apresentam moderada superestimação geral.

A variação média dos dados diários dos desempenhos de PC alocam-se em torno de 70% a aproximadamente 100%, o que denota ao índice bom desempenho relativo as estimativas corretas “a” e “d”, na detecção da chuva-não chuva.

No decorrer dos anos, os resultados gráficos de PC apresentam caminhos descendentes nos meses finais dos anos (Outubro - Dezembro) a meados dos meios dos anos seguintes (Julho – Agosto), quando se iniciam a elevação de suas medidas de desempenho.

A partir disso tem-se que os níveis de desempenho apresentados por PC demonstram melhores respostas entre os meses de Outubro a Dezembro (**Figura 43**), período em que há redução da pluviosidade no Estado paraibano.

Com a separação preliminar das tendências dentro dos resultados de PC e diante as concentrações das resultantes em torno do intervalo da escala, tem-se para o índice o comportamento entre os meses tal como se apresenta na **Figura 44 b.**

Os valores de PC diários integrados distintamente para cada mês (**Figura 44 b**), demonstram aumentos à medida que alcança-se o período estacional da Primavera (Outubro-Dezembro), período no qual no Estado paraibano normalmente enfrenta épocas de estiagem/seca. Nessa estação, verifica-se que os elevados valores do índice ocorrem predominantemente pelo acerto da não ocorrência de chuva (“d”).

Na estação úmida normalmente evidencia-se no Outono (Março a Junho) a redução escalar em torno de 50% das informações de desempenho de base diária alocada para os meses.

As frequências diárias da curva de integração diária sob os anos do índice IHH (**Figura 43**) apresentam-se em torno de 0% a 20% ($0 \leq IHH \leq 20$), com algumas máximas de 35%. Os decréscimos de desempenho são iniciados a partir dos meses de Setembro ou Outubro, no que concerne a Primavera.

Os resultados do IHH demonstram, semelhante ao índice PC, que há comportamento cíclico de desempenhos do TRMM com máximos valores do índice ocorrentes entre os meses de Março a Junho e normalmente decaem a partir do último mês de ocorrência máxima.

Conforme as séries temporais (**Figura 43**) e a variação sazonal da integração diária das concentrações do desempenho (**Figura 44 b e 43 c**) há praticamente a proporção inversa entre os índices PC e IHH, onde picos máximos em PC representam zonas de vales gráficos em HSS (**Figura 43**)

Desse modo, segundo a aleatoriedade das proporções corretas, à medida que PC apresenta bom desempenho, a precisão do produto TRMM quanto a detecção de eventos “a” e “d”, reduzir-se.

Tal contexto possibilita que diante da aleatoriedade de PC, o TRMM se configure como um “estimador de ordem inversa” quando levado a relação dos resultados PC não aleatório, o que faz com que o TRMM apresenta dificuldade na prognosticação de eventos chuvosos, frente ao HSS, para os períodos de ótimo desempenho de PC ($0,85 \leq PC \leq 1$), onde também depende da localização geográfica.

No que se referem ao índice da Taxa de Alarme Falso (TAF), as curvas anuais da integração diárias dos dados variaram em mínimo de 10% (Dezembro 2011) a valores máximos de 80% (**Figura 43**).

As concentrações dos valores diários de TAF entre os meses, dos 50% (Q1 a Q3) dos valores do índice para o mês apresentaram variações de 28% a 55%, o que equivale a afirmar que as estimativas de chuva foram estimadas (Pe) a um percentual de 28 a 55% como ocorrida pela estimativa quando a mesma não ocorreu na realidade.

Quanto ao desempenho do estimador frente ao índice probabilidade de detecção (PD) por representar a quantidade de sucessos (“a”) dos eventos chuvosos que efetivamente ocorreram, verifica-se que ao longo do espectro comportamental diário (**Figura 43**) a frequência de desempenho do índice seguiram valores com mínimos de 0% a máximos com 96%.

Nesse limiar percentual os quadrimestres dos anos dos meses de Janeiro a Abril apresentaram correspondentes de PD com os maiores desempenhos (**Figura 43**), cuja concentração sazonal demonstra que Fevereiro e Março se destacaram quanto a melhores pontuais do estimador frente ao índice, com a participação de 50% (Q2 a Q3) (**Figura 44 e**) com valores acima de 50% de acertos sob o ponto de vista de PD.

Os mínimos desempenhos quanto a similaridade dos sensores na detecção de eventos chuvosos do tipo “a” ocorreram de Julho a Dezembro, com menores representações do satélite a eventos corretos de chuva (“a”) no mês de Setembro (**Figura 43**), com PD variando de 1% a 13% ($1\% \leq PD \leq 13\%$)

Com respeito ao índice PD, o TRMM nos períodos “secos” no Estado paraibano apresenta os piores desempenhos relacionados a avaliação do tipo “a”. As informações livres de falhas (“c”) foram ocorrentes sob a faixa estacional com concentrações entre o Verão e Outono.

Quando comparado ao TAF, nota-se que em períodos afins com PD, os picos de desempenho (pior) de TAF ocorrem em descendências das curvas do gráfico de PD, o que equivale a períodos onde há predominância de eventos “b” ocorre alta nas falhas de detecção do tipo “c” com a relação inversa verdadeira, conforme pode-se observar na **figura 43**.

No geral, o desempenho dado ao satélite pelo índice PD tornou-se melhor nos períodos chuvosos da Paraíba (**Figura 28**) onde a participação de falhas (“c”) ponderou os desempenhos.

O ISC apresenta tendências gerais com valores entre 0,0 e 0,4 ($0\% \leq ISC \leq 40\%$) com alguns picos de desempenho a 0,7 ($ISC \leq 70\%$) para os dias do período chuvoso e de valores inferiores a 0,2 para o período mais seco (**Figura 43**).

Assim, com base nos resultados, nota-se que diante do ISC a detecção de acertos de chuva (“a”) torna-se fraca, principalmente em períodos de baixa ação de sistemas precipitativos, como no período seco paraibano dado pela Primavera.

Por ser um índice que visa verificar o desempenho em se estimar o evento de chuva corretamente quando de sua ocorrência real há maior facilidade em acertar a ocorrência de eventos chuvosos durante a estação úmida, do que aqueles eventos observados de chuva que ocorrem isoladamente na estação seca, entre Setembro a Dezembro (**Figura 43 e 44f**).

Ao confrontá-lo com os índices TAF, PC, PD verifica-se que com a participação de todos os eventos de erros (“b” e “c”) em seu cálculo, o ISC consequentemente denota ao TRMM a efetiva participação de altas frequências dos erros na comparação de similaridade. Isso caracteriza-se pelo mal desempenho geral na detecção dos eventos de pluviosidade sobre a área de estudo da pesquisa, apesar de que em parte do Verão aos Outono ocorre melhores resultados.

Diante desse quadro torna-se interessante verificar a fração ou porcentagem das observações (Po) de não eventos que foram incorretamente estimados (Pe) como ocorrentes, de modo a verificar se diante de baixas similaridade de sucessos do sensor orbital há o mesmo quanto a detecção de estimados corretamente não ocorridos (“d”). Para tal, tem-se o uso do índice Probabilidade de Falsa Detecção (PFD).

Diante dos resultados (**Figura 43**), verifica-se que PFD varia em média em torno de 0,2 a 0,4 ($0\% \leq PFD \leq 40\%$) com picos de 0,6. Tais valores de PFD denotam ao sensor orbital a presença de baixos valores, o que corresponde a bom desempenho na detecção de não chuva dada por corretos negativos (“d”).

Dentro da sazonalidade (**Figura 44g**) que de Janeiro a Março 75% das resultantes do TRMM enquadram-se em 15% a 32%, com piores desempenhos do TRMM dado a alta detecção de falsos alarmes (“b”). Esse período em médias corresponde ao período de chuvas sobre a área de estudo.

Tal fato, aliado aos demais comportamentos dos índices apresentados demonstram que o TRMM apresenta maiores ocorrências diárias de falsos alarmes nos períodos chuvosos “b” frente a detecção de eventos correntes de chuva (“a”). Essa situação alia-se a falhas do seu estimador quando verifica-se os picos e vales das curvas entre TAF e PD.

Conforme a curva gráfica (**Figura 43**), as estimativas por RC caracterizam o TRMM com moderado desempenho quanto a elaboração de estimativas corretas, com melhores desempenhos voltados aos meses de Outono (Março a Junho) ao início dos meses de Primavera (Setembro) em que a precisão das chances de acertos totais varia 5 a 70 onde nos meses.

Observando-se o comportamento do gráfico sazonal (**Figura 44g**) os desempenhos dos campos de chuva da Pe detiveram concentrações de 75% dos dados ou mais abaixo da linha do índice $RC=10$. Os melhores desempenhos ocorreram segundo essa análise no mês de junho com valores do índice $RC=30$, sem a consideração de valores atípicos.

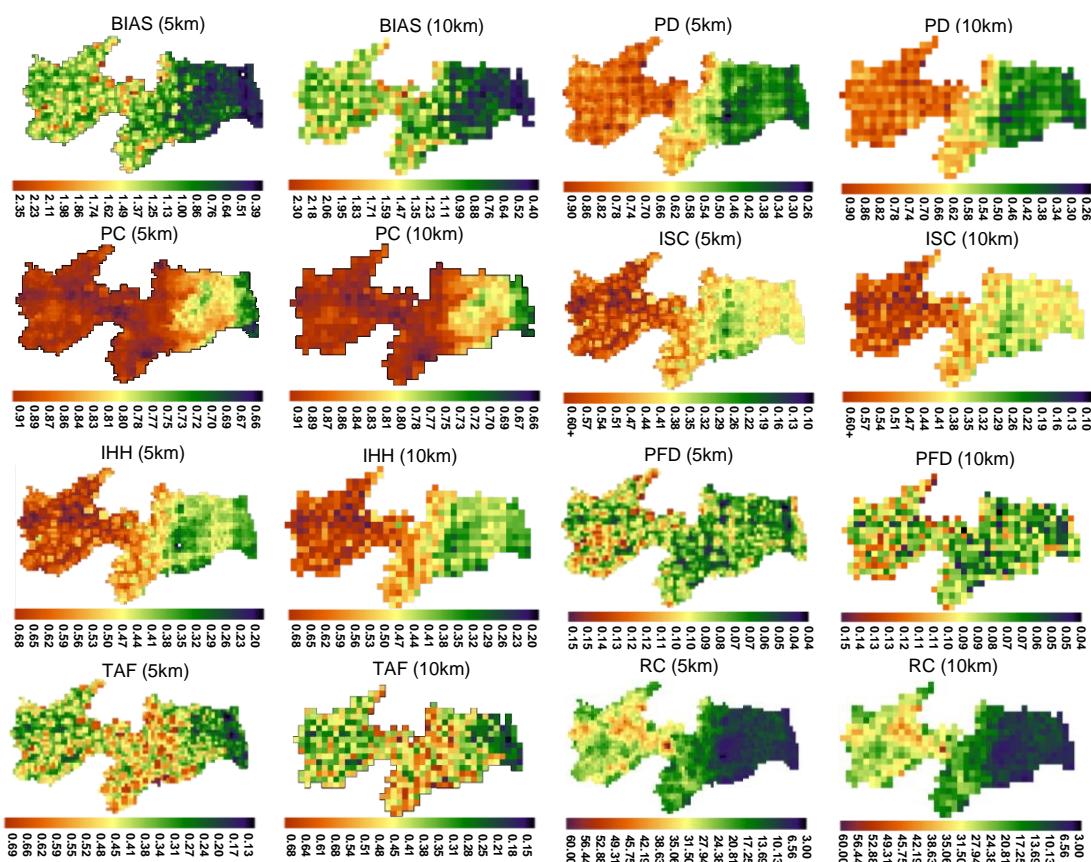
Ao se contextualizar às especificidades climatológicas da área de estudo (**item 3.1.3**) nota-se que as resultantes médias da análise de integração espacial denotam o contexto das estações dos anos, segundo diversificações cíclicas a que se dão os eventos de chuva-não chuva.

Diante das resultantes gráficas da análise de integração espacial dos índices de desempenho, percebe-se que os valores médios dessas estatísticas obedecem a padrões cíclicos de mínimos e máximos desempenhos das estimativas geradas. No entanto, por ser dada como uma média de um padrão espacial dá-se a necessidade de ponderar o comportamento diante a especificidade temporal enquadrado a parâmetros espaciais, tal como se atribui ao desempenho ao nível do pixel, convencionado na figura de campo de chuva.

4.2.2 Análise de Integração Temporal

Conforme a **figura 45**, no tocante ao índice BIAS, as tendências quanto a estimativa do sensor TRMM encaminham-se com respostas satisfatórias, onde os melhores resultados - com baixas superestimativas – decrescem no sentido: Oeste – Leste. Isso, desde as regiões próximas ao centro do Estado, até a porção litorânea com BIAS alcançando valores aproximados a 0,4 a 1,2 ($0,4 \leq \text{BIAS} \leq 1,2$).

Figura 45 – Análise integrada no tempo para cada índice sob diferentes resoluções espaciais de grade (1998-2011) pela abordagem chuva-não chuva (A1).



Isso significa que o algoritmo 3B42-V7 superestimou menos e próximo a perfeita detecção ($\text{BIAS}=1$), o que pode estar relacionado com o tipo de formação nebulosa, como nuvens estratiformes que tem como uma das características o desenvolvimento horizontal que possibilita ao produto TRMM melhores cálculos sobre quanto a detecção de eventos chuvosos que realmente venham a ocorrer nessas áreas.

Considerando os aspectos do relevo (**Figura 24**) nota-se que há certa relação entre as áreas com altimetria entre porções de 200 m a altitudes de 800 m, onde se

localizam aproximadamente nas regiões com melhores respostas do índice. Isso possivelmente ocorre devido a barreira geográfica das elevadas cotas na porção central do Estado que isolam a umidade incidente sobre a porção oriental. Isso aliado a física da nebulosidade atuante na área que facilitam a interpretação do algoritmo do TRMM para detecção condizente aos postos pluviométricos no que trata da categoria “a”.

Apesar de desempenho reduzida na região de maior altitude, o BIAS demonstrou que as estimativas do TRMM no que tange a detecção de chuvas tende a superestimar na porção da depressão sertaneja com maiores subestimações ao longo da mesorregião do agreste paraibano e da mata paraibana, no que envolve as bacias de cumes mais rebaixados como: bacia do Curimataú; bacia do Camaratuba; bacia do Guaju; bacia do Mamanguape; bacia do Gramame; bacia do Abiaí; e a porção do meio leito a jusante da bacia do rio Paraíba, conforme pode-se proceder com o comparativo por meio da **figura 25**.

Assim, o padrão de acertos quanto ao parâmetro de detecção “chuva-não chuva” do BIAS apresenta-se com resultados menos satisfatórios desde a mesorregião do Agreste a Mata paraibana, onde a topografia possui variação entre valores de 0 a 800 m.

Isso significa que o algoritmo 3B42-V7 superestimou menos e próximo a perfeita detecção (BIAS=1) frente a Po nessas regiões do que da porção centro-ocidental do Estado podendo estar relacionado com o tipo de formação nebulosa atuante sobre as áreas, com formações verticais e/ou pontuais de nuvens convectivas que exigem mais a do produto do TRMM. Essa situação auxilia na ocorrência de informações menos precisas.

Com respeito ao índice Proporção Correta (PC) (**Figura 45**), pôde-se verificar que os percentuais de respostas variaram de 66% a 91%. Os maiores percentuais ocorreram nas altas altitudes. Nota-se que os maiores erros ocorreram na porção Litorânea com valores em torno de 66% como sobre a porção da bacia hidrográfica do Rio Abiaí (**figura 25**).

Destaca-se que o índice PC não distingue os acertos ocasionados por concordância “a” ou discordância “d” dos valores comparados de Pe e Po, o que faz com que suas maiores performances, nesse caso, PC torna-se influenciado pela categoria mais comum “d”, visto que os melhores desempenhos ocorrerem onde ocorrem as menores frequências de ocorrência de chuva entre os sensores.

Tomando-se o índice PD verifica-se que tal qual PC apresenta desempenho elevado, com desempenho entre 77% a 88%. O gradiente direcional na elevação dos resultados satisfatórios obedece o sentido Leste-Oeste (**figura 45**).

Referente a Taxa de Alarme Falso (TAF), os desempenhos menos satisfatórios na detecção entre chuva-não chuva nos resultados desse índice estão localizados na mesorregião da Borborema, onde estão localizados a cabeceira do leito médio da bacia do rio Paraíba e do rio, do rio Mamanguape (**figura 25**) com 66% a 69% de falsos alarmes.

Os menores valores de TAF – melhor desempenho – focam-se sobre a região Norte-Noroeste bacia do Rio Piranhas (a Oeste do Estado da Paraíba) com valores alcançando 24% de falsos alarmes, além das bacias dos rios Camaratuba e Miriri (**figura 25**) que apresentaram valores em torno de 13% em alarmes falsos.

Com referência ao Índice de Sucesso Crítico (ISC) verificou-se que os eventos ocasionados sobre a porção Oeste do Estado apresentaram 60% das informações corretamente estimados.

Na verificação quanto as chances da estimativa do TRMM ser mais correta (“a” e “d”) ou incorreta (“b” e “c”), com índice Razão de Chance (RC) pode-se notar que a estimativa do TRMM está mais exposta a erros de falsos alarmes (“b”) e a falhas (“c”) na mesorregião do Agreste a Mata paraibana, do que as mesorregiões da Borborema e Sertão (**figura 45**)

O valor do RC (**figura 45**) apresenta as menores chances de acertos na detecção de chuvas caracterizadas como tipo “a” e “d” na porção Leste do Estado paraibano e melhores chances a medida que se interioriza a análise para Oeste do Estado, o que equivale a menores compatibilidades nos acertos do estimador TRMM sobre a região litorânea e mais chances de acertos a medida que se interioriza a análise.

Os valores registrados apresentaram temporalmente variações de RC entre 4,83 a 14,24 ($4,83 \leq RC \leq 14,24$), já para a região central a oeste do Estado, variaram de forma crescente, de 17,38 a 55,04 ($17,38 \leq RC \leq 55,04$), o que representa melhores resultados de Pe no sentido Leste-Oeste, conforme esse índice.

Quando comparando RC aos demais índices como BIAS, PC, PD TAF, e ISC, observa-se que no carácter da detecção chuva-não chuva da A1, a série temporal diária do estimador 3B42-V7 do TRMM, tende a melhores respostas a eventos mais raros de chuva, pois, existindo menores quantitativos nas frequências de eventos chuvosos há o

direcionamento dos maiores acertos nas detecções de eventos raros, por parte de Pe, tal como se nota com a comparação de todos os índices por essa abordagem.

Observa-se que no sentido das mesorregiões da Mata Paraibana ao agreste paraibano há os maiores quantitativos pluviométricos incidentes do que aquelas situadas interior a dentro do continente (**figura 27 e 28**). Desse modo, para RC, os resultados das categorias com maiores discordâncias entre Pe e Po (“b” e “c”) por se localizarem no denominador de sua equação (**item 3.6.1 g**) nota-se que tais discordâncias influem mais sobre a mesorregião da Mata Paraibana e Agreste Paraibano do que nas demais mesorregiões do Estado.

A medida que se adentra ao continente, pelo Estado, os eventos de pluviosidade dão-se como menos frequentes, o que demonstra que o estimador direciona-se a maiores chances de detecção de chuva ou não chuva, do contrário ao que acontece quando direciona-se a análise para a porção litorânea do Estado, segundo o índice RC.

Com a Probabilidade de Falsa Detecção (PFD) verifica-se que a porcentagem média de desempenho dos resultados sob a detecção do tipo chuva-não chuva, variaram entre 4 a 15%.

Segundo a análise da **figura 45**, os valores gerais de PFD corresponderam a baixas percentagens totais ($4\% \leq \text{PFD} \leq 15\%$), uma vez que seu limite de valoração dá-se entre 0 a 100% ($0 \leq \text{PFD} \leq 1$).

Os limites encontrados demonstram que Pe tende a equivaler a categoria dos falsos alarmes (“b”) ao longo do tempo, com o registro de correto negativos (“d”). A consequência desse fato dá-se na geração de melhores estimativas a Leste do Estado paraibano.

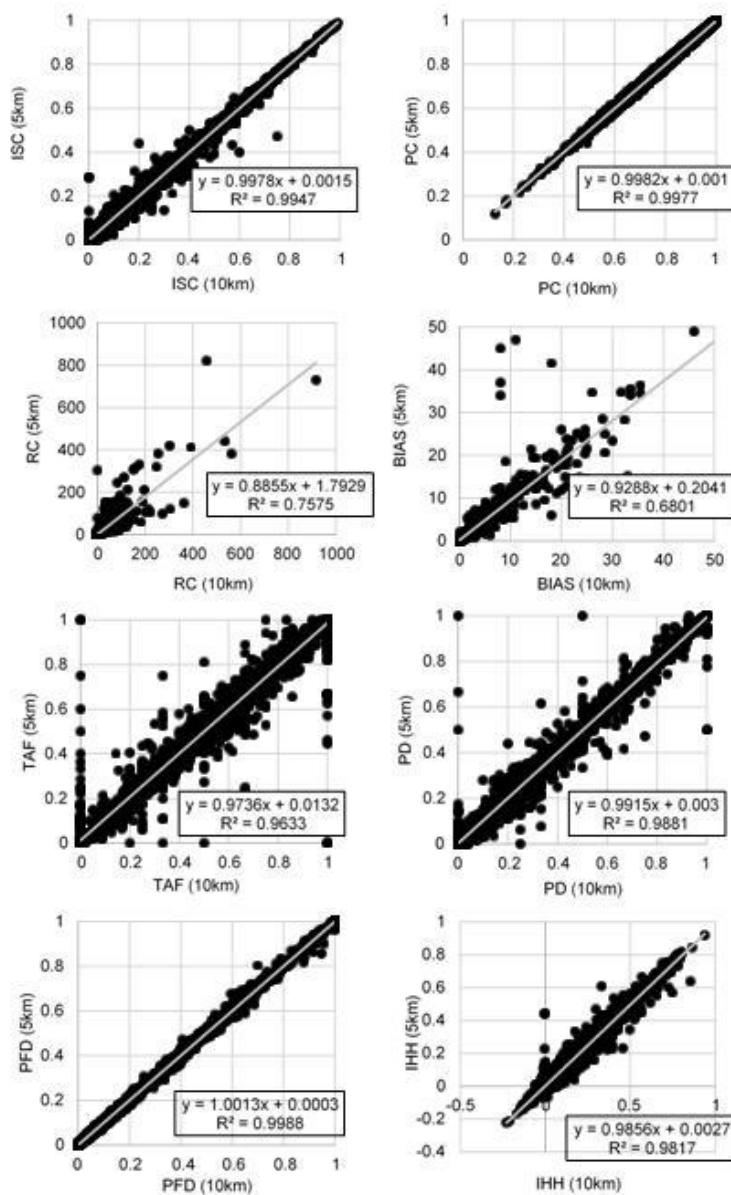
Nas porções mais próximas ao extremo oeste do Estado, principalmente a montante da bacia do rio Piranhas (**Figura 25 e 43**), nota-se que a Pe apresenta menores desempenhos de PFD. Tal fato ocorre, pois os valores de “d” tendem a ser maiores do que “b”, o que acaba por reduzir as estimativas de Po. Assim, as distinções espaciais revelam que a porção leste do Estado paraibano mostra os melhores resultados de 6 a 8% frente as de Oeste que apresentaram resultados de 8% a 15% (**Figura 25 e 45**)

Observa-se que as maiores percentagens do IHH surgem da região central do Estado a oeste, com valores de 50% a 68% de desempenho ($50\% \leq \text{IHH} \leq 68\%$). Essa correspondência de valores para IHH significa que naquela porção regional do Estado,

os campos da Pe tendem a estimar melhor os eventos raros relativos os acertos gerais “a” e “d”, dados pela PC, do que na porção litorânea, onde IHH varia entre 27% a 40%.

Quanto as diferentes perspectivas escalares de 10 km ($0,1^\circ \times 0,1$) e 5km ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$), o impacto do *downscaling* sobre as informações geradas dos índices, deu-se o comportamento gráfico apresentado na a seguir (**Figura 46**).

Figura 46 – Análise integrada no tempo para cada índice sob diferentes resoluções espaciais de grade (1998-2011) pela abordagem chuva-não chuva (A1).



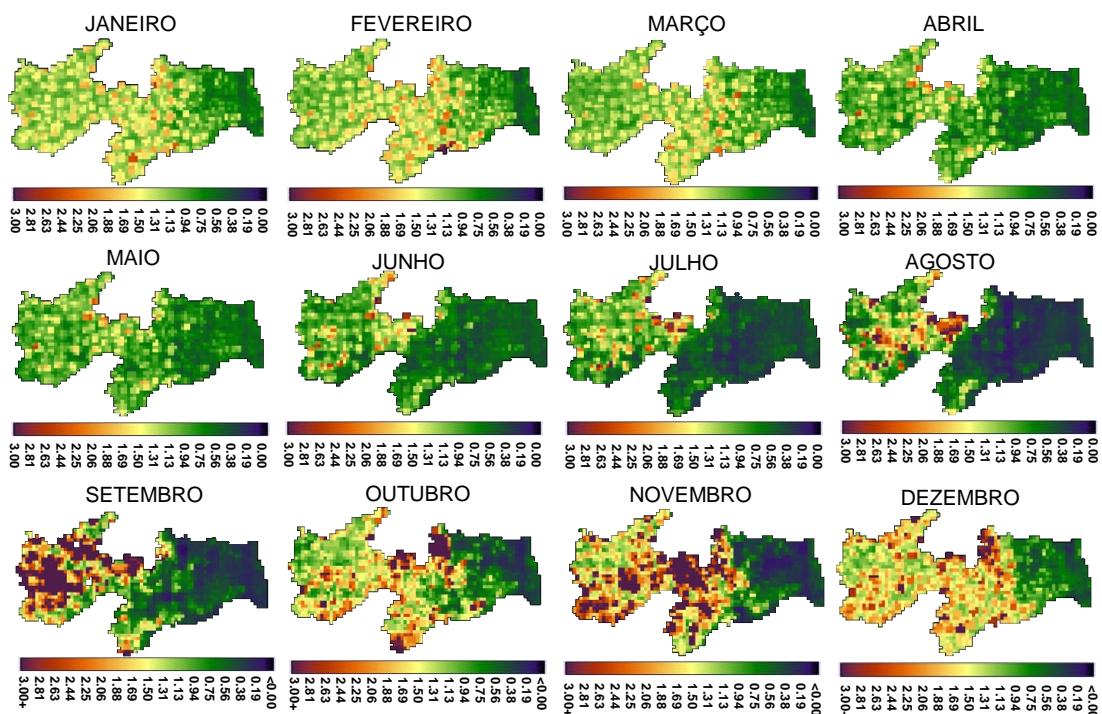
Nota-se que as relações de distintas resoluções (**Figura 45**) pouco influem sobre o comportamento das resultantes sobre os índices (**Figura 46**), os menores coeficientes de determinação para as escalas sobre os índices RC e BIAS ocorreram

segundo a hipótese de que a sensibilidade da técnica geoestatística (IDW) incide em resultados atípicos e dispersões das tendências devido as distintas fontes e disposição espaciais dos dados dos sensores comparados.

Ao se abordar o comportamento da análise integrada no tempo pela comparação mensal dos dados, pôde-se verificar o comportamento de cada índice de desempenho obediente aos ciclos de eventos de chuva sobre o Estado (**Figura 28**).

Nesse sentido, tomando a integração temporal diária do índice BIAS frente aos meses, tem-se a seguinte situação (**Figura 47**).

Figura 47 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para BIAS (A1).



De Janeiro a Março, os direcionamentos maiores das superestimativas do BIAS se deslocam de Oeste para centro do Estado com predomínio de valores entre 1,50 a 2,06. Regiões isoladas apresentam picos de superestimação iguais ou maiores que 2,40. As menores superestimativas se encontram nas proximidades de todo Leste estadual.

Entre Abril a Maio houve praticamente a estabilização regional das maiores superestimativas por BIAS, onde a partir de Junho se inicia o processo de “concentração” dos aumentos de superestimativa seguindo o percurso às menores cotas topográficas da bacia hidrográfica do Piranhas. Em Setembro vê-se a existência da concentração e aumentos nos valores de BIAS na porção do extremo Oeste paraibano.

Tomando Junho a Setembro, o comportamento de concentração e ascensão dos valores tendem de Centro a Oeste.

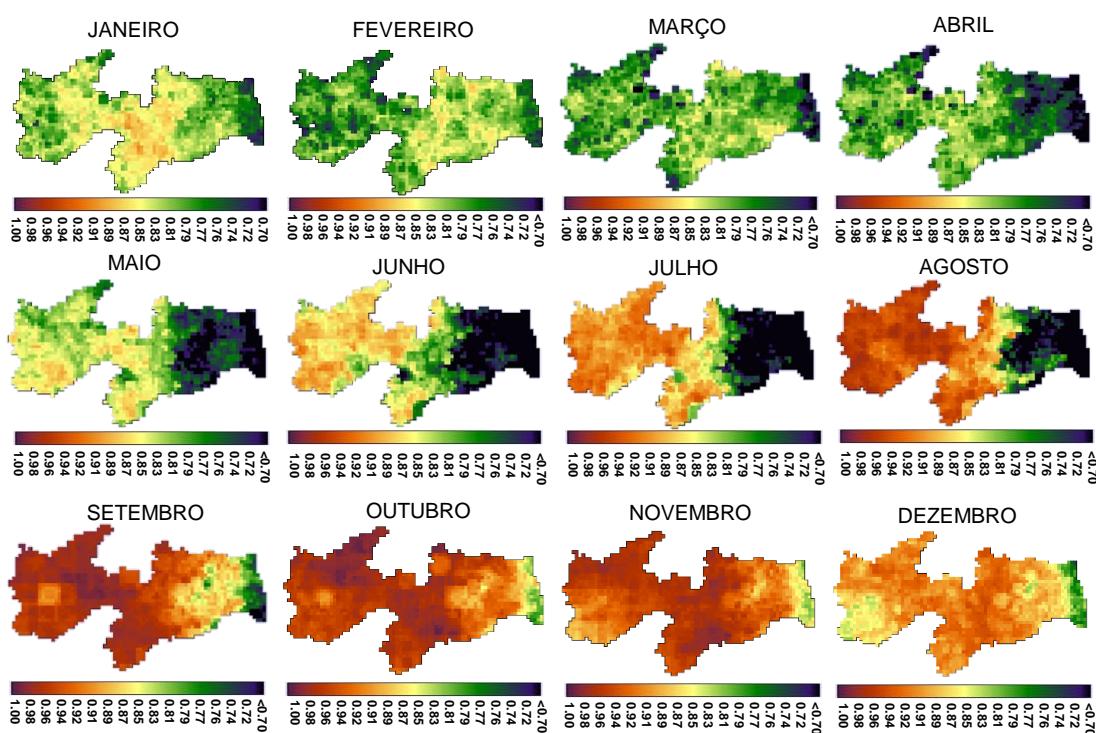
Inicia-se o surgimento de diversos BIAS dissonantes do comportamento de valores ocorrentes nos meses anteriores com valores de campos de índices BIAS alcançando de BIAS = 38, BIAS = 16; BIAS = 41 como exemplo.

Portanto, sinteticamente, conforme a análise de integração temporal ao longo dos dias para os meses, frente os anos, o BIAS apresenta superestimativas de Pe concentradas no Oeste a Centro do Estado paraibano. Predominantemente, na porção Leste do Estado ocorre as maiores subestimativas, com BIAS maior que a nulidade e menores que $0 < \text{BIAS} < 1$.

Segundo a avaliação com as imagens dos campos dos índices da **figura 45**, evidencia-se a existência de um padrão comportamental de deslocamento dos índices BIAS, concernente aos níveis de erros e localização com a **figura 47**.

Com respeito a integração temporal diária do índice PC frente aos meses, tem-se a seguinte situação (**Figura 48**).

Figura 48 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PC (A1).



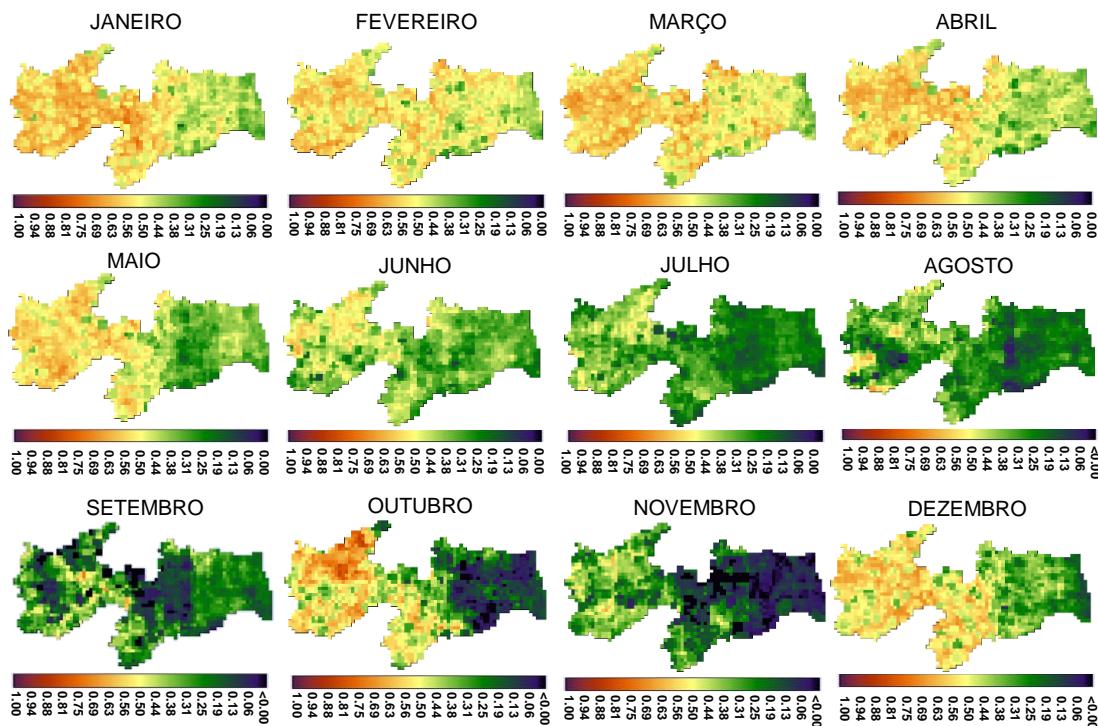
Verificando as imagens referente a Proporção Correta (PC), observa-se que em Janeiro os melhores desempenhos do índice dão-se na porção central do Estado a Oeste, onde os menores desempenhos localizam-se nas porções Oeste e Leste. Nessa última se destacam os menores desempenhos ($70\% \leq PC \leq 79\%$).

A partir do mês de Março há redução nas performances ao nível de PC destacadas nas porções próximas ao litoral do Estado, cuja expansão dá-se em continuidade para o interior do Estado, com diminuição desse comportamento a partir de Agosto. Apesar dessas reduções sobre a região no período para PC variaram de 50% a 69%, o que representa boa estimativa por esse índice, ainda que na porção litorânea.

Ao mesmo tempo em que se reduz os desempenhos do sensor ao longo da porção da Mata Paraibana ao Agreste Paraibano, há na porção Oeste a ocorrência de melhorias crescentes dos desempenhos do sentido Oeste-Leste de Abril a Novembro, com variações de PC de 76% a 99% em estimativas corretas de Pe.

Além de todos os índices já colocados, obtiveram-se os resultados da verificação do Índice de Habilidade de Heidke (IHH) (Figura 49).

Figura 49 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para IHH (A1).



Conforme os resultados apresentados pela espacialização do IHH, o desempenho do TRMM de Janeiro a Maio com maiores percentagens ($30\% \leq IHH \leq 60\%$)

72%) apresentaram predominância no que concerne as bacias do rio Piranhas; Paraíba; Jacú; Curimataú e Mamanguape.

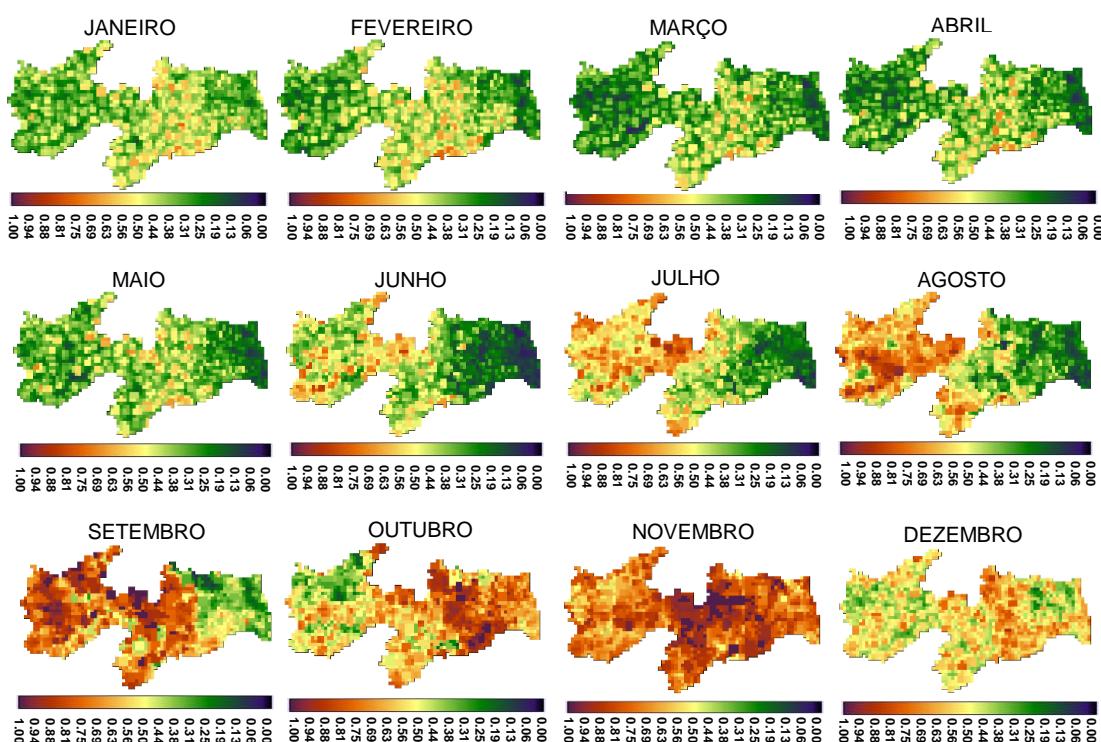
Comparado a PC, o IHH tende a reduzir a escala os valores percentuais do desempenho oriundo das estimativas corretas (“a” e “d”) e expandir espacialmente o melhoramento do desempenho das estimativas diante os meses de Janeiro a Março.

A partir do mês de Maio a Setembro ocorre a redução espacial no sentido direcional de Leste-Oeste dos valores de IHH, onde em Setembro ocorre padrão espacial do Centro a Oeste do Estado, não tão bem definido. Ainda nesse período, os padrões de IHH apresentam-se sobre as mesorregiões da Mata Paraibana e Agreste Paraibano (além de parte da região central do Estado) com padrões homogeneizados de maiores (litorâneo) a menores (agreste-centro) desempenhos pelo índice.

Conforme a análise dos resultados diários integrados por meses, verifica-se que os valores para IHH dão aos campos de Pe melhores desempenhos entre Dezembro a Março, principalmente ligados a região Central ao extremo Oeste do Estado paraibano frente aqueles desempenhos da porção litorânea.

Para a verificação do desempenho pela Taxa de Alarme Falso (TAF) segundo a integração temporal chuva-não chuva para os meses, segue-se a sequência comportamental tal qual a **figura 50** a seguir.

Figura 50 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para TAF (A1).



A Taxa de Alarme Falso (TAF) da integração temporal diária (**Figura 49**) apresenta os meses de Janeiro a Maio os maiores erros do estimador localizados na porção central do Estado com TAF entre 50% a 75%, o que equivale a um moderado a elevado erro do estimador diante a falsos alarmes.

No mês de Junho, há relativa regressão no quantitativo dos erros da porção central do Estado direcionados ao sentido Oeste. Ao mesmo tempo em que na região da bacia do rio Piranhas (Oeste do Estado) os erros quanto a falsos alarmes crescem.

Dos meses de Julho a Setembro, há acréscimos nos quantitativos referentes a TAF em grande parte da bacia hidrográfica do rio Piranhas até Setembro, em que toda a totalidade daquela bacia e a região central do Estado paraibano apresentam os piores desempenhos quanto a detecção de chuva pelo TRMM. Nesse mesmo período, a porção Leste do Estado apresenta-se predominantemente com baixos TAF ($11\% \leq TAF \leq 33\%$).

No mês de Outubro há como uma inversão dos resultados da TAF que, ao se confrontar com os meses anteriores, torna-se evidente tal mudança. A partir daí, parte da porção Oeste da Paraíba vem por apresentar menores TAF frente a porção Leste.

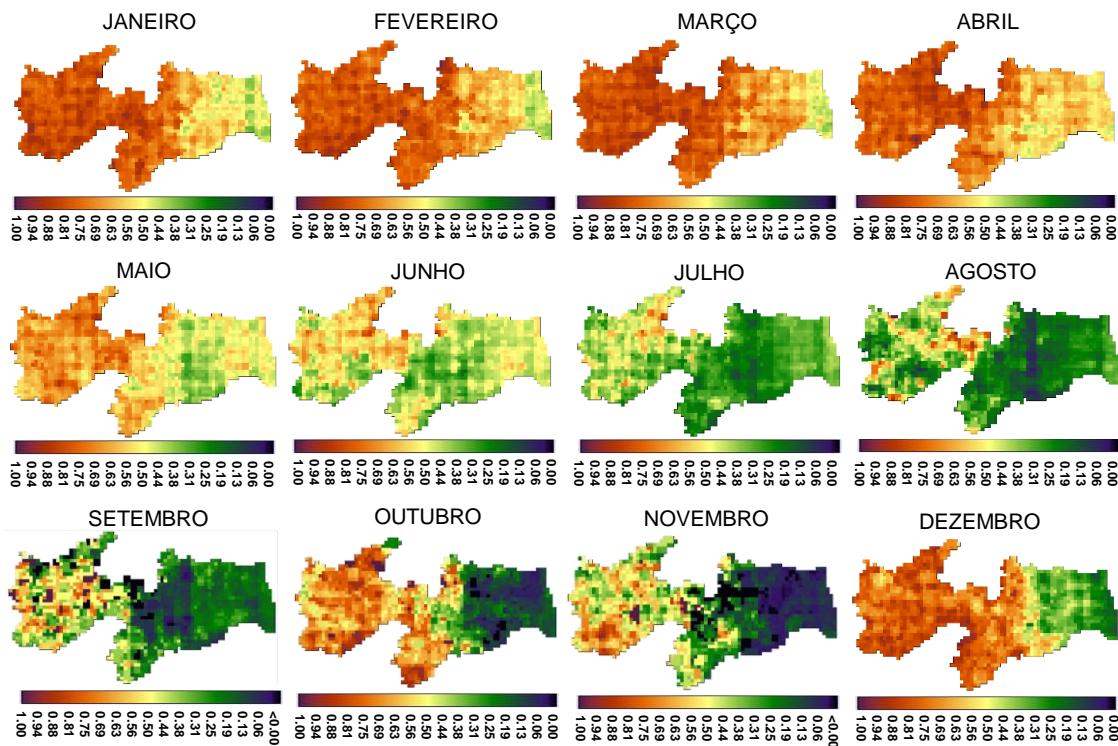
O mês de Novembro representa o pior desempenho na TAF, sobre o Estado. Essa situação dá-se especialmente ao Norte da região central do Estado, com valores do índice alcançando 100% de desempenho, o que revela que não ocorreu nenhum evento do tipo “a” entre Pe e Po que fornecessem ao índice valores diferentes a 1.

Nessas porções espaciais sobre nulidade de “a”, não detectaram desempenho frente a eventos de chuvas que tenham ocorrido na área, demonstrando que no período e considerando para as áreas de ocorrência de $TAF=1$ todos os Pe apresentaram a predominância de falsos alarmes, quanto a presença ou ausência do evento chuvoso. Isso vem por mostrar que principalmente no mês de Junho, para a detecção de chuva, o TRMM tende a superestimar eventos de chuva quando na verdade os mesmos não ocorreram.

A partir de Dezembro o TAF começa a apresentar no extremo das regiões Oeste e Leste a redução na detecção de eventos falsos, com maiores falsos alarmes observados no centro do Estado, tal como em Janeiro, porém com informações de erros por TAF ainda superiores aos dos meses subsequentes.

Para a verificação do desempenho por PD segundo a integração temporal chuva e não-chuva para os meses, segue-se a sequência tal qual a **figura 50** a seguir.

Figura 51 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PD (A1).



Para o índice PD, de Janeiro a Abril há o aumento direcional e quantitativo dos acertos do tipo PD do Oeste a Leste, onde os maiores valores encontram-se nas regiões Oeste e Central. Isso indica que o TRMM tem apresentado boa estimativa sobre eventos raros de compatibilidade de sucessos “a” ($75\% \leq PD \leq 94\%$). Na mesorregião da Mata e Agreste Paraibano PD varia em 33% a 56%.

Os menores falsos alarmes no período, confrontados as probabilidades de detecção, demonstram que o TRMM responde de forma satisfatória a raros eventos de pluviosidade, principalmente nas porções Oeste a Centro da Paraíba (aproximadamente com $TAF \leq 31\%$ e $PD \geq 75\%$).

Apesar dos baixos alarmes falsos (Figura 50) para esse período de Janeiro a Abril na região Leste do Estado, por PD apresentar valores mais reduzidos, demonstra-se que a eficiência do TRMM na estimativa de eventos de chuva mais raros para o litoral torna-se reduzido frente a região Oeste.

A partir de Maio a Agosto a precisão de PD decai ao longo do prosseguimento dos meses, e expande-se no sentido Leste-Oeste, a redução no desempenho de Pe do TRMM frente a esse índice.

Em Setembro, em média, 31% do observado foram previstos corretamente por PD. Nesse período, as informações diárias de alguns campos de chuva apresentaram ou valores espúrios (PD = valores negativos) fora dos limites estatísticos do índice ou o estimador TRMM não obteve boa detecção de eventos (PD = 0).

No mês de Outubro, a PD de Oeste ao Centro estadual se nota bons desempenhos dos campos Pe frente a Po, onde se verifica em determinadas porções que as falhas (“c”) tornam-se nulas ocasionando estimativas perfeitas (PD=1), uma vez que a falta de eventos do tipo “c” sensibiliza a participação nos cálculos e respostas dos eventos do tipo “a”, o que por esse índice representa boas respostas.

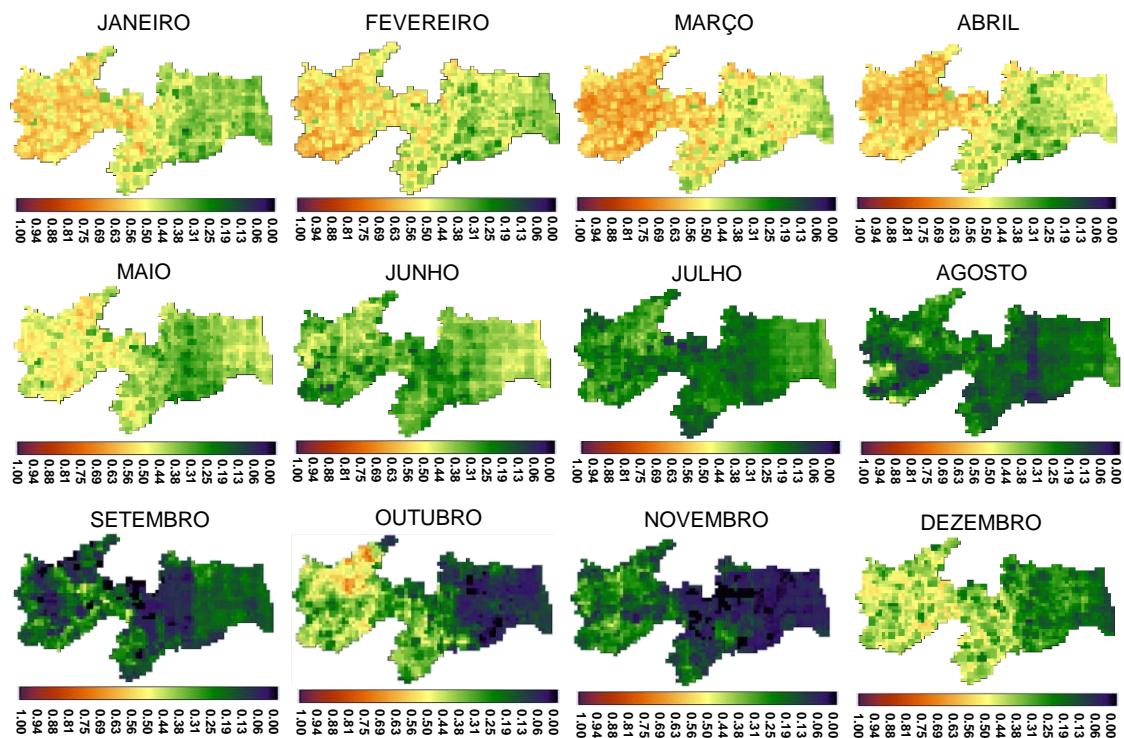
Nos comparativos de PD para com os valores apresentados em TAF, torna-se possível verificar que as melhores respostas do TRMM frente aos dados AESA surgem na porção noroeste do Estado, devido aos baixos alarmes falsos ($18\% \leq TAF \leq 40\%$) verificados e altas probabilidades de detecção ($58\% \leq PD \leq 83\%$), com alguns pontos podendo ocorrer probabilidades perfeitas de detecção (PD =1).

Em Novembro pôde-se detectar a ausência de informações do desempenho dos campos de chuva comparados (PD=0) na direção norte-nordeste da região central do Estado. Como nesse mês houve a ausência das frequências sucessos (“a”) de Pe foram detectados os piores desempenhos do estimador frente ao índice TAF e nulidade de informações espaciais quanto ao desempenho do índice PD segundo a análise diária integrada no tempo por meses. Logo, o estimador TRMM apresentou ao longo dos anos para aquela região, os piores resultados na detecção de chuva.

No mês de Dezembro a PD apresenta boas respostas nas regiões Oeste e Central do Estado com variações em torno de 51% a 96%.

Com respeito ao Índice de Sucesso Crítico (ISC) a verificação do desempenho dos campos de chuva entre Pe e Po segundo a integração temporal chuva-não chuva para os meses, segue-se a sequência comportamental tal qual a **figura 52** a seguir.

Figura 52 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para ISC (A1).



O ISC referente ao desempenho diário sobre os meses de Janeiro a Abril há o crescimento espacial no valor dos desempenhos das frações da categoria “a”, no sentido Oeste-Leste, com consequente redução erros no mesmo sentido (**figura 52**).

A partir do mês de Maio torna-se evidente o início do processo de redução dos quantitativos das estimativas corretamente estimadas do ISC no sentido Leste-Oeste. Entre os meses de Junho a Julho ocorrem a espacialização homogeneizada dos erros ao todo territorial da área de estudo. Os mínimos desempenhos do ISC gerais e totais ocorrem nos meses de Setembro e Novembro. Esses comportamentos podem ser justificados por ações atmosféricas das diferentes físicas da nebulosidade sobre as áreas tal como pela questão dos aspectos fisiográficos das áreas.

Como tal índice tem sua valoração dependente da frequência das categorias componentes de sua estrutura equacional, observa-se que decorre da ausência da categoria “a” ocorre “lacunas de pixel” ($ISC=0$) correspondentes ao índice ISC de Setembro a Novembro. Desse modo norte-nordeste da região central do Estado.

Como nesse período ocorre PD (**Figura 51**) apresentando poucos eventos do tipo “a”, aliado a ocorrências consideráveis de alarmes falsos (“b”) que reduzem o desempenho das imagens espaciais do TAF (**figura 50**) há a correspondência entre esses

índices. Desse modo, dá-se como notório que do Centro (com parte da mesorregião agrestina) a Oeste do Estado há reduzidos percentuais de estimativas de sucesso “a” que ou geram campos de índices nulos ou com quantitativos da faixa do ISC com valores baixos ($ISC < 27\%$).

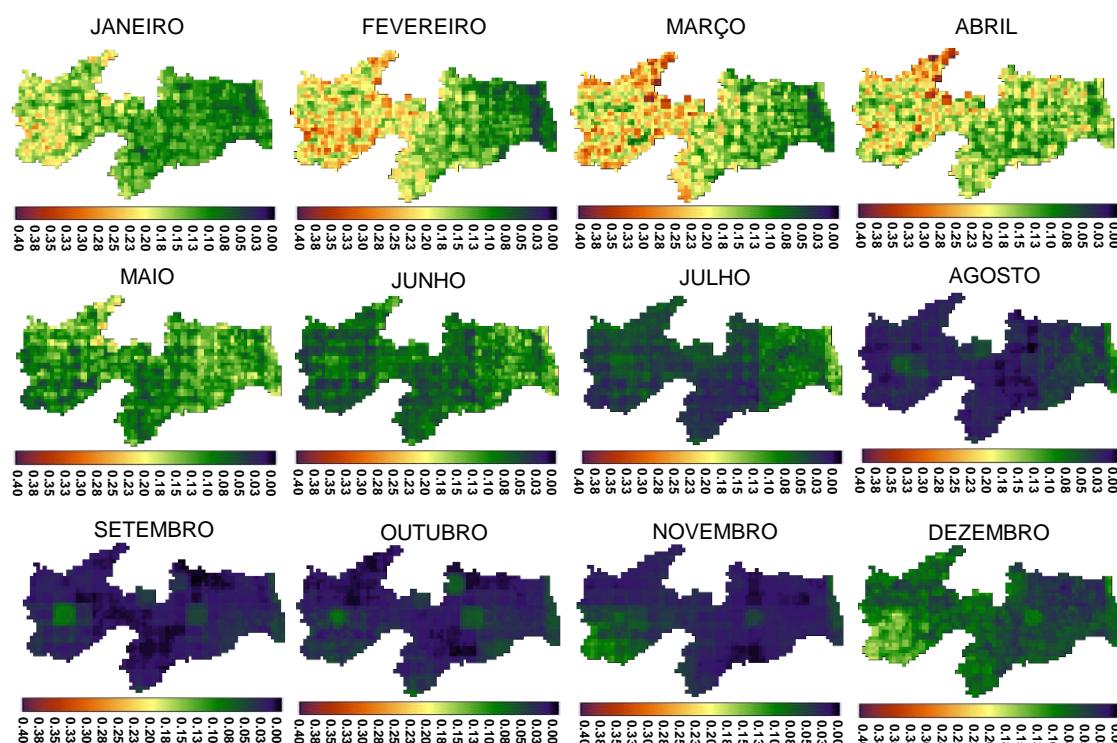
Em Outubro, os melhores resultados na detecção de sucessos “a”, ocorrem na porção norte da bacia do rio Piranhas na mesorregião do Sertão com aproximadamente 41% a 75% (em alguns reduzidos pontos) dos acertos entre Pe e Po ($41\% \leq ISC \leq 75\%$), sendo destacada essa região maior proximidade de concordância entre Pe e Po.

No mês de Dezembro, o ciclo de aumentos dos desempenhos inicia-se com o crescimento direcional dos sucessos das estimativas no sentido Oeste-Leste.

No geral, o índice ISC para verificação do desempenho de Pe frente as informações de Po se apresenta de forma modesta, com crescimento de desempenho evidenciando-se de Dezembro a Abril, da região Oeste a Leste, onde se estão estabelecidas, respectivamente, as bacias dos rios Piranhas a cabeceira do rio Paraíba.

Após a análise de ISC, procede-se com a verificação do desempenho pelo índice PFD ainda de acordo segundo a integração temporal chuva-não chuva para os meses. Logo, segue-se a sequência comportamental do mesmo a seguir (**Figura 53**).

Figura 53 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para PFD (A1).



O índice PFD entre Janeiro a Abril apresenta comportamento de concentração no aumento dos valores do índice, sobre a porção Oeste da bacia do rio Piranhas, alcançando parte da cabeceira do rio Paraíba (bacia hidrográfica do rio Paraíba).

Sendo assim, a bacia do rio Piranhas apresenta PFD em torno de 10% a 40%. Esse último valor percentual destacado a jusante do Rio Piranhas a norte do Estado (**Figura 53**).

Esses limites estabelecidos demonstram - inseridos sobre as faixas quantitativas do índice PFD - que produto do TRMM estima incorretamente como ocorrido (“b”) as informações de chuva não observadas pela referência dos postos da AESA.

Ressalta-se que também podem existir incertezas nos dados observados pelos pluviômetros e que podem também ocasionar falhas de origem tal qual informado no **item 2.2.1**. Esse fato pode vir a contribuir para erros nas resultantes da comparação com o produto do satélite.

Logo, segundo a integração diária sob os meses dos anos, para a Bacia do Rio Piranhas e fração Oeste a montante da bacia do rio Paraíba ocorre entre os meses de Fevereiro a Março a expansão na redução do desempenho de Pe ($13\% \leq PFD \leq 39\%$). Contudo, na região Leste e Agrestina há baixos valores de Pe ($4\% \leq PFD \leq 7\%$), fazendo com que as respostas das bacias litorâneas apresentem-se com melhores respostas do que as grandes bacias hidrográficas do Estado.

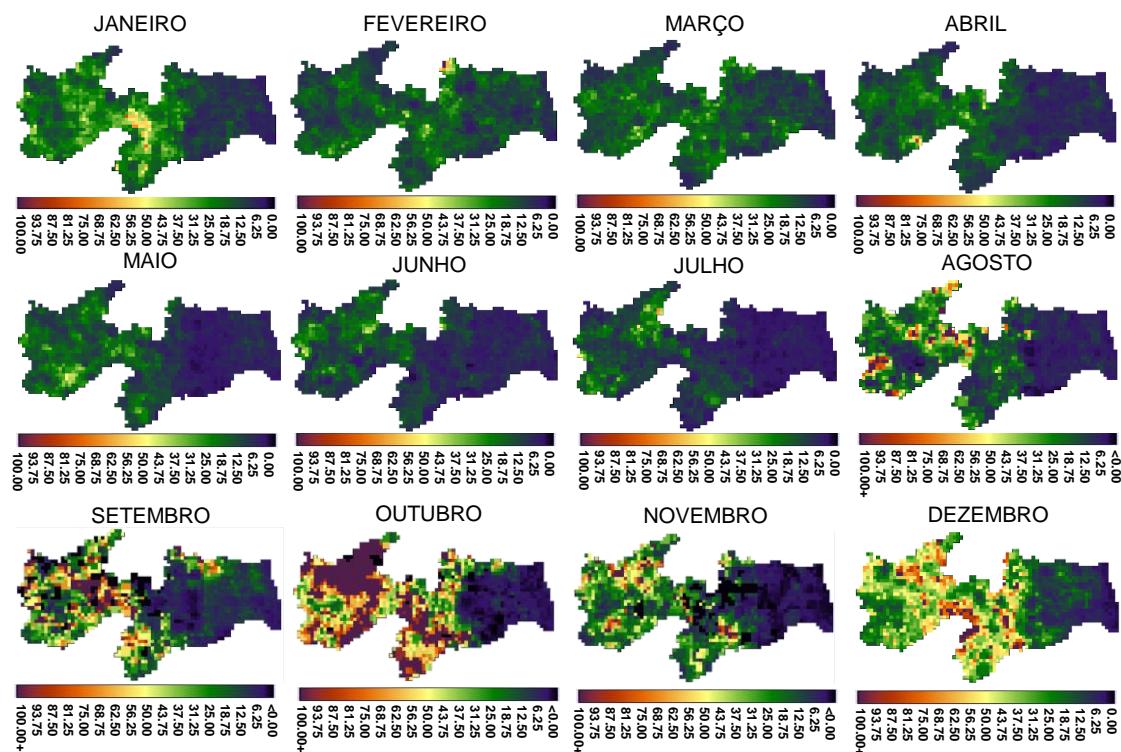
A partir de Maio, aos meses consequentes, há o melhoramento no desempenho do sensor orbital com reduções do PFD ao todo territorial, com destaque a porção centro ao oeste do Estado. Credita-se o fato dessa melhora de desempenho, principalmente nas regiões informadas, visto a maior participação de eventos raros do tipo “a” tal como a similaridade na detecção de eventos do tipo não-chuva entre os sensores TRMM e dos postos AESA.

Há entre os meses de Setembro a Novembro como “ilhas” de desempenho alocadas tanto na bacia do rio Piranhas, como entre a a montante das bacias dos rios Curimataú e Mamanguape ($5\% \leq PFD \leq 9\%$). Assim consideradas visto seu entorno com desempenhos melhores ($1\% \leq PFD \leq 4\%$). O que indica a possível participação do relevo frente aos resultados estimados diante dos observados (**Figura 52**).

De Novembro a Dezembro, torna-se possível verificar que da porção Sudoeste da Bacia Hidrográfica do Piranhas inicia-se a queda de desempenho do estimador, seguindo aos meses consecutivos de ordem mensal.

Dado os resultados e análises encontrados da PFD, procede-se com a verificação do desempenho pelo índice RC segundo a integração temporal chuva-não chuva para os meses. Logo, segue-se a sequência comportamental do mesmo a seguir (**Figura 54**).

Figura 54 – Análise integrada no tempo diário agregado por meses dos anos (1998-2011) para RC (A1).



Por sua vez, o índice RC apresenta padrões espaciais mais homogêneos ao longo das porções Agreste-Litoral - onde se abarcam as bacias hidrográficas litorâneas (**figura 28 e 53**) - do que a Oeste (Borborema e Sertão Paraibano).

Tal situação figura que os erros correspondentes a incorreções de estimativa (“c” e “d”) apresentam valores elevados com predominância territorial em direção a zona litorânea do Estado.

O desempenho apresentado por RC demonstra que os campos de chuva oriundos da estimativa do TRMM apresentam maiores chances para previsões corretas ao longo das regiões Oeste e Central do Estado.

Os maiores desempenhos encontrados pelo índice ocorreram entre Agosto a Janeiro, com destaque aos maiores valores de RC encontrados no mês de Outubro ($90 \leq RC \leq 1400$), para a porção norte-noroeste da bacia do rio Piranhas e em toda a área sul da bacia hidrográfica do rio Paraíba.

Os menores valores de RC em Outubro deram-se sobre as bacias dos rios Curimataú; Camaratuba; Guajú; Mamanguape; Miriri; Gramame e Abiaí; tal na porção Leste da bacia do rio Paraíba, onde RC variou de 0 a 12 ($0 \leq RC \leq 12$).

Portanto, no período da Primavera a parte do Verão, períodos onde ocorrem ao interior do Estado chuvas mais reduzidas, a Paraíba apresenta melhores chances na similaridade entre as informações Pe e Po.

Como em parte da mesorregião agreste paraibano a em totalidade a litorânea no período ocorrem elevados índices de TAF (**Figura 50**) no período, o denominador da equação de RC torna-se passível a apresentar menores chances nessas localidades.

4.3 ANÁLISE DA ABORDAGEM 2 (A2)

Visto o comportamento dos índices de desempenho nos gráficos e imagens espacializadas a partir da abordagem do tipo 1 (A1), busca-se a caracterização das informações comparadas ao nível da análise de integração espacial, na abordagem do tipo 2 (A2) (**item 3.4.2**).

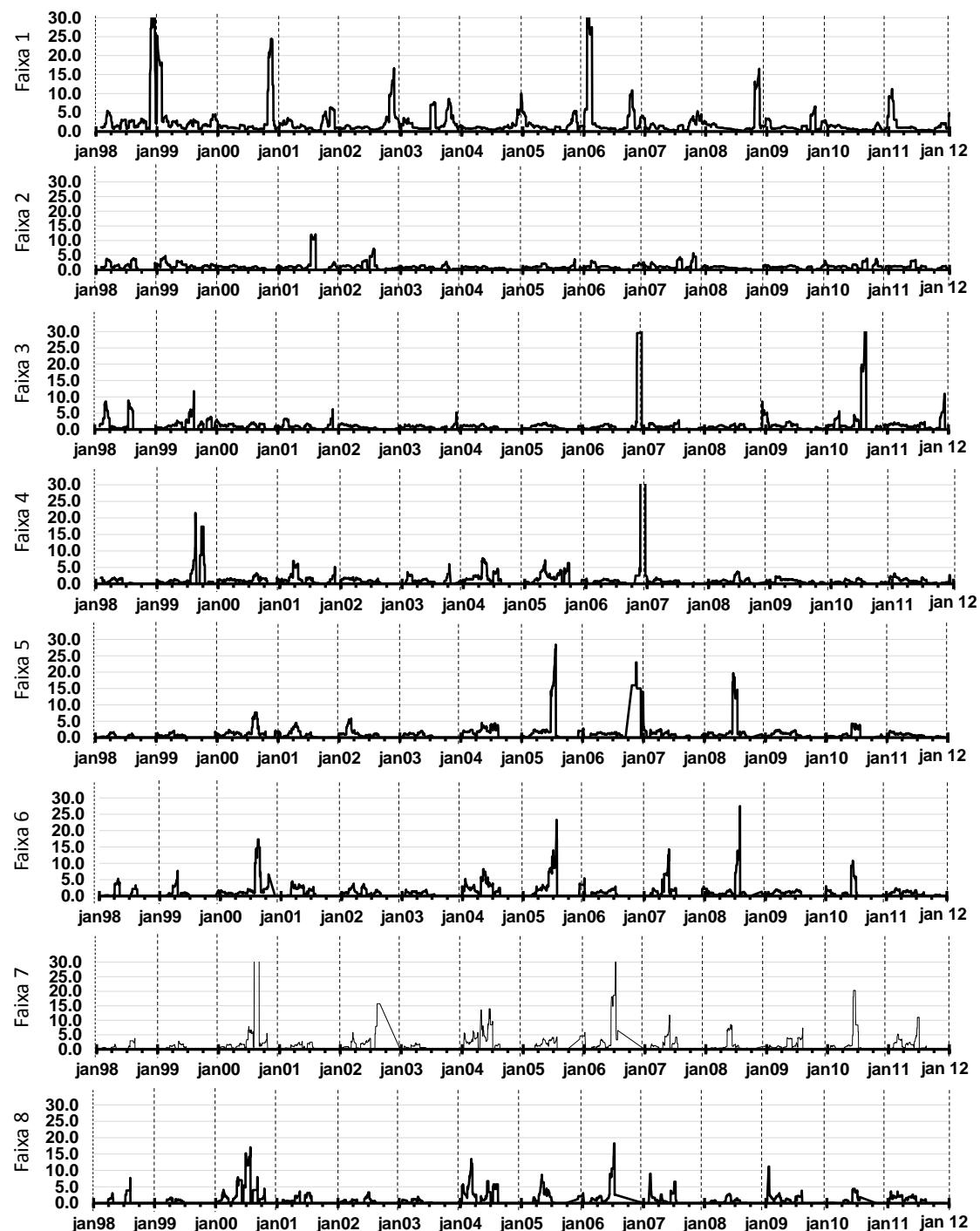
4.3.1 Análise da Integração Espacial (A2)

Os resultados em séries temporais da integração espacial dos índices de desempenho segundo a A2 descrevem o comportamento oscilatório das médias do total de campos de chuva em faixas de valores, quanto aos acertos e erros oriundos da comparação de todos os campos de chuva estimados (Pe) e observados (Po).

Expõe-se a distribuição das séries temporais de cada índice (**Figura 55** e **Apêndices A, B, C, D, E, F, G**) de forma que houvesse a visualização das interseções comparativas, para que assim, se pudesse traçar o diagnóstico geral quanto ao desempenho realizado pelo TRMM por faixas de análise.

No caso do índice BIAS (**Figura 55**), as chuvas comparadas entre Pe e Po sob a faixa 2 (10-20 mm) e a faixa 5 (40-50mm) apresentaram valores com melhores desempenhos apresentando baixas superestimações dos dados dos campos de chuva da Pe. Os valores nas faixas 2 e 5 seguiram próxima a perfeição na estimativa ($BIAS = 1$).

Figura 55 – Média móvel (30 dias) no tempo da análise integrada no espaço por faixa do índice BIAS ao longo dos anos (1998 a 2011) (A2).



Nas faixas posteriores, os picos de máxima superestimativas existentes direcionaram-se ao trimestre Julho-Agosto-Setembro (**Figura 55**) demonstrando que a relação de informações de acertos “a” e erros por falso alarme “b” tendem a apresentar maiores detecções pelo sensor diante as falhas “c”.

Isso ocorre, pois a influência da categoria “c” no denominador vem como variável que reduz os valores dos vícios do sensor em superestimar ou subestimar os eventos de chuva ou não-chuva.

Quanto ao índice PC, as tendências de desempenho seguem a melhoria dos campos de chuva do estimador diante a excelência de desempenho com tendências próximas a 1 (100%) (**Apêndice A**). Como exemplo, nota-se que a detecção segundo a faixa 1 há a variação de desempenho de 0,6 a 1,0 ($60\% < PC \leq 100\%$). Para a faixa 2 a variação ocorre predominantemente entre os níveis de desempenho 0,8 a 1,0 ($80\% < PC \leq 100\%$). As demais faixas apresentam desempenhos praticamente lineares ($PC=1,0$) (**Apêndice A**).

Os resultados do índice PC influenciam-se pelas frequências maiores da similaridade entre os eventos observacionais e estimados quanto à correta estimativa. Dá-se a necessidade de verificar qual frequência fornece os “pesos” da equação, principalmente ao máximo de acertos corretos de eventos (“a”), assim como a verificação diante a aleatoriedade, visto que essa última atribui-se como um importante recurso na modelagem hidrológica, como na meteorologia.

Desse modo vem o uso do índice de habilidade de Heidke (IHH) e o índice de sucesso crítico (ISC). O primeiro para a verificação da aleatoriedade de corretos tal como ocorrido na abordagem A1 e o segundo para verificação do efetivo desempenho do estimador diante aos quadros de sucesso.

O Índice de Habilidade de Heidke (IHH) apresentou as faixas iniciais (Faixa 1, 2, 3) estimativas muito baixas o que consequentemente levou a piores desempenhos do sensor TRMM quanto a estimativa dentro da aleatoriedade de eventos corretos de detecção de chuva. Isso, pois, sua variação média não ultrapassa a performance de 0,1 ou 10% ($IHH < 10\%$).

Entretanto, sob a visualização e redução da escala de resolução do índice (**Apêndice B**) nota-se que os melhores resultados se encontram próximos as épocas relativas à estação chuvosa na área de estudo (**Figura 28**).

Quanto ao índice de sucesso crítico (ISC) - por corresponder aos sucessos efetivos (“a”) sobre as falhas - verifica-se que tal qual aos índices anteriores denota ao TRMM baixos desempenhos, cujos valores não ultrapassam 30% de desempenho positivo na detecção dos campos de chuva (**Apêndice C**).

O índice da Taxa de Alarme Falso (TAF) apresenta-se com maiores valores (piores desempenhos) com variações a partir da faixa de análise 2 a 8^a faixa, com a

predominância das informações entre 80% a 100% ($0,8 < FAR \leq 1$) (**Apêndice D**). Ou seja, frente a esse quadro de elevação dos níveis quantitativos de chuva, o número de vezes em que foi estimada a ocorrência de chuva e esta não ocorreu tende a gerar em Pe altas taxas de alarmes falsos o que faz com que o estimador apresente baixa qualidade diante esse índice.

Inter-relacionando as informações de TAF com o índice BIAS torna-se possível identificar relação entre as situações superestimativas com os piores desempenhos do sensor, relacionados à taxa de alarme falso, uma vez que a própria estrutura das fórmulas desses índices (**Figura 37**) configura essa relação.

Sob a ótica do índice Probabilidade de Detecção (PD) ocorrem baixos desempenhos gerais (**Apêndice E**). As variações de PD giraram em torno de 0 a 20% o que demonstra o baixo desempenho geral do TRMM na detecção de eventos raros do tipo “a” frente às falhas “c”.

Apesar disso, por mais que os desempenhos segundo PD tracem a característica de reduzida ação do sensor orbital, sob a escala, as maiores efetividades de desempenhos das estimativas ocorrem em momentos estacionais de umidade (**Figura 28**).

Os baixos desempenhos do PD relacionam-se com a presença de altos alarmes falsos, que ponderam o direcionamento das estimativas do TRMM para a superestimação (BIAS). Desse modo, com quantitativos diários maiores para os falsos alarmes há a disposição de menores frequências de sucessos (“a”) que fazem reduzir o desempenho de PD.

Com a aparente participação direta de maiores frequências entre a detecção de eventos corretamente estimados como ocorridos (“a”), notou-se a participação reduzida de suas frequências a partir das perspectivas de ISC com relação a PC e a PD.

Segundo a análise quantitativa por faixa de valores detectados nos campos de chuva estimados pelo PFD (**Apêndice F**), a variação da faixa 1 corresponde aos piores desempenhos do estimador ($0\% \leq PFD \leq 30\%$). A proporção que se aumentam as taxas de análise do quantitativo de chuva, verifica-se a suavização para melhores desempenhos do TRMM (**Apêndice F**). Isso denota ao índice melhores valores, o que consequentemente auxilia no aumento das detecções de não ocorrência (“d”).

No intuito de se verificar os acertos gerais diante dos erros, utiliza-se o índice razão de chances (RC) a fim de traçar a precisão a que o estimador consegue

efetivamente estimar os eventos corretos dentro das faixas dos quantitativos de chuva selecionados.

Segundo a análise de RC (**Apêndice G**) há, comparando-se com os gráficos de PD, PC e PFD, a dispersão dos desempenhos de RC em todas as faixas.

Quando verificadas os picos de PD, como exemplo, entre Setembro a Outubro de 2000 sob a 4^a faixa quantitativa é verificado um pico de máximo desempenho 0,7 (PD=70%), indicando a presença de altas frequências de “a”.

Nesse mesmo período, PC apresenta desempenho perfeito (PC=100%) o que indica que a relação “a” e “d” é alta, com altos desempenhos do TRMM. Ao se considerar o PFD ocorre a nulidade do mesmo (PFD=0) o que indica que não ocorreram falsos alarmes diante de estimativa corretamente não detectadas (“d”). Desse modo, as chances dos eventos ocorrerem ponderam-se a partir da participação de maiores estimativas do TRMM frente a ocorrências do tipo “d”.

Conforme se verifica o desempenho apresentado pelo TRMM diante das faixas quantitativas de chuva, constatam-se suavizações gerais nas curvas dos erros dos índices, de modo a indicar degradações gerais nos desempenhos do sensor orbital.

Por fim, tal como a situação comportamental ligada a abordagem A1 dá-se a necessidade de ponderar o comportamento diante a especificidade temporais enquadrados a parâmetros espaciais, convencionado na figura de campo de chuva.

4.3.2 Análise de Integração Temporal (A2)

Na perspectiva de integração temporal pela A2, obtiveram-se as informações de ocorrência de chuvas enquadradas a níveis e/ou faixas de quantitativos para cada pixel de cobertura da área de estudo.

Os resultados quanto aos índices de desempenho gerados a partir das estimativas do produto 3B42-V7 do TRMM, sob essa abordagem, resultaram em mapas de campos de chuva (**Apêndice H, I, J**).

De acordo com o índice BIAS (**Apêndice H**), entre as faixas 1 (1-10mm) a 4 (30-40mm) nota-se a subestimação dos dados nas porções das bacias litorâneas a parte das bacias hidrográficas situadas na zona agrestina ($0 \leq \text{BIAS} \leq 0.98$). A partir da 4^a faixa de análise, a porção agrestina apresenta um padrão de superestimativa maior diante as demais áreas do Estado, com valores de BIAS entre 2,81 a 4 ($2,81 \leq \text{BIAS} \leq 4$).

4) que se “concentra” e se expande a porção sul da bacia do Paraíba, diante a faixa 5 (40-50mm).

A partir da faixa de 50-60 mm (faixa 6) em diante, o comportamento de desempenho da Pe não apresenta padrão definido, apenas podendo ser relatado a expansão dos erros em direção ao Oeste e a Leste, cujo o “núcleo” de origem das superestimativas partem do agreste.

Segundo o índice PC (**Apêndice H**) os maiores desempenhos encontrados na faixa 1 (1-10mm) dão-se entre as porções Oeste da mesorregião agrestina (onde se situam as bacias do Rio Trairí, Curimataú; Camaratuba); Borborema (onde se situam a cabeceira do rio Paraíba e a porção leste da Bacia do Rio Piranhas); e Sertão (Bacia do Rio Paraíba).

As faixas posteriores a faixa 1, encontra-se crescentes desempenhos do estimador para toda a área de estudo, segundo a escala padrão adotada. Ou seja, de acordo com o índice, as faixas de valores são selecionadas tanto pela relação de sucessos na estimativa (“a”) como de corretos negativos (“d”) sobre o total de categorias. Apresentando ótimo desempenho do TRMM.

Segundo a aleatoriedade do desempenho de cada campo de chuva do estimador dado pelo IHH (**Apêndice H**), em todo o território da área de estudo, a característica marcante dá-se pela elevação da redução dos desempenhos do estimador, para cada faixa.

A variação dos valores do IHH ocorre entre valores nulos a 38% ($0 < \text{IHH} < 0,38$) de desempenho, o que para esse índice, conforme a literatura (**item 3.6.1 c**) representa baixo desempenho.

Para os acertos da estimativa diante aos eventos de chuva realmente ocorridos, dado pelo Índice de Sucesso Crítico (ISC) (**Apêndice I**), os melhores desempenhos dos campos estimados (Pe) ocorreram ao longo da bacia hidrográfica do Rio Piranhas com valores acima de 20%, reduzindo-se a medida em que se seleciona outra faixa de análise dos campos.

No que diz respeito aos alarmes falsos detectados (“b”) diante as estimativas concordantes a eventos de chuva (“a” e “b”), a Taxa de Alarme Falso (TAF) apresentou baixos valores (melhores desempenhos do estimador) (**Apêndice I**) na porção norte-nordeste da bacia do Rio Piranhas e porções agrestina e litorânea do Estado paraibano, na faixa de 1 a 10 mm (Faixa 1).

No decorrer das faixas as estimativas tornaram-se piores com destaque as bacias sobre influência de delimitação das messoregiões da Borborema e Agreste, como as bacias do Rio Paraíba, Trairí, Camaratuba e Curimataú (**Apêndice I e Figura 25**).

O desempenho de um estimador torna-se importante como meio de monitoramento dos impactos de extremos pluviométricos (grandes quantidades de chuvas em um dia). A partir daí, a sensibilidade relacionada à detecção de eventos torna-se importante como meio de verificar vazões, prever catástrofes, ou situações outras que tenham os estudos de chuva como base analítica. Dessa forma, a probabilidade de detecção pode vir a trazer o desempenho de respostas positivas frente a erros do estimador quanto a falhas (“c”).

O índice de probabilidade de detecção (PD) apresentou melhores desempenhos a Oeste do Estado, no que se configura a bacia do Rio Piranhas (**Apêndice I**), com respostas de bons desempenhos aos níveis 40% a 50% entre as faixas 1 (1 a 10mm) e faixa 2 (10 a 20mm). Pós essas faixas, o desempenho do estimador por esse índice demonstra grande redução espacial (**Apêndice I**).

Frente as probabilidade de falsos alarmes (PFD) (**Apêndice I**) o estimador tende a apresentar campos de chuva, em todas as faixas, com valores muito reduzidos ($0 < PFD < 5\%$) o que denota ao índice bom desempenho quando a detecção de corretos negativos (“d”).

Quanto as possíveis chances gerais na detecção correta (“a” e “d”) frente aos erros (“b” e “c”), segundo a razão de chance (RC), os melhores desempenhos estão localizados a Oeste sobre as faixas de 1 a 10 mm (Faixa 1); 10 a 20 mm (Faixa 2); e de 20 a 30mm (Faixa 3).

Ao decorrer do aumento das faixas de análise, o TRMM apresenta padrões incertos de precisão entre as categorias de erros (**Apêndice I**).

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 CONCLUSÕES

As aplicações das técnicas apresentadas nesse trabalho corroboraram para a verificação entre a similaridade e o desempenho das informações diárias integradas dos campos de chuva geradas pelo TRMM sobre o Estado da Paraíba, de forma que os dados se tornem condizentes as resoluções espaços-temporais comuns àquelas concernentes as necessidades técnicas da modelagem hidrológica distribuída.

O aumento da resolução espacial (*downscaling*) dos dados originais estimados do algoritmo 3B42-V7 do TRMM ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) e a redução da qualidade das observadas da AESA apresentou, para o enquadramento dos campos de chuva concernente a aplicação em modelos hidrológicos distribuídos, boa similaridade entre as informações espaciais dos campos de chuva estimados e observados. Desse modo, a aplicação de discretizações concernentes à modelagem hidrológica distribuída correspondeu bem as propostas metodológicas do trabalho.

A aplicação das técnicas aliada ao REMQ também permitiu que se verificassem desvios totais e sazonais dos quantitativos dos campos de chuva gerados.

As diferenciações observadas entre os campos de chuva levantaram a hipótese de que a localização dos desvios ocorre devido à ação de diferentes sistemas de precipitação, ocorrentes sobre diferentes períodos e conforme a especificidade geográfica de incidência. Pois as resultantes da confrontação entre os campos de chuva gerados verificaram a alteração cíclica dos desvios entre a chuva do estimador orbital e dos dados de superfície.

Dentro dessa perspectiva, verificou-se que a espacialização dos maiores desvios incidentes sobre Paraíba ocorre sobre as bacias hidrográficas abarcadas em parte da mesorregião agrestina a litorânea, dentre as quais se destacam as bacias dos rios: Curimataú; Camaratuba; Guajú; Mamanguape; Miriri; Gramame; e Abiaí.

Logo, diante desse quadro, credita-se aí parte da origem do impedimento ao desempenho do algoritmo do TRMM quando confrontado em similaridade geral com as informações de chuva oriundas dos pluviômetros da AESA.

No caso das bacias hidrográficas inseridas em direção continental Leste-Oeste, onde se caracteriza as mesorregiões da Borborema e Sertão, essas tendem a apresentar

resultados mais afins entre os sistemas de coleta comparados. Nessas regiões se inserem as grandes bacias hidrográficas dos rios: Paraíba; e Piranhas.

Desse modo, os desvios entre o estimador TRMM e os dados AESA tendem a considerar os campos de chuva estimados com maiores erros aquelas regiões mais úmidas, frente aos eventos e/ou períodos aos quais tipicamente a chuva age com maiores quantidades sobre o Estado.

No geral, pôde-se pré-visualizar o direcionamento dos desvios sob a ótica espaço-temporal, de modo à pré-evidenciar que os desempenhos na estimação dos campos de chuva do algoritmo 3B42-V7 viriam a apresentar relação espacial com tipos de erros variantes segundo os deslocamentos cíclicos-sazonais dos desvios apresentados pelo índice REMQ.

Segundo os índices de desempenhos (sob as duas abordagens A1 e A2), no intuito da verificação quanto à natureza dos erros na detecção do estimador do TRMM foi possível observar a natureza dos erros na detecção frente aos dados da AESA, conforme aos tipos de situação a que o estimador possui quanto às potencialidades e/ou depreciações.

Por meio das técnicas dos índices pôde-se verificar que as correspondentes superestimativas do estimador suplantaram à medida que os falsos alarmes tornaram evidentes nas duas abordagens propostas. A existência de percentuais maiores de falhas do sensor orbital fez com que em grande parte das medidas o sensor reduzisse seus desempenhos gerais quanto estimativas corretas (“a”).

Ao se considerar a detecção do TRMM frente aos acertos gerais (“a” e “d”) aos níveis PD, com o comparativo com os índices PC e ISC observou-se que os eventos “a” tornaram-se mais escassos e/ou raros diante da detecção do sensor orbital.

Ao se observar a questão da aleatoriedade de eventos dados pela proporção correta, dado pelo IHH - importante para a aplicação de previsões quanto a detecção de eventos chuvosos -, verificou-se que o sensor orbital apresentou baixas perspectivas de detecção. Desse modo não sendo adequado para aplicação de previsibilidade.

Houve a participação de grande efetivo de alarmes falsos (TAF) por parte da estimativa do sensor orbital demonstraram, tanto pela análise da simples ocorrência ou não ocorrência dos eventos chuvosos, como do quantitativo dos mesmos que o sensor incorre a erros crescentes à medida que se aumentam as faixas quantitativas de comparação.

Por ser influenciado pelos acertos totais “a” e “d”, ao se comparar com os demais índices, nota-se que a categoria “d” eleva o desempenho do sensor quanto ao índice PC, além de ser o “ponderador” nas resultantes quanto ao desempenho das probabilidades de falsa detecção (PFD).

As frequências da categoria “d” tornam-se mais evidentes conforme se aproximam das épocas estacionais de menores incidências pluviométricas, como nos período primaverais. Isso ocorre porque há maior facilidade de estimar não eventos quando os mesmos realmente não foram observados pelos campos de chuva dos postos da AESA (“d”).

Sob a ótica da perspectiva chuva-não chuva (sem delimitação de faixas) os índices demonstram as tendências espaciais quanto ao desempenho do sensor. À medida que se interioriza a análise ao continente, melhores desempenhos são evidenciados.

Quando tomado as faixas de valores, os desempenhos foram reduzidos de acordo com o aumento das faixas de quantitativos de eventos chuva não chuva.

Diante das condições de pré-verificação estatística - aplicação de técnicas galgadas na verificação da natureza dos erros, além das análises quanto às informações geradas - concluiu-se que o produto 3B42-V7 do TRMM responde melhor a eventos de precipitação raros. Tendendo, assim, a maiores erros de detecção entre ocorrência ou não ocorrência dos eventos chuvosos, tal como faixas de quantitativo dessas ocorrências ou não ocorrências em direção as porções mais próximas ao litoral do Estado Paraibano.

A consequência desses resultados e conclusões permite se afirmar que o modelo apresentado pelo algoritmo não permite gerar entradas satisfatórias aos modelos hidrológicos distribuídos às bacias urbanas (litoral e proximidades) do Estado paraibano. No entanto, sua utilização poderia vir a ser utilizada na detecção de eventos ocasionais sobre as bacias hidrográficas do rio Piranhas à grande porção do Rio Paraíba.

Portanto, dentro do quadro contextual, no percurso do trabalho e pela base bibliográfica dos referenciais, notam-se ideias e lacunas técnicas que podem vir subsidiar a aplicação de pesquisas futuras. Esse contexto contribui tanto em outras áreas de estudo, como aqueles aplicados a verificação de campos de chuva para entrada de modelos hidrológicos distribuídos.

5.2 RECOMENDAÇÕES

Tanto as abordagens analíticas, como o acréscimo de técnicas a metodologia apresentada no trabalho poderiam ser associadas aos resultados, de modo a conectar as avaliações estatísticas a realidade físico-espaço-temporal do Estado paraibano.

Inserido a metodologia discorrida ao longo desta pesquisa, necessitou-se elaborar “mapas” ou imagens dos campos de chuva espacializados de forma comum, sobre a perspectiva do espaço territorial do Estado da Paraíba e conforme a similaridade das informações. Logo, utilizou-se do método geoestatístico IDW muito utilizado na área de recursos hídricos.

Entretanto, entende-se que, não reduzindo a ponderação mediante as distâncias geométricas, tal como o IDW, a Krigagem pode vir a desempenhar resultados na análise de campos de chuva satisfatórios a aplicação metodológica desse trabalho. Isso, pois, tal técnica geoestatística dá-se como eficaz em áreas outras de estudo, devido à capacidade de conservar locais que agem - por mais distantes matematicamente - sobre os resultados com maior influência decorrentes de seus quantitativos, tal como se pode observar na análise de Mendes e Cirilo (2001) e Adriotti (2009).

Além da inserção da Krigagem, credita-se que a presença de variações fisiográficas impactam nos resultados dos campos de chuva. Assim, o estimador do TRMM poderia ser calibrado conforme especificidades geográficas das bacias hidrográficas, de modo a potencializar a precisão dos estimadores, como pode ser encontrado no trabalho de Wealands et al. (2005).

Além disso, recomenda-se avaliar e analisar as resultantes comparativas de campos de chuva para abordagem comportamental entre sensores terrestres e orbitais desta pesquisa, diante a eventos como *La Niña* e *El Niño* e suas potencializações do Dipolo do Atlântico, em cujas ações provocam alterações hidrológicas em todo o nordeste, tal como no caso paraibano.

Pode-se incluir como proposta de pesquisa a continuação do presente trabalho com a aplicação dos índices estatísticos de desempenho apresentados em aplicação com modelos hidrológicos distribuídos diversos e comparando os resultados dos mesmos, além de acrescentar outras perspectivas de índices de desempenho.

Uma proposta metodológica do estudo poderia enquadrar a inserção da variação: locacional; da forma; e do direcionamento de como os valores dos campos de chuva são avaliados pelo estimador frente a referência de campo, tal como abordagem

técnica ressaltada por Winter (1998; 2000), quanto a localização dos dados. Isso, aliando-se a partir do método de Smith et al. (2004) ligado a modelo hidrológico aplicado em bacias hidrográfica relacionando com os aspectos fisiográficos da bacia hidrográfica.

Além disso, podem ocorrer erros na detecção de estimativas associados aos mecanismos físicos de geração dos fenômenos chuvosos, como se constata em Silva; Freitas; Gielof (2011) e Nóbrega (2012), dos quais, a análise mais acurada quanto as caracterizações locais podem vir a mitigar erros analíticos.

A técnica apresentada pode estar aliada a perspectiva da aplicação para a prognosticação de eventos sobre macro bacias ou com adaptações locacionais e técnicas a médias e pequenas bacias hidrográficas. Tal proposta baseia-se na ideia de que a previsão vem a ser um importante recurso na determinação de eventos na perspectiva de planejamento e gestão dos recursos hídricos. Além de que poder-se-ia mediar e/ou buscar prever eventos cujos impactos viessem a agir negativamente sobre as populações inseridas nas bacias.

Recomenda-se também a inserção de um índice ou de um conjunto de índices no qual se trace o desempenho dos sensores orbitais, diante da geração entre a proporcionalidade dos eventos comparados de sucessos e corretos negativos em que haja a ponderação do sensor diante ao predomínio do tipo de detecção. A partir daí, conseguir-se-ia reduzir tempo na escolha de instrumentos diante ao contexto geográfico das áreas.

Destaca-se que nos trabalhos futuros buscar-se-á a aplicação metodológica em outras técnicas e/ou modelos geradores de valores estimados de chuva, como radares de superfície ou técnicas outras, que se utilizam de estimativas oriundas de combinações de informações orbitais (*blendindg*). Além disso, buscar-se-á as condicionantes físicas e técnicas que impactam na geração de valores atípicos nas estimativas, de modo a sanar os problemas na representação dos dados espacializados.

REFERÊNCIAS

ADRIOTTI, José L. S. **Fundamentos de estatística e geoestatística**. 1.ed. 2. reimp. São Leopoldo/RS: Editora USININOS, 2009.

AESA, AGÊNCIA EXECUTIVA DE GESTÃO DAS ÁGUAS DO ESTADO DA PARAÍBA. **Resolução n. 3 do 5 de novembro de 2003**. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br/cerh/resolucoes.php>> Acesso em 11 de maio de 2013.

_____. **Plano estadual de recursos hídricos**: PERH-PB. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br/perh/perh.html>>. Acesso em 05 de dez. de 2013

AGRESTI, Alan. **An introduction to categorical data analysis**. 1. ed. Florida: Wiley-Interscience Publication, 1996.

ARAÚJO, Anderson N de; GUETTER, Alexandre. Validação da Chuva Estimada por Satélite CMORPH na Modelagem Hidrológica do Alto Iguaçú. In.: **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. 12 v. 3. n. p. 189-198, jul/set. 2007.

AYOADE, J. O. **Introdução a climatología para os trópicos**. Tradução: Maria Juraci dos Santos. 15.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. (Tradução de Introduction of climatology for the tropics).

BARRERA, Daniel F. Análisis comparativo de los mapas de precipitación obtenidos a partir de datos pluviométricos y de estimaciones satelitales, In: **Actas do IX Congresso Nacional de Meteorología**, Buenos Aires, 2005.

BERG, Wesley; KUMMEROW, Christian; MORALES, Carlos A.. Differences between East and West Pacific Rainfall Systems. In.: **Journal of Climate**. v. 15, n. 24, p. 3659–3672. dec. 2002. Doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3659:DBEAWP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3659:DBEAWP>2.0.CO;2)

BRIER, Glenn.W.; ALLEN, Roger A. Verification of weather forecasts. In: Thomas F. Malone. **Compendium of Meteorology**. Boston: American Meteorological Society, 1951, p. 841–848. Disponível em: <<http://ia600407.us.archive.org/7/items/compendiumofmete00amer/compendiumofmete00amer.pdf>>. Acesso em: 14 maio 2013.

BRIMICOMBE, Allan. **GIS, environmental modellins and engineering**. 2. ed. CRC Press, 2010.

BURIAN, Steven; SHEPHERD, Marshall. Effect of urbanization on the diurnal rainfall pattern in Houston. In: **Hydrological Process**. n. 19, p. 1089-1103, 2005.

FERREIRA, Artur G. **Meteorología práctica**. São Paulo: Oficina de textos, 2006.

CAVALCANTI, Iracema F. de A.; FERREIRA, Nelson J.; Silva, Maria G. A. J. da; DIAS, Maria A. F. da (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CAWCR. THE CENTRE FOR AUSTRALIAN WEATHER AND CLIMATE RESEARCH. **Forecast verification**: issues, methods and FAQ. Disponível em: <<http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/>> Acesso em 07 jun. 2012.

CHANG, Kang-tsung. **Introduction to Geographic information systems**. 5 ed. New York: McGrawHill Higher Education, 2010.

CHEN, Feng W.; LIU, Chen W. Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. In: **Paddy and Water Environment**. v. 10, n. 3, set. 2012, p. 209-222. Disponível em: <[http://140.112.86.181/PDF/2012\(13\)ChenFW\(PWE\).pdf](http://140.112.86.181/PDF/2012(13)ChenFW(PWE).pdf)>. Acesso em: 04 abr. 2013.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. **Estimativas de precipitação por sensoriamento remoto passivo**: desempenho do satélite TRMM na bacia do alto Paraguai até Descalvados. In: Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande. p. 47-56, Nov. 11-15, 2006.

_____. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. In: **Revista Brasileira de cartografia**, n. 59, v. 1, p. 93-99, 2007.

_____. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. In: **Hydrological Sciences Journal**. n. 52, p. 878-895, 2007b.

COLLISCHONN, Bruno. **Uso da precipitação pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. Dissertação. Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2006.

COLLISCHONN, Bruno; COLLISCHONN, Walter; TUCCI, Carlos. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. In: **Journal of Hydrology**, n. 360, p. 207-216, 2008.

CONTI, Guilherme N.; MENDES, Carlos A. B. Sensoriamento remoto para estimativa da precipitação no estado do Rio Grande do Sul. In.: **Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Belo Horizonte. INPE, p. 1153-1160, 05 a 10 de Abril de 2003.

DEGAETANO; Arthur T.; WILKS, Daniel S. Radar-guided interpolation of climatological precipitation Data. In.: **International Journal of Climatology**. v. 29, p.185-196, 2009. Doi: 0.1002/joc.1714

DRUCK, Suzana; CARVALHO, Marília S.; CÂMARA, Gilberto; MONTEIRO, Antônio M. V. **Análise de dados geográficos**. Planaltina/DF: EMBRAPA CERRADOS, 2004.

EBERT, Elisabeth. Methods for verifying satellite precipitation estimates. In: Levizzani V, Bauer P, Turk FJ. **Measuring Precipitation from Space**: EURAINSAT and the future. Springer, p 345–356, 2007.

EBERT E.; JANOWIAK, J.; KIDD, C. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. In: **American Meteorological Society**. p. 47-64, Jan. 2007.

ENGMAN, E.T. Remote Sensing Applications to Hydrology: future impact. In.: **Hydrological Sciences Journal**, v. 41, n. 4, p. 637-647, 1996.

FITZ, P. R. **Geoprocessamento sem complicaçāo**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLOREZANO, Tereza G. **Iniciaçāo em sensoriamento remoto**. 3. ed. Oficina de Textos, 2011.

FOODY, Giles M. Map comparison in GIS. In.: **Progress in Physical Geograph**. n. 31, v. 4, p. 439-445, 2007.

GARCEZ, Lucas N.; ALVAREZ, Guillermo A. **Hidrologia**. 2. ed. São Paulo: Edgar Blücher, 1988.

GOMES, Rodrigo S.; SILANS, Alain M. B. P. Comparação de diversos métodos de cálculo da precipitação médias sobre uma bacia hidrográfica. In. Tarciso C. da Silva et al. (Orgs.). **Bacia do Rio Gramame**: hidrologia e aspectos ambientais para a gestão dos seus recursos hídricos. João Pessoa: Ed. UFPB, 2002.

GRAYSON, Rodger; BLÖSCHL, Günter. Spatial modelling of catchment dynamics. In: **Spatial Patterns in catchment hydrology**: observations and Modelling. Cambridge, 2000.

GUPTA, Ram S. **Hydrology and Hydraulic systems**. Illinois: Waveland Press, 1995.

HABID, Emad; CIACH, Grzegorz; KRAJEWSKI, Witold. A method for filtering out raingauge representativeness errors from the verification distributions of radar and raingauge rainfall. In.: **Advances in Water Resources**, 27. n. p.967-980, 2004.

HAGEN, Alex. Multi-method assessment of map similarity. In: **5^a Conference on Geographic Information Science – AGILE**. Espanha, 25 a 27 de abril de 2002.

HENDRICK; Comer. Space variations of precipitation and implications for raingauge network design. In: **Journal Hydrology**. 10. v., p. 151-163, 1970.

HEATHCOTE, Isobel W. **Integrated watershed management**: principles and practice. Jhon Winley & Sons, Inc, 1998.

HUFFMAN, George J.; BOLVIN, David T. **TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation**. Disponível em: <<ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged/V7Documents/>>. Acesso em 07 de jun. 2012.

IBGE. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo demográfico 2010.** Rio de Janeiro: IBGE, 2013. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=pb> >. Acesso em: 12 dez. de 2013.

IDEPE. INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO MUNICIPAL E ESTADUAL DA PARAÍBA. **Nota técnica IDEPE:** PIB dos municípios 2010. João Pessoa: [s. n.], 2010 Disponível em: < http://www.ideme.pb.gov.br/index.php/objetivos-do-milenio/cat_view/66-pib/17-produto-interno-bruto-municipal/921-pib-municipal.html >, Acesso em 15 de out. d 2013.

INMET. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas:** 1961-1990. Brasília: [s.n.], 1992.

_____. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Manual de observações meteorológicas.** 3. ed. Brasília: [s.n.], 1999.

IPWG. INTERNATIONAL PRECIPITATION WORKING GROUP. **Validation.** Disponível em: < <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/validation.html> >. Acesso em: 02 fev. 2013.

JAXA. Japan Aerospace Exploration Agency. **TRMM Data users handbook.** 2006. Disponível em: < http://www.eorc.jaxa.jp/en/hatoyama/satellite/satdata/trmm_pdf/trmm_handbook_e.pdf >. Acesso em 10 de out. de 2013.

_____. In.: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **PR Algorithm and Product Information.** Disponível em: < http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/documents/PR_algorithm_product_information/top_e.html > Acesso em 15 de nov. de 2012a.

_____. **Data distribution service.** 2007. Disponível em: < <http://www.eorc.jaxa.jp/en/about/distribution/info/trmm.html> >. Acesso em 01 de jan. 2014.

JENSEN, John R. **Sensoriamento Remoto do ambiente:** uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução: José Carlos Neves Epiphanio et al.. (Coord.). São José dos Campos: Parênteses, 2009.

JIMENEZ, Karena Q. **Modelagem hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto.** Mestrado (Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental). Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Orientador: Dr. Walter Collischonn. Porto Alegre, 2011.

JOLLIFFE, Ian T.; STEPHENSON, David B. **Forecast verification a practitioner's guide in atmospheric science.** Chichester: Inglaterra: WILEY, 2003. Disponível em: < http://upload.vnuki.org/books/c23_227159_11024f134480eaddb17589f3_96b447a91b4401ca83c55beaf9fe0414/Jolliffe_Forecast_Verification_A_Practitioners_Guide_in_Atmospheric_Science.pdf >. Acesso em: 14 maio 2013.

JÚNIOR VIESSMAN, Warren; LEWIS, Gary L. **Introduction to hydrology.** 4. ed. New York: Harper Collins, 1995

KIDD, C. Satellite Rainfall Climatology: a review. In: **International Journal of Climatology**, 21. n. p. 1041-1066, 2001.

KIDDER, Stanley Q.; HAAR, Thomas H. Vonder. **Satellite meteorology:** an introduction. Academic Press, 1995.

KIRSTETTER, Pierre E.; VILTARD, Nicolas; GOSSET, Marielle. **An error model for instantaneous satellite rainfall estimates:** evaluation of BRAIN-TMI over West Africa. In: **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, p. 894-911, 2012.

KUHNERT, Matthias; VOINOV, Alexey; SEPPELT, Ralf. Comparing raster map comparison algorithms for spatial modelling and analysis. In. **American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.** v. 71, n. 8, p. 975-984, 2005.

KUMMEROW, Christian; BARNES, Willian; KOZU, Toshiaki; SHIUE, James; SIMPSON, Joanne. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. In. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, p. 809-817, jul/ago. 1998.

KUMMEROW, Christian; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTS, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. In. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1965-1982, dez. 2000.

LILLESAND, KIEFER. **Remote sensing and image interpretation.** 3. ed. New York: John Wiley & Sons Inc, 1994.

LINSLEY, Ray K.; FRANZINI, Joseph B. **Engenharia de recursos hídricos.** São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1978.

LONGLEY, Paul A.; GOODCHILD, Michael F.; MAGUIRE, David J.; RHIND, David W. **Sistemas e ciência da informação geográfica.** 3.ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

LUINI, Lorenzo; CAPSONI, Carlo. Multiexcell: a new rain field model for propagation applications. In.: **IEEE Transactions on antennas and propagation.** v.59, n. 11. p. 4286-4300, nov. de 2011.

LUCENA, Rebecca Luna. **Qualidade das águas e aspectos geográficos no entorno de reservatórios inseridos nas distintas zonas climáticas da Paraíba.** 2008. 113 f. Dissertações (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2008. Cap. 8.

MEHRAN, Ali; AGHAKOUCHAK, Amir. Capabilities of satellite precipitation datasets to estimate heavy precipitation rates at different temporal accumulations. In. **Hydrological Processes**. n. 28, p. 2262-2270, 27 de mar. de 2014.

MELLER, Adalberto. **Previsão de cheias por conjunto em curto prazo**. 2012. 224 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental). Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre, 2012.

MENG, Jin; LI, Li; HAO, Zhenchun; WANG, Jiahui; SHAO, Quanxi. Suitability of TRMM satellite rainfall in driving a distributed hydrological model in the source region of Yellow River. In.: **Journal of Hydrology**. n. 509, p. 320-332, 2014.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**: Senior Review Proposal. 2007. Disponível em: < http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm_rain/Events/TRMMSenRev2007_pub.pdf >. Acesso em 15 de nov. 2013.

_____. In.: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Why TRMM is Valuable**. Disponível em: < http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/why-grad.html >. Acesso em 15 de nov. de 2012a

_____. In.: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Data products**: data products and description. Disponível em: < http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/ProductStatus.html >. Acesso em 15 de nov. de 2012d.

_____. **Three classes of orbit**. Disponível em: < <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/OrbitsCatalog/page2.php> >. Acesso em 05 de jan. 2014.

NIMER, Edmon. **Pluviometria e recursos hídricos de Pernambuco e Paraíba**. Rio de Janeiro: Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente, 1979. (Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, 3).

_____. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.

OMETTO, José Carlos. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Ceres. 1981.

PAZ, Adriano R. da; COLLISCHONN, Walter. Avaliação de estimativas de campos de precipitação para modelagem hidrológica distribuída. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 26, n.1, p.109-120, 2011.

PEREIRA, Gabriel; SILVA, Maria E. S.; MORAES, Elisabete C; CARDOZO, Francielle da S. Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil. In: **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 18. n. 3, p. 139-148, jul/set de 2013.

PINTO, Nelson L. de S. et al.. **Hidrologia básica**. São Paulo: Edgar Blucher, 1976.

PUTTHIVIDHYA, Aksara; TANAKA, Kenji. Optimal Rain Gauge Network Design and Spatial Precipitation Mapping Based on Geostatistical Analysis from Co-located Elevation and Humidity Data. In: **Journal of the Science Faculty of Chiang Mai University**. 40. v. 2. n. p. 187-197, abr. de 2013.

RODRIGUES, Regina R.; HAARSMA, Reindert; CAMPOS, Edmo J. D.; AMBRIZZI, Tércio. The Impacts of Inter-El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. In: **Journal of climate**, 24. v. p. 3402-3422, 2011.

SAUVAGEOT, H. Rainfall Measurement by radar: a review. In.: **Atmospheric Research**, 35. n. p. 27-54, 1994.

SENE, K. **Hydrometeorology: forecast and applications**. New York: Springer, 2010.

SILVA, Cláudio M. e S.; LÚCIO, Paulo S.; SPYRIDES, Maria H. C. Distribuição espacial da precipitação sobre o Rio Grande do Norte: estimativas via satélite e medidas por pluviômetros. In: **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.3, 337-346, 2012.

SILVA, Mário A. V. **Meteorologia e climatologia**. Recife/PE: INMET, 2006

SILVA, Ardemiro de B. **Sistemas de informações georreferenciadas: conceitos e fundamentos**. São Paulo: Editora da Unicamp, 2003.

SILVA, Vicente de P. R. On climate variability in Northeast of Brazil. In. : **Journal of Arid Environments**. n. 58, p.575-596, 2004.

SMITH, Michael N.; KOREN, Victor I.; ZHANG, Ziya; REED, Seann M.; PAN, Jeng-J.; MOREDA; Fekadu. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. In.: **Journal of Hydrology**. n. 298, p. 267-286, 2004.

STEPHENSON, David B. Use of the “Odd Ratio” for diagnosing forecast skill. **Weather and Forecasting**. v. 15, p. 221-232, abr. 2000.

STEPHENSON, David B.; JOLLIFFE, Ian T. **Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science**. Wiley, 2003.

SLUITER, R. **Interpolation methods for climate data: literature review**. De Bilt, 2009.

THE CENTRE FOR AUSTRALIAN WEATHER AND CLIMATE RESEARCH. **Forecast verification: issues, methods and FAQ**, 2009. Australian, 2013. Disponível em: <http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/verif_web_page.html#Introduction>. Acesso em: 23 set. 2013.

TUBELIS, Antônio; NASCIMENTO, Fernando J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1980.

TUBELIS, Antônio. **A chuva e a produção agrícola**. São Paulo: Nobel, 1988.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** 2. ed. Porto Alegre: Ed. da UFRGS: ABRH, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos.** 2. ed. Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 2005.

TÜRK, Göksel. GT Index: a measure of the success of prediction. In.: **Remote Sensing of Environmental.** n. 8, p. 65-75, 1979.

TURK, F. J.; MEHTA, A. V. Toward improvements in short-time scale satellite-derived precipitation estimates using blended satellite techniques. In.: **Measuring Precipitation from Space.** v. 28, p. 281-290, 2007. (Series: Advances in Global Change Research).

REBOITA, Michelle; KRUSCHE, Nisia; AMBRIZZI, Tércio; ROCHA, Rosmeri P. da. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra didat.** [online]. 2012, vol.8, n.1, pp. 34-50. ISSN 1980-4407.

ROSSA, A.; BRUEN, M.; FRÜHWALD, D.; MACPHERSON, B.; HOLLEMAN, I.; MICHELSON, D.; MICHAELIDES, S. **Use of radar observations in hydrological and NWP models.** Final Report. 2005. Disponível em: < <http://www.smhi.se/cost717/doc.html> >. Acesso: 30 de jun. de 2013.

VARIDOKEN, Hamza; PREETHI, B.; REVADEKAR, J. V. Diurnal and spatial variation of Indian summer monsoon rainfall using tropical rainfall measuring mission rain rate. In: **Journal of Hydrology.** n. 475, p. 248-258, 2012.

VIANELLO, Rubens L.; ALVES, Adil R. **Meteorologia básica e aplicações.** 1. ed. Viçosa: UFV, 1991.

VILLELA, Swami Marcondes; MATTOS, Arthur. **Hidrologia aplicada.** São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

VISSE, H.; NIJS, T. de. The map comparison kit. In.: **Environmental Modelling & Software.** n. 21, p. 346-358, 2006.

ZHAO, Tianbao; YATAGAI, Akiyo. Evaluation of TRMM 3B42 product using a new gauge-based analysis of daily precipitation over China. In: **International Journal of Climatology.** 21 de nov. 2013.

WARD, Andrew; ELLIOT, William J. **Environmental hydrology.** Flórida: CRC LEWIS, 1995.

WEALANDS, Stephen R.; GRAYSON, Rodger B.; WALKER, Jeffrey P. Quantitative comparison of spatial fields for hydrological model assessment: some promising approaches. **Advances in Water Resources.** n.28, p. 15-32, 2005, Elsevier.

WIGLEY, T. M. L.; SANTER, B. D. Statistical comparison of spatial fields in model validation, perturbation, and predictability experiments. In: **Journal of Geophysical Research.** n. d1, v. 95, p. 851-865, 20 Jan. 1990.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. San Diego: Elsevier, 2006.

WINTER, Stephan. Location-based similarity measures of regions. In.: **CiteSeer^x** Disponível em: <<http://citeseerx.ist.psu.edu/index>>. Acesso em 04 de fev. de 2014.

_____. Location similarity of regions. In.: **Photogrammetry and Remote Sensing**. v. 55. n. 3. p. 189 – 200, 2000.

WMO. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation**. 7. ed. WMO – nº 8. 2012. Disponível em: <<http://www.wmo.ch/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMO-Guide/Draft-7-edition.html>>. Acesso em: 12 abr. 2013.

_____. **Guide to hydrological practices**: management of water resource and application of hydrological practices. 6 ed. n. 168, v. 2. Gevena: Chairperson, 2009.

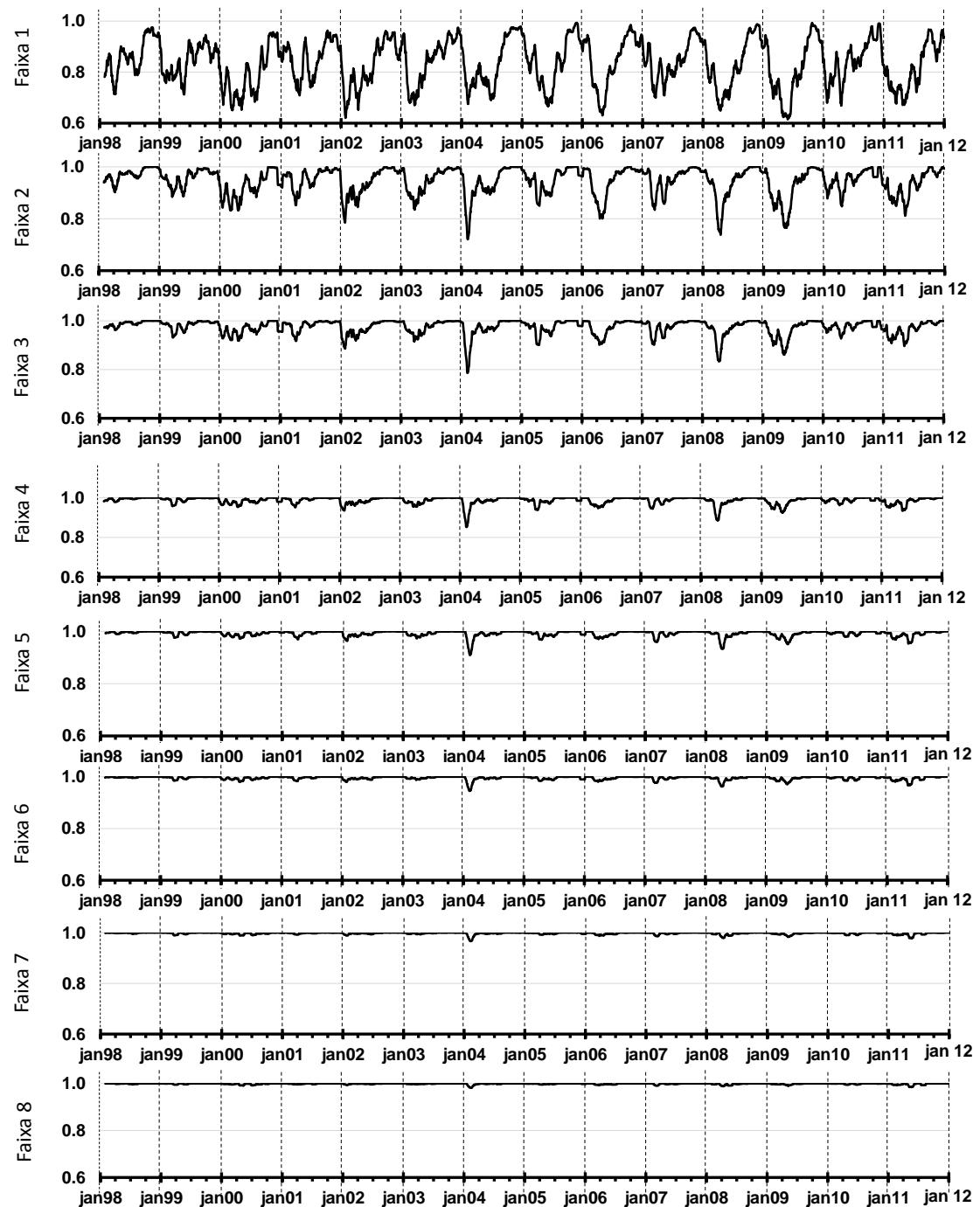
_____. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Calculation of monthly and annual 30-years standard normals**. WCDP-No-341. Geneva: WMO, 1989.

_____. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide to the global observing system**. n. 488. Geneva: WMO, 2007.

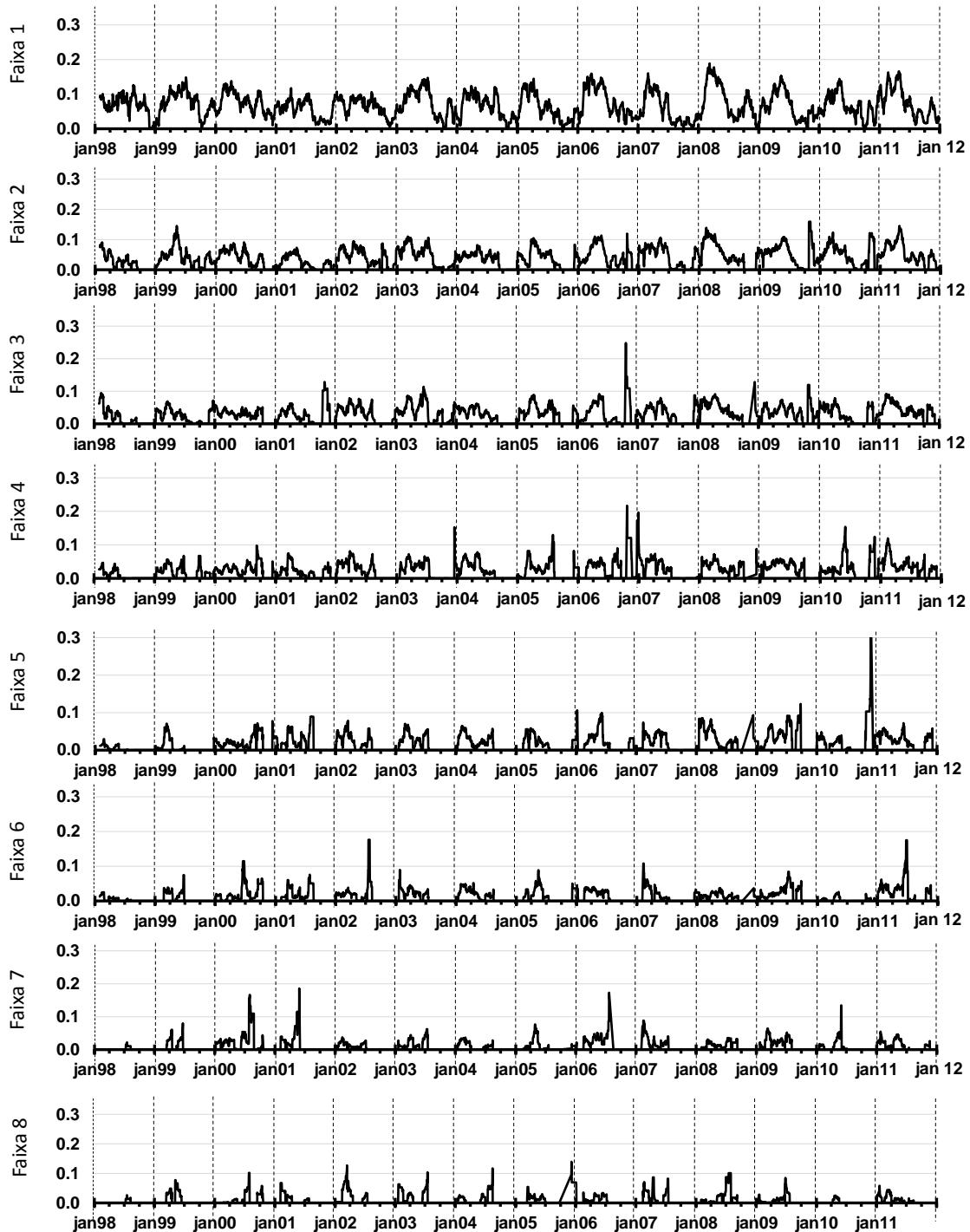
_____. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Recommendations for the verification and intercomparison of QPFs and PQPFs from operational NWP models**. n. 1485. Geneva: WMO, 2008b. Disponível em: <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/WWRP2009-1_web_CD.pdf> Acesso em 4 de nov. de 2013.

WOLDEMSKEL, Fitsum; SIVAKUMAR; Bellie; SHARMA, Ashish. Merging gauge and satellite rainfall with specification of associated uncertainty across Australia. In. **Journal of Hydrology**. n. 433, p. 167-176, 2013.

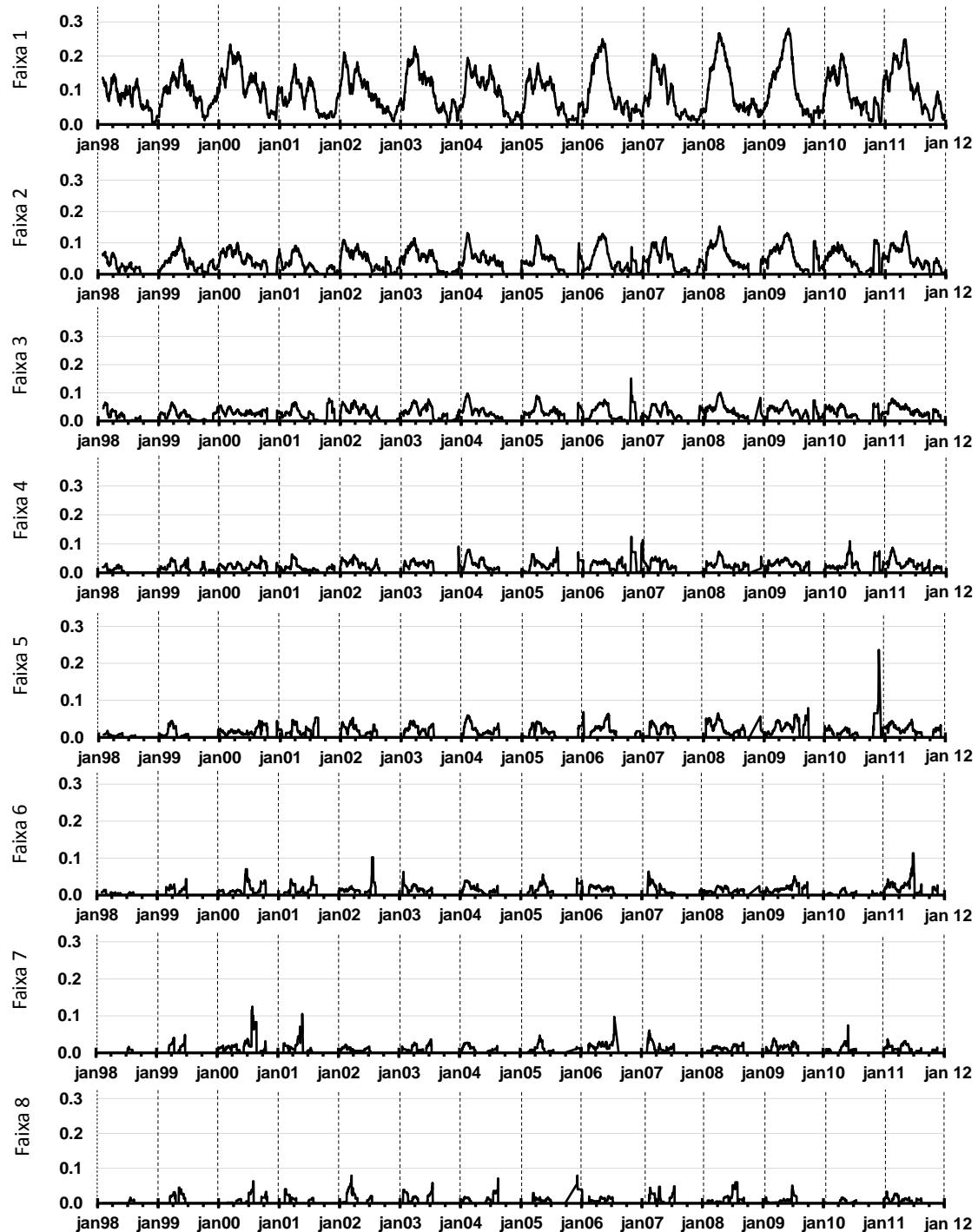
APÊNDICE A - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice PC ao longo dos anos de 1998 a 2011.



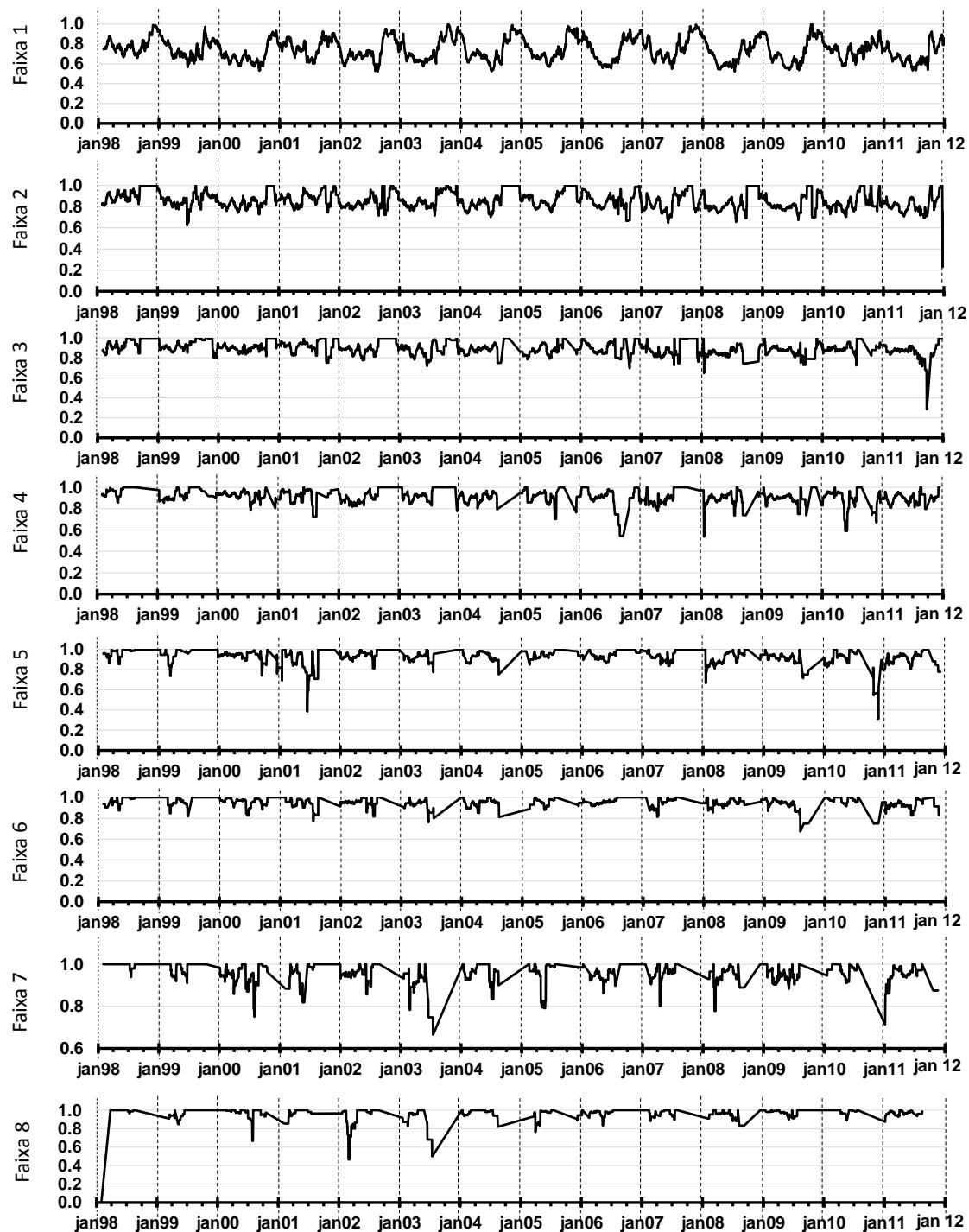
APÊNDICE B - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice IHH ao longo dos anos de 1998 a 2011.



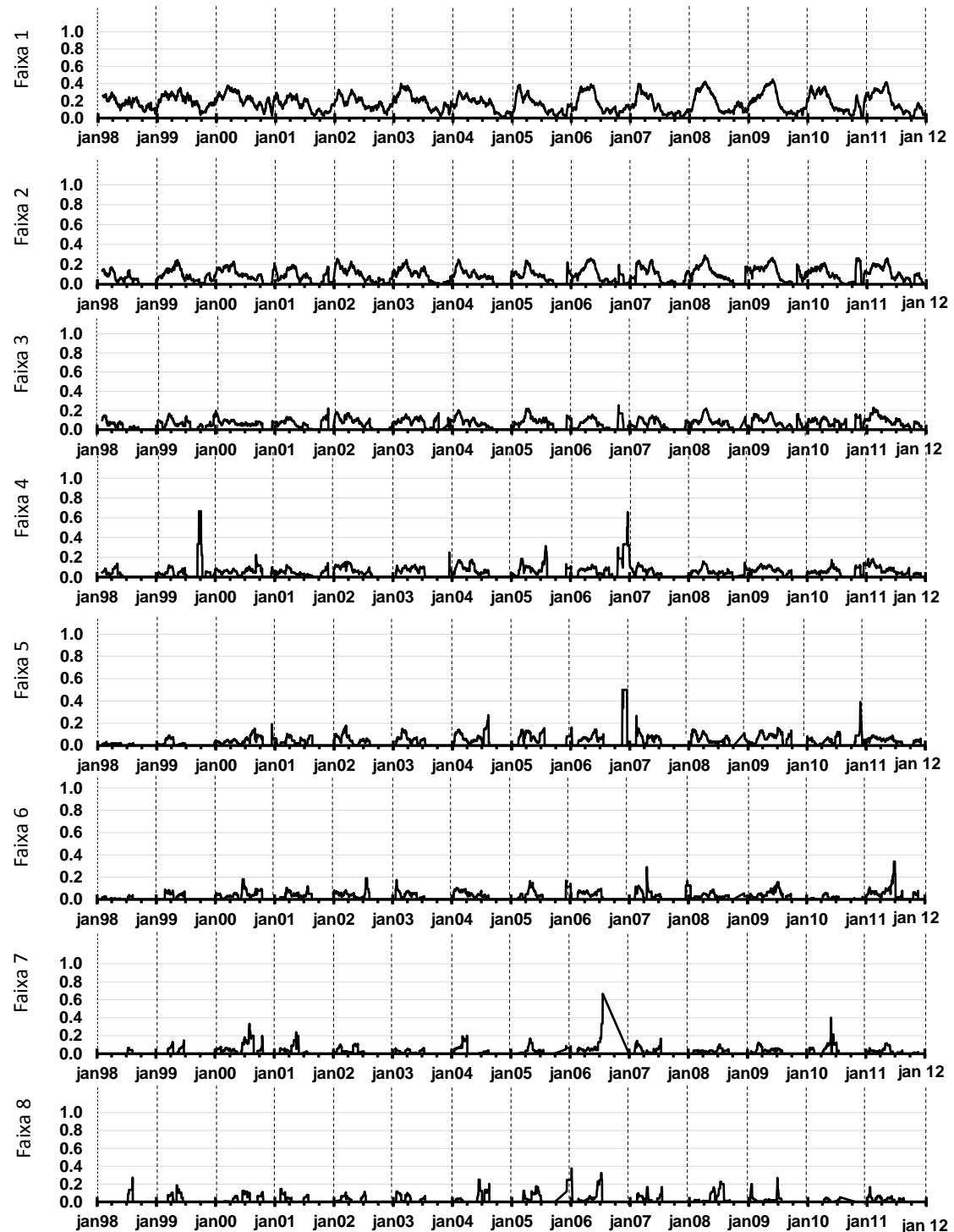
APÊNDICE C - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice ISC ao longo dos anos de 1998 a 2011.



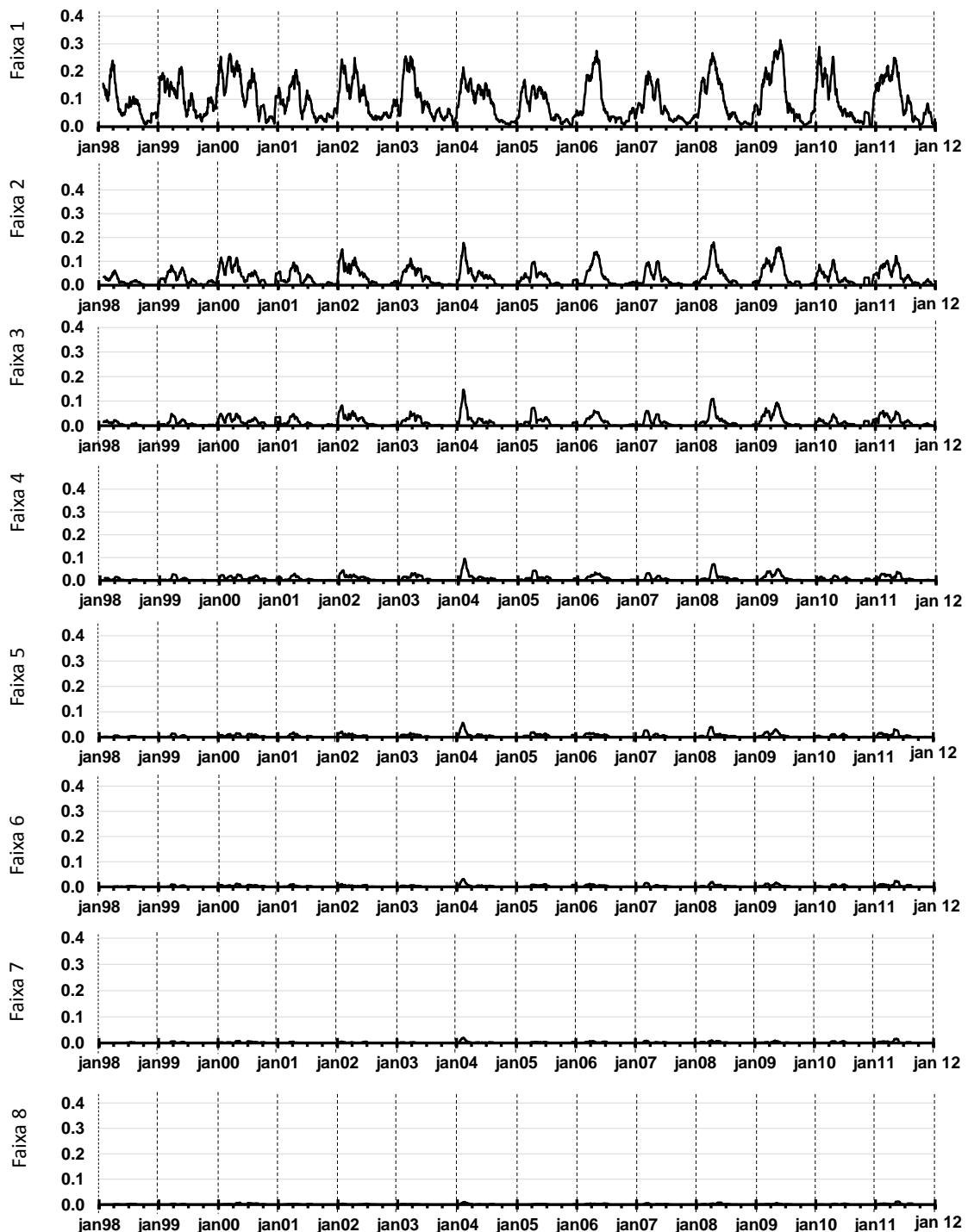
APÊNDICE D - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice TAF ao longo dos anos de 1998 a 2011.



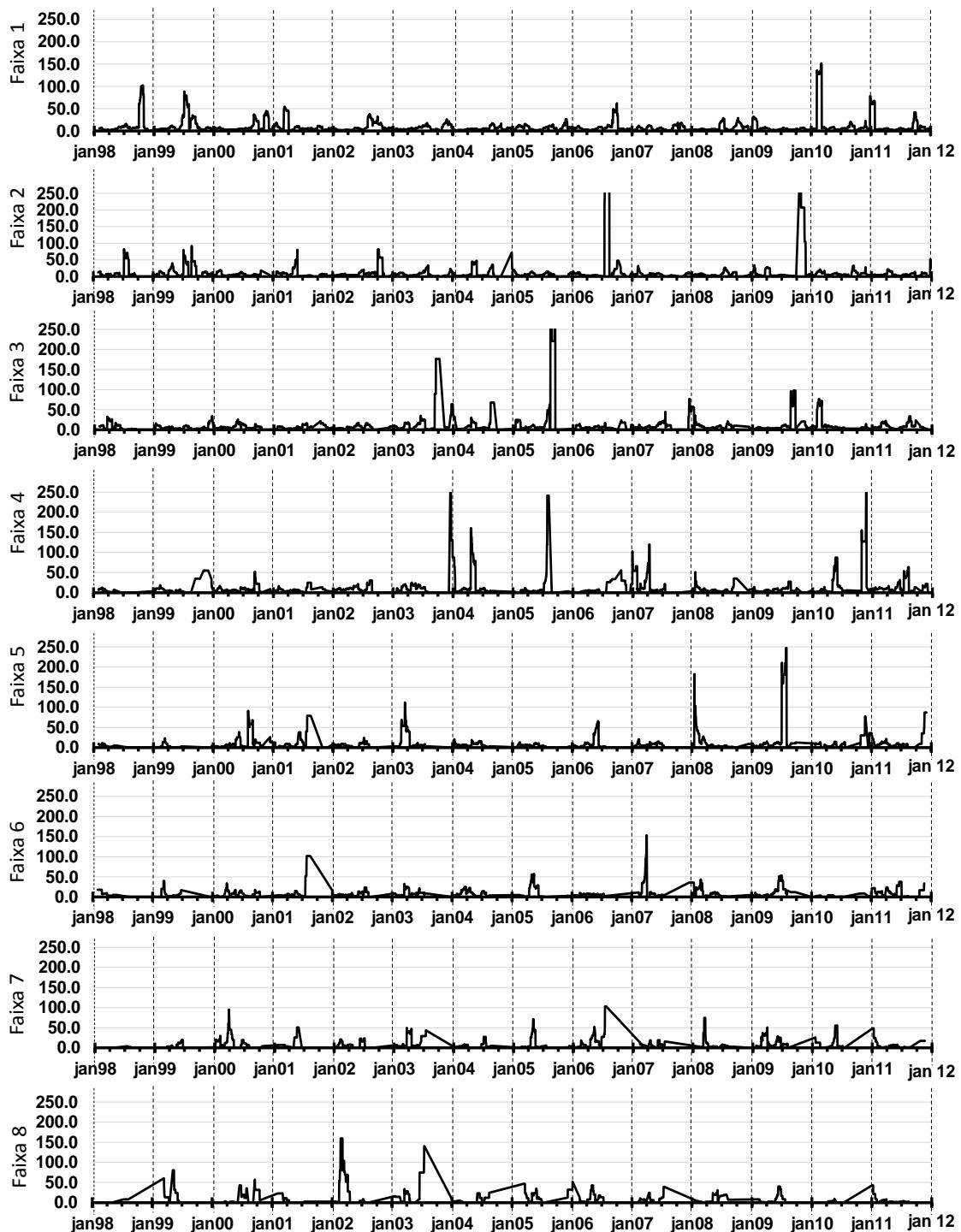
APÊNDICE E - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice PD ao longo dos anos de 1998 a 2011.



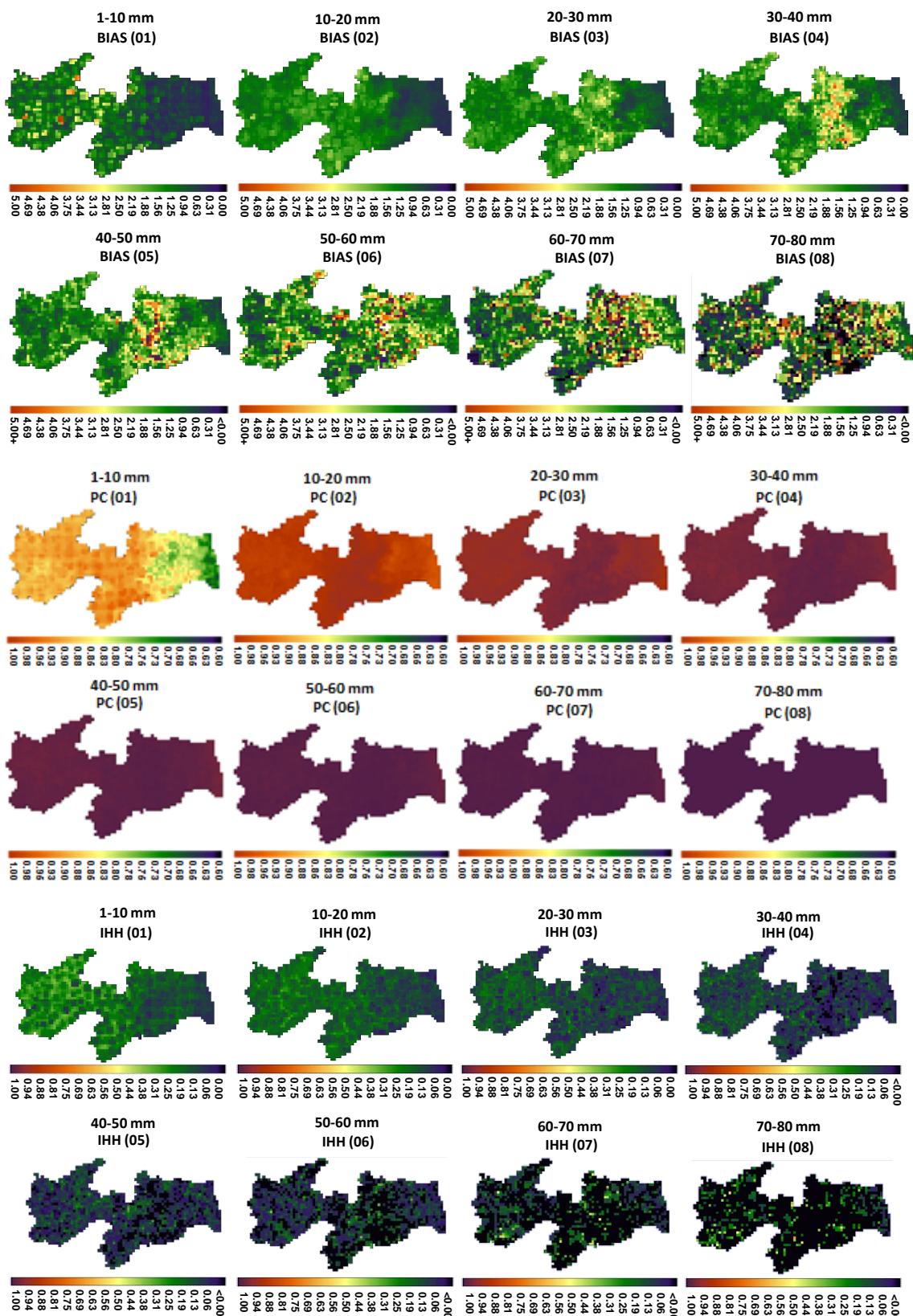
APÊNDICE F - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice PFD ao longo dos anos de 1998 a 2011.



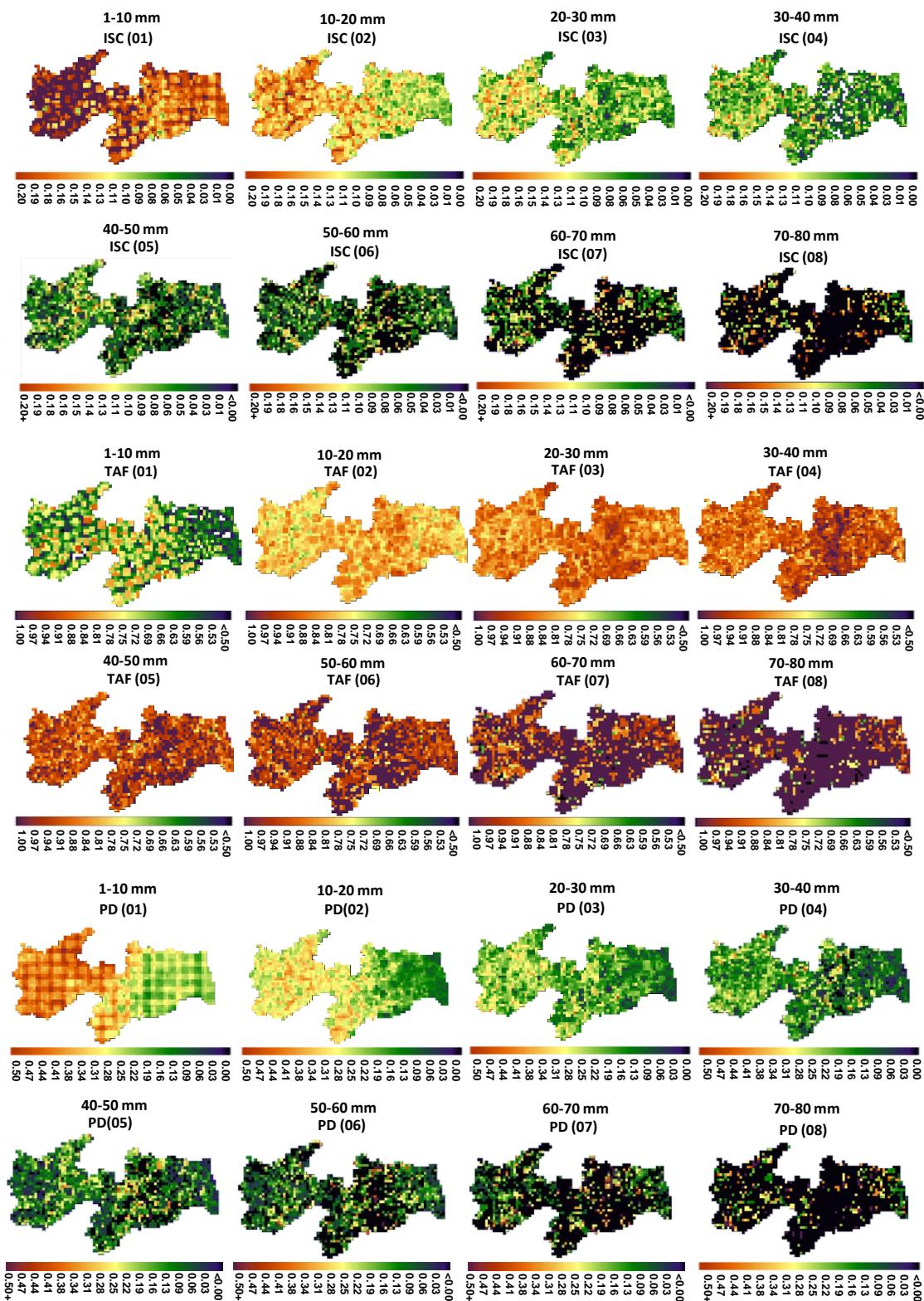
APÊNDICE G - Média móvel (30 dias) no tempo, por índices de desempenho, da análise integrada no espaço chuva-não chuva por faixa do índice RC ao longo dos anos de 1998 a 2011.



APÊDICE H – Análise integrada no tempo diário dos anos (1998-2011) por faixa, para os índices BIAS, PC, IHH (A2).



APÊDICE I – Análise integrada no tempo diário dos anos (1998-2011) por faixa, para os índices TAF, PD, ISC (A2).



APÊDICE J – Análise integrada no tempo diário dos anos (1998-2011) por faixa, para os índices PFD, RC (A2).

